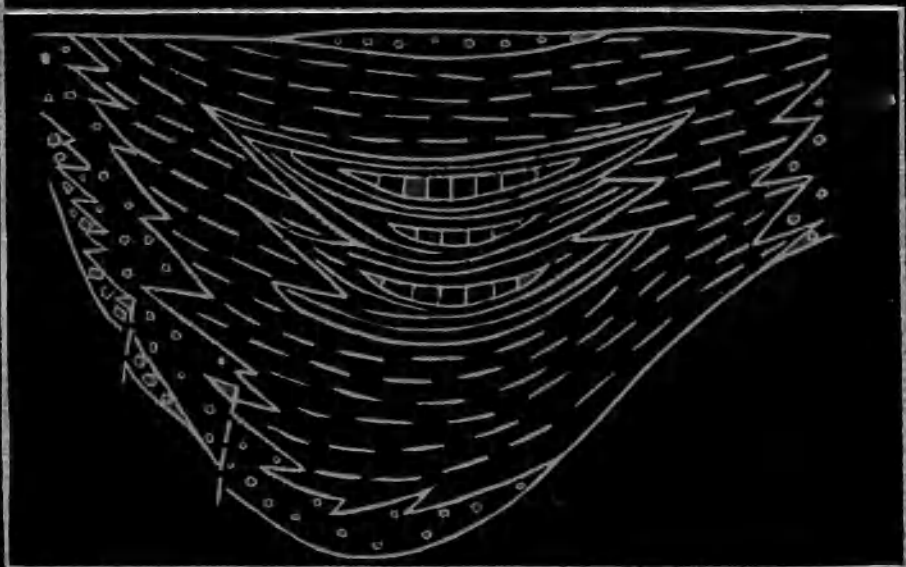


В.Т. ФРОЛОВ

# ЛИТОЛОГИЯ



3

В. Т. ФРОЛОВ

---

# ЛИТОЛОГИЯ

КНИГА 3

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1995

ББК 26.3  
Ф 91  
УДК 552.5

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *О. В. Япаскурт*;  
доктор географических наук *Ф. А. Щербаков*

Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Московского университета

Федеральная программа книгоиздания России

**Фролов В. Т.**

Ф 91 Литология. Кн. 3: Учеб. пособие. — М.: Изд-во МГУ,  
1995. — 352 с.: ил.

ISBN 5-211-03404-X (кн. 3)

ISBN 5-211—02029-4

В учебном пособии (кн. 1 — 1992 г., кн. 2 — 1993 г.) дан литолого-геологический синтез; рассмотрены эволюция литогенеза Земли, теоретическое и практическое значение осадочных пород, или экзолитов, и, главное, формационный (или бассейновый) анализ, начинающийся с основ системного анализа и историко-геологического подхода, продолжающийся циклическим, генетическим и фациально-палеогеографическим анализами и завершающийся основами формациологии, или собственно формационным анализом.

Для студентов геологов и географов, аспирантов, практиков и научных работников.

1804020300(4309000000) — 032

Ф 077(02) — 95 92 — 95

ББК 26.3

Учебное издание

**Фролов Владимир Тихонович**

**ЛИТОЛОГИЯ. КНИГА 3**

Зав. редакцией *И. И. Шехура*, редактор *Н. В. Барина*, художественный редактор *Ю. М. Добрянская*, технические редакторы *Г. Д. Колоскова*, *Н. И. Матюшина*, корректор *В. А. Ветров*  
ИБ № 8169

ЛР № 040414 от 27.03.92

Сдано в набор 13.03.95. Подписано в печать 21.06.95. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага офс.-кн.-журн. Гарнитура литературная. Высокая печать.  
Усл. печ. л. 22,0. Уч.-изд. л. 25,04. Тираж 1500 экз. Заказ 612. Изд № 5720:

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета  
103009, Москва, ул. Б. Никитская, 5/7

Серпуховская типография Упрполиграфиздата Администрации Моск. обл.

ISBN 5-211-03404-X (кн. 3)

ISBN 5-211-02029-4

© Фролов В. Т., 1995

## ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА ЗЕМЛИ<sup>1</sup>

---

### 14.1. ЗНАЧЕНИЕ И МЕТОДЫ УСТАНОВЛЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОГЕНЕЗА

Осадочные породы, наряду с жизнью, — наиболее эволюционирующие элементы Земли и одновременно способные, в противоположность атмосфере и гидросфере, нести (воспринимать, записывать и сохранять на миллиарды лет) информацию как о собственной истории, так и о развитии других геосфер. Поэтому они являются основными историческими документами в геологии, ясно и определенно отражающими развитие экзосферы Земли, а также ее недр. Изменения на Земле отражают как индивидуальные истории пород — онтогенезы, длящиеся иногда 2—3 млрд лет, так и смены одних парагенезов пород другими, т. е. литологический филогенез.

Основной метод выявления эволюции литогенеза — изучение распределения осадочных пород во времени, по разрезам стратисферы, прежде всего на континентах (рис. 14.1, 14.2). Важная информация для исторической литологии поступает от палеонтологии, изучающей эволюцию жизни, а также от петрологии, геохимии, космогонии и от физико-химических наук, установивших ряд фундаментальных и ограничительных параметров на Земле и в Космосе. Эти данные первичные, исходные. На их основе строится теория развития литогенеза, сначала в виде рабочих гипотез, которые проверяются и уточняются все большим числом фактов по распределению пород, минералов, геохимических ассоциаций элементов и геотформаций. Гипотезы, по мере вызревания и проверки, перерастают в теории, которые, по методу обратной связи, сами становятся основой для выводов об эволюции породообразования и развития других геосфер.

Наиболее полно проблему эволюции литогенеза, или исторической литологии, разработали Н. М. Страхов, А. П. Ви-

<sup>1</sup> «Эволюция литогенеза» выполнена при поддержке научного фонда «Геоэволюция».

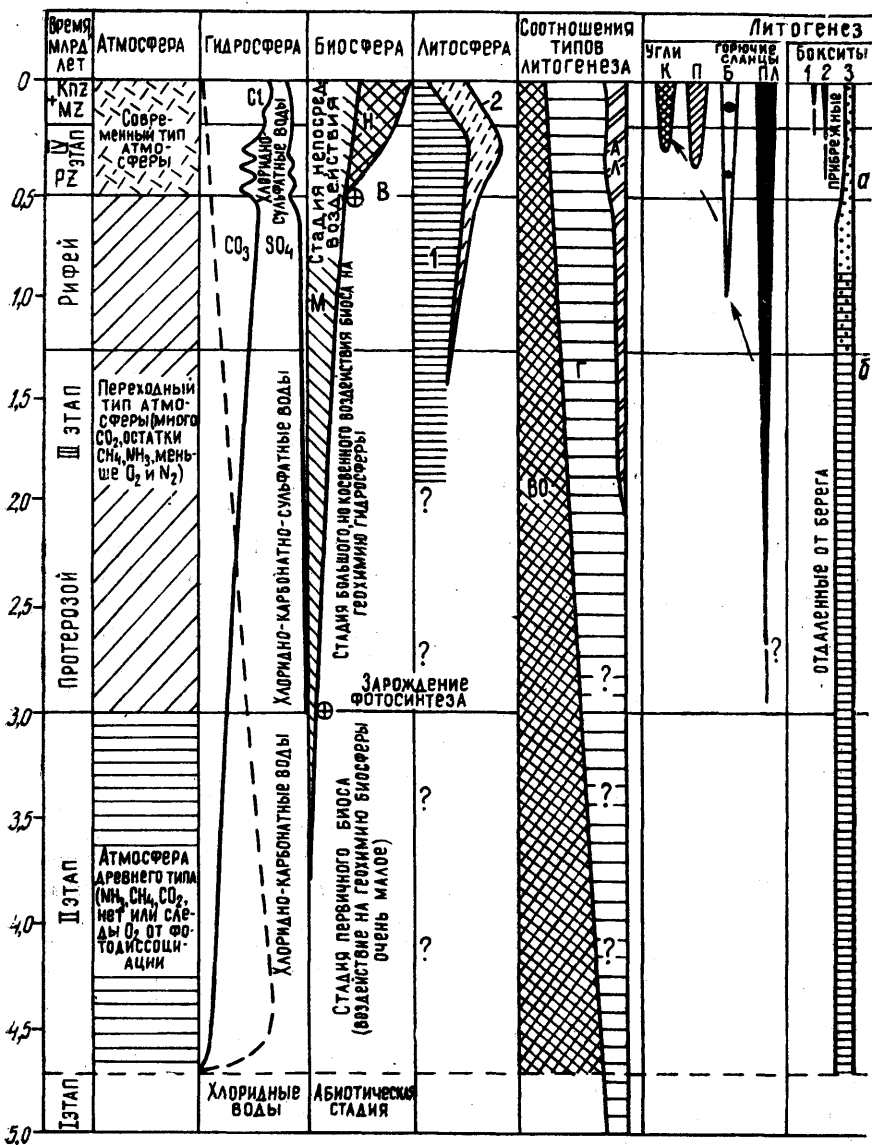
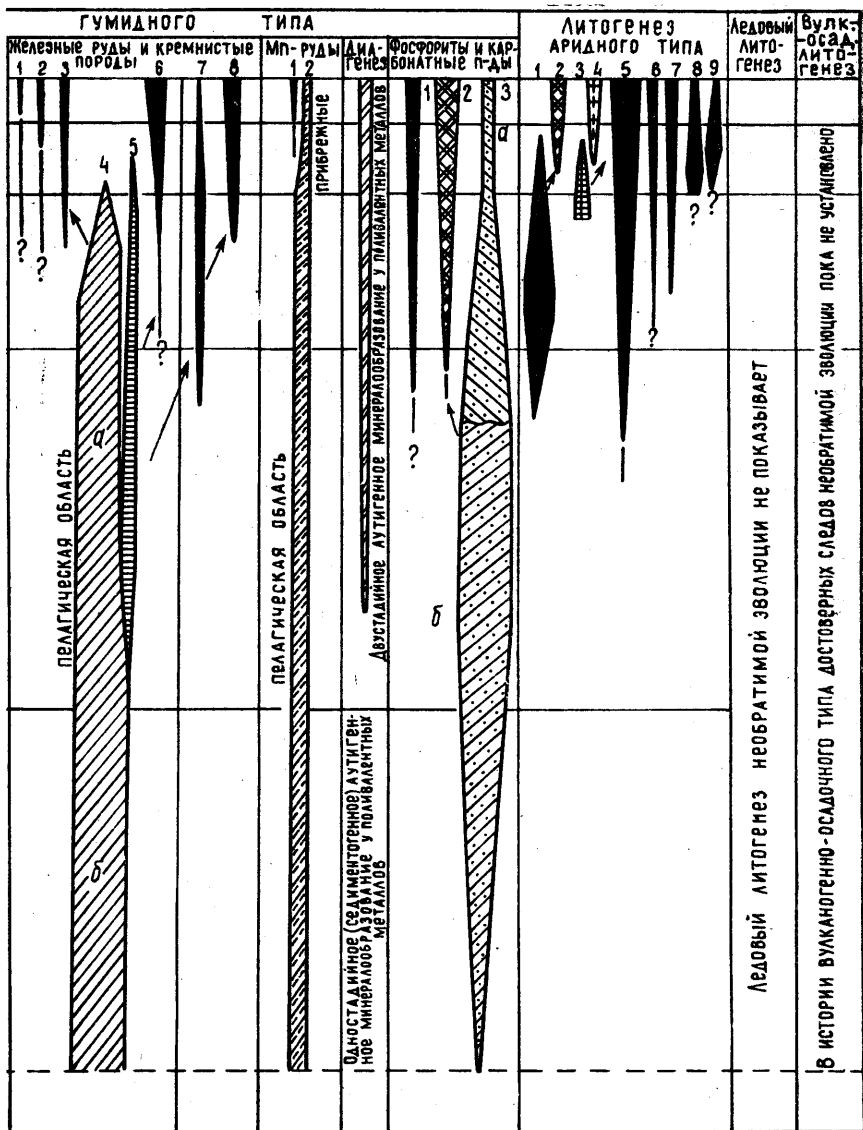


Рис. 14.1. Развитие гидросферы, атмосферы и осадочного Биосфера: М — биомасса морских организмов, Н — биомасса наземных Южного полушария (Гондвана), 2 — платформы Северного полушария. Г — гумидный литогенез, АЛ — аридный + ледовый литогенез. Угли: бентогенные, ПЛ — планктоногенные. Бокситы: 1 — кора выветривания, перетолженный глиноземный горизонт выветривания (а) и хемогенные озерные, оолитовые гидротетит-шамозитовые руды, 3 — прибрежно-мор- (б), 5 — вулканогенно-осадочные руды, 6 — глаукониты; 7 — хемоген- 1 — коры выветривания, 2 — морские. Фосфориты и карбонатные пороганогенные, 3 — карбонатные породы: а — известняки хемогенные, б — генные доломиты в морях, 2 — седиментационно-диагенетические доломито же, факультативная стадия, 5 — фосфориты, 6 — руды Cu — Pb — Zn



породообразования в истории Земли (по Н. М. Страхову).  
 организмов, В — переход биоса на сушу. **Литосфера:** 1 — платформы  
**Соотношение типов литогенеза:** ВО — вулканогенно-осадочный литогенез,  
 К — внутриконтинентальные, П — параличские. **Горючие сланцы:** Б —  
 2 — озерные и карстовые, 3 — морские с обломочной структурой —  
 (б). **Железные руды и кремнистые породы:** 1 — коры выветривания, 2 —  
 ские оолитовые, 4 — джеспилиты только с  $Fe^{3+}$  (а) и с  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$   
 ные кремнистые породы, 8 — биогенные кремнистые породы. **Mn-руды:**  
 ды: 1 — фосфориты, главным образом, желваковые, 2 — известняки ор-  
 доломиты хемогенные. **Литогенез аридного типа:** 1 — первичные хемо-  
 ты, 3 — лагунное доломитообразование как обязательная стадия, 4 —  
 и V, 7 — гипсы, 8 — NaCl, 9 — K-Mg-соли

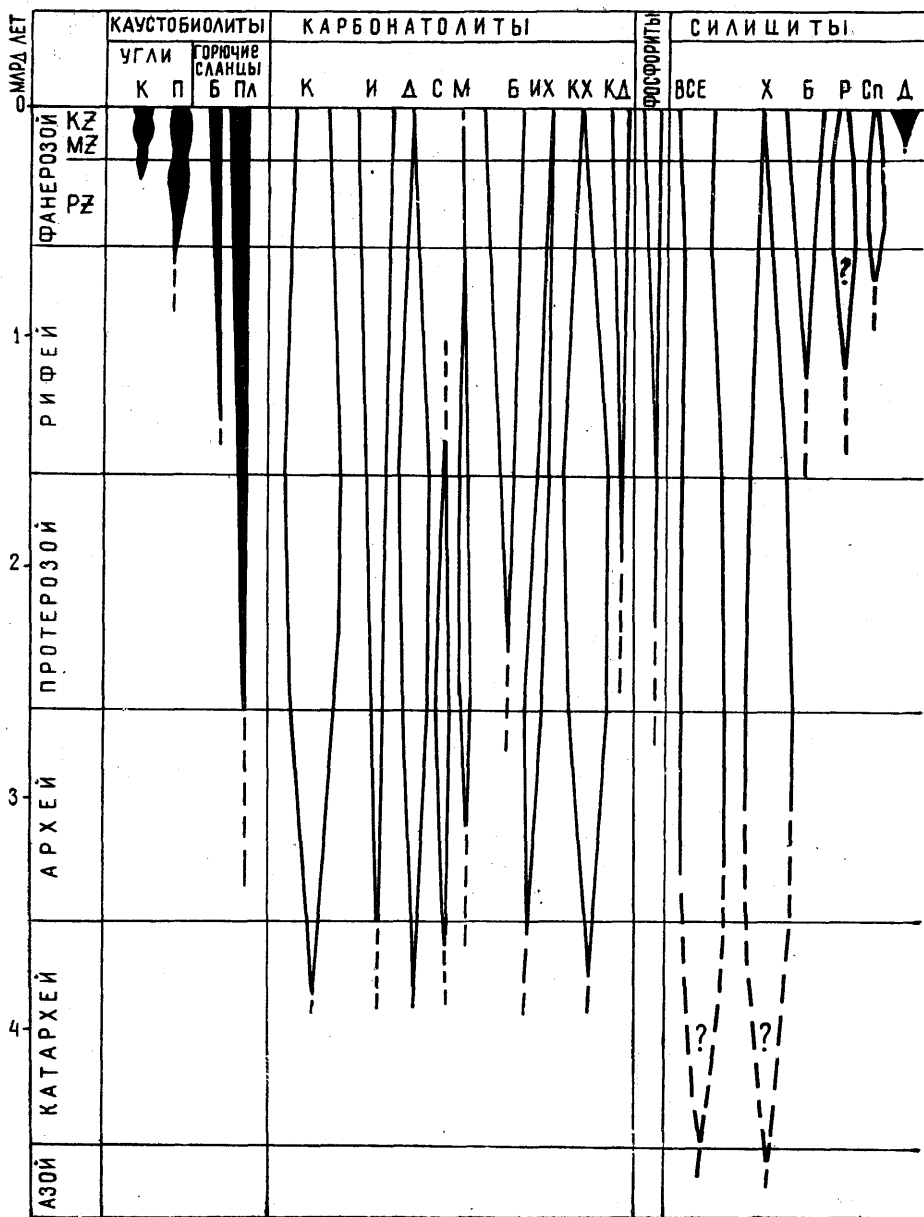
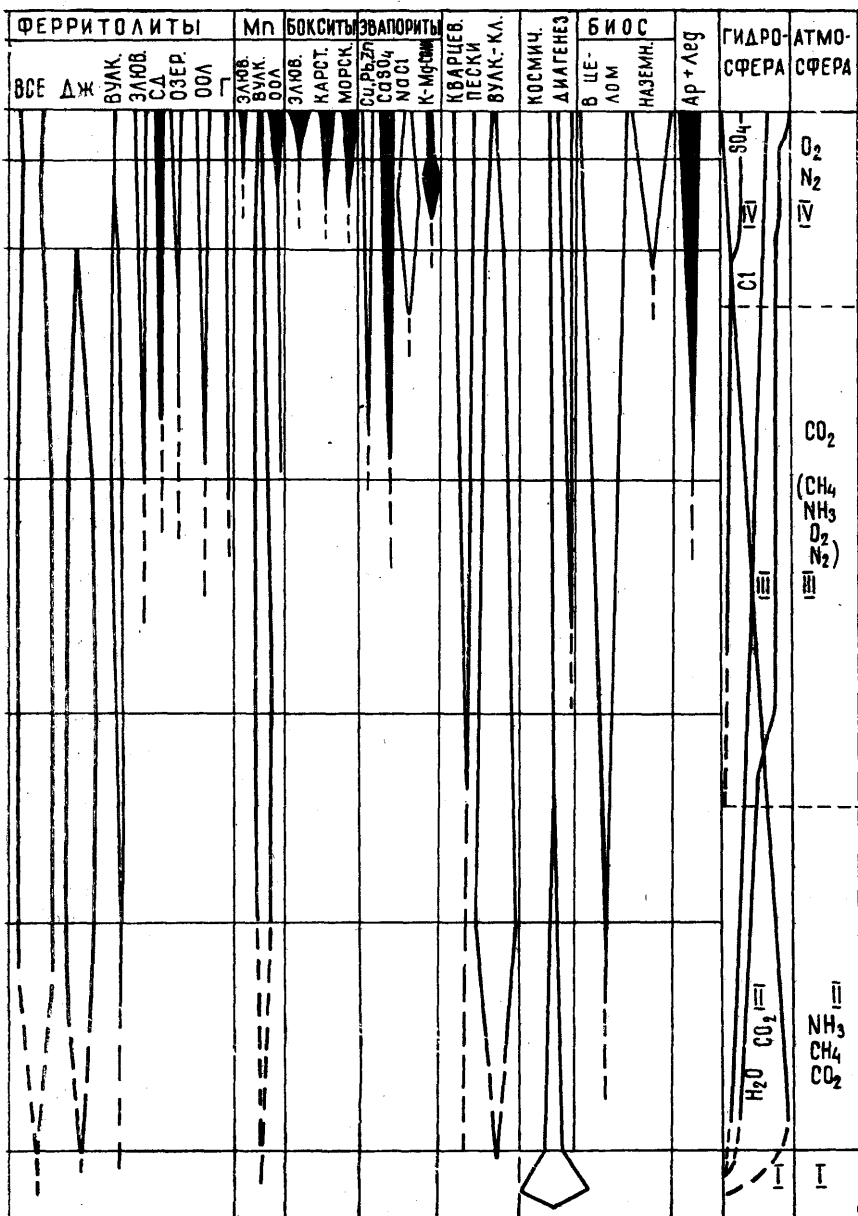


Рис. 14.2. Эволюция литогенеза в истории Земли

**Угли:** К — внутриконтинентальные (лимнические), П — прибрежно-морские (паралические). **Горючие сланцы:** Б — бентогенные, Пл — планктоногенные. **Карбонатолиты:** К — карбонатолиты в целом, И — известняки, Д — доломиты, С — сидериты седиментогенные, М — магнетиты, Б — биогенные карбонатолиты, ИХ — известняки хемогенные, КХ — карбонатолиты хе-



могенные, КД — карбонаты диагенетические. Силициты: ВСЕ — все силициты, Х — хемогенные, Б — биогенные, Р — радиолариты, Сп — спонголиты, Д — диатомиты. Ферритолиты: Дж — джеспилиты, Вулк. — вулканогенно-осадочные, Элюв. — элювиальные, СД — сидериты диагенетические, Озер. — озерные и болотные, ООЛ — оолитовые в основном морские, Г — глаукониты и шамозиты. Мп — манганолиты: Элюв. — элю-



виальные, Вулк. — вулканогенно-осадочные, ООЛ — оолитовые и другие прибрежно-морские. *Бокситы*: Элюв. — элювиальные, Карст. — карстовые, Морск. — морские прибрежные переотложенные. *Эвапориты*: руды меди — свинца — цинка. Вулк.-кл. — вулканокластические породы. Космич. — космический материал Ар+Лед — аридный и ледовый литогенез. *Типы гидросферы*: I — первичный — хлоридные воды, II — древний — практически бескислородный — хлоридно-карбонатные воды, III — протерозойский — сульфатно-карбонатно-хлоридные воды, IV — современный — сульфатно-хлоридные воды. *Атмосфера*: I — первичная, «метеоритная», II — древняя — аммиак-метан-углекислая, практически бескислородная, III — переходная, протерозойская — в основном углекислая, с остатками метана, аммиака, с новообразованиями кислорода и азота, IV — современный тип: кислородно-азотная, практически безуглекислотная

---

ноградов, А. Б. Ронов, А. Л. Яншин, А. И. Тугаринов, А. С. Монин, Ю. П. Казанский, а первые мысли об эволюции осадконакопления высказал в 1893 г. И. Вальтер в книге «Введение в геологию как историческую науку». Ценный материал для понимания развития литогенеза и общей эволюции Земли, особенно на ее первых этапах, от которых не сохранились осадочные породы, дают магматические и метаморфические породы, хотя они эволюционировали значительно слабее осадочных. В настоящее время эволюция петрогенеза вместе с проблемой происхождения Земли и планет активно разрабатывается А. А. Маракушевым (1988, 1992; Маракушев, Безмен, 1983; Маракушев и др., 1992; и др.).

Эволюция литогенеза в пределах отдельного бассейна или даже его части рассматривается в региональных работах. В данной главе дается общая, глобальная и «сквозная» эволюция, опирающаяся на сведения по истории формирования конкретных групп пород (см. гл. 6 кн. 1; гл. 7—13 кн. 2). Сначала (14.2) рассмотрена эволюция седи- и литогенеза по основным конкретным генетическим группам пород, начиная с наиболее эволюционирующих биогенных (14.2.1), хемогенных (14.2.2) и элювиальных (14.2.3) и кончая наименее менявшимися механогенными (14.2.4). Эта фактическая база позволила восстановить исторические типы гидро- и атмосферы (14.3), во многом управлявших литогенезом, и сделать исторический синтез (14.4). В заключение довольно детально рассмотрены движущие силы, или факторы, литогенеза (14.5).

## 14.2. ЭВОЛЮЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ СЕДИЛИТОГЕНЕЗА

### 14.2.1. ЭВОЛЮЦИЯ БИОГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Биогенное осадконакопление, как и жизнь в целом, наиболее отчетливо, сильно и необратимо эволюционировало в

истории Земли. Хотя возникновение жизни в настоящее время относят (Розанов, 1986; Монин, 1987; и др.) к весьма раннему этапу — катархею (4,0 млрд лет назад), о чем свидетельствуют биомикропроблематики в кварцитах и гнейсах с возрастом 3,5—3,8 млрд лет назад (Гренландия и Южная Африка), ее влияние на осадочный процесс было незначительным и в основном косвенным.

Н. М. Страхов к рубежу около 3 млрд лет, т. е. к концу архея или самоому началу протерозоя, относит начало заметного влияния биоса в осадконакоплении в виде еще редких *планктоногенных горючих сланцев* (ГС; см. рис. 14.1. 14.2 и гл. 11 кн. 2). С тех пор их образование прогрессивно увеличивалось по массе, становилось более разнообразным по биоте; расширялось по площади и фаціальным зонам, из лагунных обстановок переходило на шельф и в центральные части водоемов, а в фанерозое и на континенты (озерные сланцы). Этот всесторонний прогресс совершался циклично, фазы интенсификации сланцеобразования сменялись угасаниями, циклы многопорядковы. *Бентогенные* горючие сланцы, образованные прикрепленными водорослями, стали накапливаться, вероятно, с рубежа в 1,5—2 млрд лет назад. Основных максимумов три: нижнепалеозойский, пермский и палеоген-неогеновый, самый большой; меньшие максимумы — в девоне — карбоне, юре и мелу. Плиоцен-антропогеновый минимум сланцеобразования связан с неблагоприятными палеогеографическими обстановками — исчезновением обширных перикратонных морей и лагун с застойными условиями у дна, и сланцеобразование оттеснено в озера и абиссали.

Своеобразные бентогенные ГС (шунгиты заонежской свиты людиковия раннего протерозоя; Жмур и др., 1993 и др.; кукурситы ордовика и др.) формировались коккоидными цианобактериями, образывавшими на дне лагун и других мелководных прибрежных водоемов слизистые маты, фоссилизовавшиеся почти сингенетично коллоидными алюмосиликатами или кремнеземом (фотосинтез повышал рН до 9—10, высокий Eh приводил к резкому преобладанию  $Fe^{3+}$  над  $Fe^{2+}$  и соответственно к малым пиритноности и сернистости).

*Угли*, по сравнению с горючими сланцами, — более молодые биолиты: они известны с кембрия (Китай), что можно считать не только моментом появления высшей растительности, но и началом распространения жизни на суше уже в заметных геологических проявлениях. Самых крупных циклов — гигациклов — углеобразования два: каменноугольно-пермский и юрско-антропогеновый. Они состоят из более мелких циклов разных порядков, вплоть до элементарных — ранга циклотем или субциклотем. Угасание углеобразования вызывалось сменой гумидного климата аридным (поздний карбон — ранняя пермь, триас, поздняя юра, поздний мел,

олигоцен) или великими трансгрессиями (юра, мел, эоцен). Но в целом углеобразование прогрессирует, и голоцен, несмотря на высокое стояние материков и обширные пустыни, выделяется глобальными торфяниками, особенно америкоевразийскими и экваториальными, существенно мангровыми.

Около 2 млрд лет назад произошел другой качественный скачок в биолитообразовании — началось массовое *водорослевое осаждеие карбонатов* — доломита и извести (см. гл. 7 кн. 2), хотя первые цианофитолиты древнее 2,9 млрд лет (Зимбабве). Сначала основными осадителями были синезеленые (цианопиты, или цианобактерии) водоросли, позже, главным образом в фанерозое, к ним присоединились красные (родофиты) и зеленые (хлорофиты). Мощные строматолитовые толщи доломитов и известняков, построенные синезелеными водорослями, наиболее распространены в венде, а в фанерозое происходило их сокращение, хотя фациально они становились более разнообразными за счет развития пресноводных, озерных строматолитов. Менялся и их минеральный состав, в фанерозое становившийся в основном известковым. Регрессивная фаза общего водорослевого цикла наступила в раннем кембрии, вероятно, в основном в связи с появлением скелета у животных, с нарастающей скоростью извлекавших карбонаты из гидросферы. Водорослевый прорециклит (см. гл. 17), состоящий из более коротких циклитов, вероятно, закончится лишь с умиранием жизни на Земле.

*Зоогенные карбонатолиты*, практически только известняки, взрывоподобно стартовавшие в начале кембрия, с томского века, до настоящего времени прогрессивно (но циклично) увеличиваются по общей массе, становятся все разнообразнее по биоте и обстановкам седиментации, включая не только пресноводные озерные и речные, но и воздушные. Это прогрессивная фаза прорецикла зоогенного карбонатонакопления, регрессивная фаза которого определенно еще не угадывается в геологическом будущем, хотя она обязательно наступит. Начавшись с внешнего скелета у нектона и бентоса (археоциаты, головоногие и другие моллюски, брахиоподы, трилобиты и др.), процесс выработки скелета распространился, очевидно в основном уже в мезозое и кайнозое, и на планктон, как зоо- (фораминиферы, остракоды, птероподы и др.), так и фитопланктон (зеленые и другие водоросли), а также и на нанофитопланктон, особенно с позднего мела, когда кокколитофориды (золотистые водоросли) стали не только пороодообразующими, но и слагающими геоформации.

По отдельным группам организмов карбонатонакопление предстает уже законченными прорециклами: археоциатовыми, трилобитовыми, строматопоровыми, коралловыми, брахиоподовыми, фузулиновыми, вымершими в палеозое, и т. д. Эстафета карбонатонакопления вместе с экологическими ни-

шами передавалась все новым группам из двустворок, гастропод, червей, глобигерин, кокколитофорид и т. д., а также новым видам членистоногих, криноидей, шестилучевым кораллам и др. Это отражает восхождение жизни по эволюционной лестнице и прогрессивное (с регрессивными фазами), направленное развитие биокарбоната накопления.

Эволюция *биосилицитов* более короткая по сравнению с биокарбонатолитами и фосфоритами. В докембрии они неизвестны, хотя черви, губки, динофлагелляты и, возможно, радиолярии имели опаловые трубки, спикулы и другие склеры и в венде. В фанерозое биосилицитонакопление развивалось прогрессивно и циклично (устанавливаются губковые и радиоляриевые циклы), а с поздней юры оно получило новый импульс от диатомовых водорослей и близких к ним форм. Максимум образования диатомитов и аподиатомитовых тремелов и опок приходится на поздний мел и палеоцен. В будущем в аналогичной палеогеографической обстановке возможен новый максимум этих силицитов (см. гл. 6. кн. 1).

*Фосфоритообразование* (см. гл. 9 кн. 2), достоверное начало которого относится к раннему протерозою (аравалий Индии), а первый максимум к среднему рифею (1,4 млрд лет. назад), в венде — кембрии дало и первый глобальный максимум, которому отвечают крупнейшие месторождения микрозернистых и зернистых фосфоритов почти на всех континентах, но особенно в Азии и Австралии: это фосфоритносные бассейны Малого Каратау в Казахстане, Алтае-Саянский, Окино-Ухагольский и Хубсугульский в Монголии, Янцзы и в Китайском Тянь-Шане, Лаокай во Вьетнаме, Джорджина на севере Австралии, Тауденни в Сахаре и многие месторождения юга Сибири и Дальнего Востока. Выявленные запасы по  $P_2O_5$  достигают почти 7 млрд т, что более 15% всех известных запасов в мире (Яншин, 1988). Рассеянного фосфора в доломитах, известняках, силицитах и песчаниках, содержащих  $P_2O_5$  1÷5%, в сотни раз больше, чем в месторождениях, т. е. почти 20% всего фосфора в осадочных породах, или  $14,1 \cdot 10^{15}$  т (Яншин, 1988).

Но самый большой максимум фосфатонакопления — меловой и раннепалеогеновый (26,8 млрд т  $P_2O_5$ , или около 59% мировых запасов; Яншин, 1988): это гигантские и сверхгигантские по запасам бассейны Северной и Западной Африки, Ближнего Востока, Средней Азии, Северной и Южной Америки. Из них Марокканский, вероятно, самый крупный на Земле. А. Л. Яншин, глубоко проанализировавший закономерности размещения фосфоритов, вскрыл эволюцию фосфатонакопления и на протяжении жизни конкретных бассейнов и эпох. Так, почти вся масса фосфора ( $12,8 \cdot 10^{15}$  т  $P_2O_5$ , или 17% от общемировых запасов в стратифере) сосредоточена в меловых отложениях меловой-раннепалеогеновой эпохи, а главные месторождения смещены в палеоген (20,5 млрд т

$P_2O_5$ , или более 44% общемировых ресурсов фосфоритов; Яншин, 1938). Это подтверждает современное представление о генезисе фосфоритовых месторождений, которые формируются миллионы лет при низких скоростях седиментации, постоянных перепадах, конденсации и концентрации фосфатного вещества, геосторически переходящего из нижних горизонтов (в данном случае поздне меловых) в более молодые, пока не прекратится этот рудообразующий процесс или не начнется разубоживание полезного, рудного компонента.

Третий максимум фосфатонакопления — раннепермский, представленный пока одним, но гигантским бассейном на западе США, где развита формация Фосфория. В Предуралье известны селеукские пелитоморфные фосфориты. Можно высказать довольно уверенный прогноз, что будут обнаружены и другие месторождения пермского возраста, так как основное фосфатонакопление происходит при аридном климате; это подтверждается большинством крупнейших месторождений разного возраста. Верхнеюрские и нижнемеловые, в основном желваковые, фосфориты Русской плиты и других бассейнов, залегающие в гумидных формациях, вероятно, представляют четвертый максимум, тем более, что велика надежда на обнаружение и аридных фосфоритов этого возраста. Расцвет брахиопод с фосфатными створками в раннем ордовике, приведший к почти невероятной концентрации фосфата «ракушнякового» типа, обеспечил появление еще одного максимума, хотя и весьма скромного масштаба.

Земной цикл фосфатонакопления находится, таким образом, еще на прогрессивной стадии, поскольку самые крупные запасы (поздне меловые и раннепалеогеновые) почти современные. Это строго коррелируется с прогрессивным развитием жизни и указывает на главный, биологический фактор фосфатообразования. Однако условия реализации этого процесса — географические, а именно климатические и геоморфологические (см. гл. 9 кн. 2). Согласуется ли с выводами слабая выраженность фосфоритообразования современного, неоген-антропогенного периода?

Н. А. Красильникова (1967) и А. Л. Яншин показали и эволюцию литотипов фосфоритов: древние имели оолитово-зернистую и «афанитовую микрозернистую» структуру, ордовикские — «раковинную», юрские и ранне меловые — преимущественно желваковую, поздне меловые — раннепалеогеновые — зернистую. Фактическая сторона этой схемы упрощена, а генетическая (древние — хемогенные, а молодые — хемобио- или биогенные) в настоящее время не подтверждается, хотя архейские и раннепротерозойские кварц-карбонат-силикатные (диопсидовые и др.; Юдин, 1985, 1991; Яншин, Юдин, 1991) метаморфиты с апатитом, возможно, были хемогенными, а по источнику вещества отчасти и вулканогенными. Структурные типы фосфоритов эволюционировали мало, так

как фосфоритообразующий процесс в главном оставался инвариантным, и его основной продукт — зернистые фосфориты, а пелитоморфные и желваковые — сопутствующие, ракушняковые, костяные — факультативные. Структурные типы отражают эволюцию в пределах конкретного бассейна и только брахиоподовые, костяные и некоторые другие — общую эволюцию. Тем не менее уменьшение доли пелитоморфных фосфоритов (от 7,06 млрд т  $P_2O_5$ , или 66% от мировых запасов руд этого типа, в венде — нижнем кембрии до <33% в перми и первых процентов в мелу) остается необъясненным. Возможно, это связано с доминированием первичной биофосфатизации водорослевых матов в венде и раннем кембрии и еще слабым развитием копролитаобразования, которое позже все больше поставляло в зону фосфоритообразования копролиты песчаного размера, фосфатным метасоматозом превращавшихся в зерна или «оолиты»: около 77% зернистых фосфоритов сформировались в позднем мелу и раннем палеогене.

Превышение (почти 4-миллионкратное; Яншин, 1988) запасов фосфора в рассеянной форме над концентрированной ( $75 \cdot 10^{15}$  т в венде — антропогене), широкое ее распространение по разрезу и отсутствие полностью бесфосфатных периодов, по крайней мере с венда, позволяют заключить, что фосфатонакопление было постоянным и никогда не прерывалось полностью. Это можно сказать и о жизни — основном источке и факторе первичных фосфатных концентраций (Э. Л. Школьник). Но месторождения фосфоритов возникали под влиянием других факторов — климатических и геоморфологических (аридные эпохи и обширные мелководные моря, связанные с океаном), — которые эффективно действовали лишь временами. Становится понятным, почему нет крупных масс экзогенных фосфатов в более древних толщах: хотя фосфатные бактериальные фоссилии известны с архея, но в целом жизнь была развита еще недостаточно, чтобы привести к образованию фосфоритов.

Не останавливаясь на эволюции других биолитов и био-концентраций редких элементов, можем отметить, что биогенное осадконакопление четко демонстрирует одновременные направленность и цикличность, т. е. оно развивается *диалектично*, являясь *единством направленности* (линейности) и *цикличности* (круговоротов и повторяемости). Таковы в своем развитии и первопричины биолитогенеза — жизнь и эволюция географических обстановок, или фаций.

Эволюция жизни прямо и косвенно определяет и *абиотические* параметры среды, процессы и условия осадконакопления, особенно газовый состав атмосферы, анионный состав воды, концентрации растворенных веществ, химическое выветривание и химическое осадконакопление.

## 14.2.2. ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЧЕСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Химическое осадконакопление, в принципе независимое от биологического и как бы обреченное постоянством химических законов лишь на чрезвычайно медленное изменение, тем не менее испытало интенсивное развитие и скачки, обнаруживая четкие направленность и цикличность разного порядка, находящиеся в диалектическом единстве.

Наиболее ранними, архейскими и, вероятно, катархейскими, осадками были *силициты*, превратившиеся в *кварциты*, нередко железистые (с магнетитом, пиритом и другими сульфидами), а позже с сидеритом, доломитом, родонитом и другими марганцевыми силикатными минералами, накапливавшиеся по всей акватории океана или первичных морских водоемов. Отсутствие свободного кислорода, низкий щелочно-кислотный потенциал и высокие температуры воды позволяли соединениям Al, Fe и Mn далеко мигрировать в виде хлоридов и карбонатов и накапливаться в гидросфере, что привело Н. М. Страхова (1983, с. 594—603) к выводу о возможности первично-хемоседиментационных не только кварцитов, но и ферритолитов, бокситов и марганцевых руд или рассеянных форм марганцевых минералов в гондитовой формации (см. гл. 10 кн. 2). Катионный и анионный состав поставляли как гидротермы, так и первичное выветривание — выщелачивание кислыми водами.

Древнейшая хемоседиментация и ее эволюция прослеживаются на примере самых распространенных в архее и протерозое хемолитов — джеспилитов и карбонатолитов. Цикл *железистых кварцитов* (джеспилитов) длительностью около 1,5 млрд лет (архей, в основном поздний, и протерозой) имел максимум в раннем протерозое и обнаруживает ясную эволюцию: в первой его половине с кремнеземом ассоциируются магнетит, сидерит, лептохлориты, а во второй появляется гематит и постепенно из парагенеза исчезает сидерит, а в раннем рифее прекращается образование петротипа в целом. В этой эволюции проявилось изменение состава атмосферы, прежде всего появление свободного кислорода и возрастание его содержания, а также повышение pH. В рифее двухвалентные формы Fe и Mn фактически исчезают из гидросферы, и джеспилиты сменяются новым петротипом руд — оолитовыми сидерит-шамозит-гидрогетитовыми ферритолитами, практически не выходящими за пределы прибрежной зоны. В фанерозое к ним присоединяются латеритные руды, а также подводно-элювиальные озерные и океанические и диагенетические сидеритовые.

*Карбонатное* химическое осадконакопление — почти завершенный прорецикл длительностью 3,0—3,5 млрд лет с максимумом в середине протерозоя и начале рифея (2,0—1,5 млрд лет назад) — одно из ярких свидетельств направлен-

ной и циклично развивающейся химической седиментации. Отсутствие карбонатолитов в самых ранних земных породах или малое их содержание в слоях древнее 3,5 млрд лет назад, несмотря на обилие  $\text{CO}_2$  в атмосфере и гидросфере, можно объяснить только (возможно,  $<5$ ) рН, иным составом гидросферы, в которой было растворено еще много не нейтрализованных сильных кислот, прежде всего  $\text{HCl}$ . По мере их нейтрализации и хотя бы локального повышения рН до  $\geq 7$  становилось возможным и химическое осаждение сидерита, доломита, магнезита, родохрозита и других карбонатов. Сульфатов еще не было, так как не хватало свободного кислорода на окисление  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{S}$  для образования сульфатного иона.

Прекращение в середине протерозоя химического осаждения сидерита и родохрозита означает появление вследствие фотосинтеза достаточного для окисления  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mn}^{2+}$  количества свободного кислорода. В рифее доломиты начинают отесняться с доминирующего положения осаждением извести, пока в фанерозое последняя не станет преобладающей. Пелагическое доломитообразование циклично ослабевало, и в мезозое доломиты осаждались только в лагунной зоне, а в настоящее время они накапливаются лишь в эвапоритовых бассейнах ограниченных размеров или в других мелких водоемах аридной зоны. Одной из причин деградации доломитогенеза было появление сульфатного аниона, с которым большая часть катиона  $\text{Mg}$  связывалась и осаждалась в виде сульфатов, а потом и хлоридов. Хемогенные известняки образуют прорециклит, аналогичный доломитовому, только он, как и его максимум (приходящийся на рифей), несколько сдвинут относительно доломитового ближе к нашему времени. Хемогенная садка извести пока деградировала в меньшей степени, чем доломитообразование, и в настоящее время она осуществляется в мелких прогреваемых водоемах аридной зоны.

*Сульфатообразование* (см. гл. 8 кн. 2) стало возможным на довольно поздних этапах эволюции седиментогенеза, когда появился свободный кислород в количестве, достаточном для окисления иона серы: в начале рифея (1,6—1,5 млрд лет назад), но особенно в среднем и позднем рифее в Канаде и Австралии сформировались заметные залежи гипсов и ангидритов. А. Л. Яншин и М. А. Жарков (1980, 1986), заметили в фанерозое пять циклов сульфатонакопления с максимумами в раннем кембрии, эйфеле, кунгуре, поздней юре и миоцене. В процессе эволюции от цикла к циклу менялся солевой состав сульфатов, становился более разнообразным, и сульфаты ассоциировались со все более разнообразными хлоридами и другими солями.

Отложение *хлоридных* солей наступило позже сульфатных, а именно с самого позднего докембрия, и это определялось не столько повышенной соленостью океана (ее и сейчас



для этого недостаточно), сколько геотектоническими и климатическими условиями, также эволюционировавшими в истории Земли. К этому времени на больших пространствах суши вследствие распада Пангеи I и последовавших обширных трансгрессий в полной мере мог развиваться аридный седиментогенез, вплоть до отложения сильвинита или карналлита, начиная с кембрия. С тех пор циклично галоидообразование нарастало по массе и становилось более разнообразным, полисолевым, доходившим до образования бишофита и боратов. А. Л. Яншин (1988) намечает три мегацикла хлоридной седиментации: палеозойский, включающий раннекембрийский, девонский и пермский максимумы, триасово-ранне меловой и поздне меловой — кайнозойский. Они расчленяются на циклы разных рангов и не во всем тождественны друг другу. Однако осуществляется и тождественность: в конце мегациклов — в перми и неогене — накопились сходные по составу калийные соли сульфатного типа.

Из-за отсутствия геологических фактов — достоверных древних, архейских хемоседиментогенных *бокситов* — можно только предполагать, что на первых этапах жизни Земли, в катархее, когда гидросфера имела низкий pH (<4—5) и была в значительной мере раствором сильных кислот,  $Al_2O_3$  мог в большом количестве переноситься в морях и давать пелагические химические осадки, хотя и малой мощности (из-за малой растворимости глинозема). Реализоваться этот способ мог лишь в немногих участках, до которых не доходил поток терригенного или хемогенного материала иного состава. Но уже в архее pH поднялся выше 5 и больше никогда не уменьшался. Следовательно, глинозем больше не мог мигрировать в морях в массовых количествах в виде истинных растворов, т. е. бокситообразование хемоседиментогенного типа практически исключалось. Таким образом, первый вероятный цикл (прорецикл) бокситообразования длился около 1 млрд лет — с появления гидросферы до начала архея. Второй цикл — уже в основном процикл — начался в протерозое и длится до настоящего времени без признаков ослабления бокситообразования: это элювиально-бокситовый цикл в основном латеритного выветривания, включающий и механогенное переотложение руды из кор выветривания. Его внутренняя цикличность определялась эволюцией состава гидросферы, климатом и тектоническим режимом (см. гл. 10 кн. 2 и 14.2.3).

О возможности химического осаждения фосфоритов в архейских и раннепротерозойских водоемах пишут Н. И. Юдин (1985, 1991), А. Л. Яншин (1991) и другие, интерпретируя как хемогенные седиментационные умеренно- и сильно метаморфизованные, вероятно, первично-осадочные известково-доломитовые, силицитовые и песчано-глинистые породы с фосфатами, превращенные в кварц-карбонат-силикатные ме-

таморфиты с апатитом иногда рудных концентраций. Заманчиво их трактовать как чисто хемогенные, тем более что можно найти рядом вулканы и связать источник фосфора с вулканическим выносом. Возможно, это справедливо, но пока совершенно недоказано. В раннем протерозое, кроме того, бактериальная и фотосинтезирующая жизнь развита достаточно для оказания влияния и на фосфатный процесс.

Химическое осадконакопление в целом управлялось многими факторами: вулканизмом и выветриванием, поставлявшими химические вещества в растворенном виде, следовательно, составом пород суши и дна; составом солей в гидросфере и ее рН и Eh; составом атмосферы, особенно содержанием в ней  $\text{CO}_2$  и  $\text{O}_2$ ; рельефом дна, особенно наличием тиховодных ловушек; климатом и развитием жизни. Последний фактор с начала протерозоя стал противодействовать химической седиментации карбонатов, а с кембрия — и силицитов, пока почти полностью не подавил ее. Более косвенно жизнь и биоседиментация все больше управляли и химическим осаждением железа, марганца, отчасти алюминия, урана и других элементов. Лишь на эвапоритовый процесс они заметного влияния не оказывали. В целом химическое осадконакопление представляет собой прорыв цикла Земли.

### 14.2.3. ЭВОЛЮЦИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания и продукты их переотложения и рассеяния — важнейшие геоисторические документы. Современный *кислородный тип* кор, максимально развитый в настоящий момент, во все более ослабленном виде прослеживается в прошлое до середины рифея или конца среднего рифея (около 1,0 млрд лет назад). Если даже отнести его начало еще на 0,5—1,0 млрд лет, т. е. к раннему рифею, все равно большая начальная часть истории Земли была лишена условий для кислородного и биологического выветривания.

Выветривание, однако, происходило на Земле всегда, так как горные породы и осадки на поверхности Земли с самого зарождения планеты подвергались изменениям под воздействием агентов экзосреды, основными компонентами которой являлись Солнце и Космос, атмосфера, вода, а потом и порожденная ими жизнь. Можно предположить, что первичный, *бескислородный тип* выветривания был даже наиболее интенсивным (высокие температуры, наличие воды, сильных кислот, обилие  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , других газов, преобладание мафической земной коры и т. д.), и формировались не только остаточные накопления — коры выветривания, но еще больше — жидкий сток подвижных продуктов чисто экзогенного и вулканогидротермального выветривания. В составе стока были хлориды, карбонаты и другие соединения Al, Fe, Mn, Ca, Mg и других элементов (они осаждались в морях), а на месте

оставалась большая часть кремнезема. Эти коры выветривания, таким образом, напоминали *поля вторичных кварцитов* с их сульфидами Fe, Cu, Pb, Zn и других элементов, отчасти, возможно, с глиноземом. Должны были образовываться и глинистые минералы, особенно каолинит, хлориты, серпентины: влажность и высокие температуры создавали условия тропического, латеритного выветривания (хотя и без кислорода), и высвободившиеся из силикатов глинозем, кремнезем и соединения железа должны были снова соединиться в экзогенные силикаты.

Цикл первичного выветривания был в основном рецикл, может быть, с весьма короткой начальной прогрессивной фазой на еще не разогретой Земле, когда сильно проявлялось чисто «космическое» выветривание (тонкая атмосфера, отсутствие озонового слоя, резкие перепады температур, бомбардировка метеоритами и т. д.). Цикл кислородного выветривания пока находится в своей прогрессивной фазе, и усиление этого выветривания будет продолжаться долго. Более мелкая цикличность выветривания определялась тектоническими и климатическими условиями и рельефом.

Отдельно следует рассматривать подводное и вулканическое выветривание. Первое с катархея развивается прогрессивно, становясь более разнообразным, глубоким и мощным. Второе, такое же или даже более древнее, образует в основном рецикл.

Все сильнее проявляет себя техногенное выветривание, наступление регрессивной фазы которого зависит от человека.

#### 14.2.4. ЭВОЛЮЦИЯ МЕХАНОГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Поскольку при механической седиментации новые минералы практически не образуются, она мало отражает эволюцию условий седиментогенеза и сама мало меняется. Механические процессы — действия ветра, течений, волнения, силы тяжести и т. д. — оставались неизменными, но прогрессивно и более циклично менялось их соотношение, что определялось климатической и тектонической эволюцией. Однако состав обломочных компонентов, отражающий смену петрофонда разрушающих пород или вулканитов, менялся сильно и эволюционировал направленно, хотя и циклично.

Важнейшей обобщающей характеристикой состава обломочных компонентов и пород является их химическая, точнее литологическая, *зрелость* (см. гл. 13 кн. 2), выражаемая долей (процентом) стойких компонентов (кварц, зерна кварцитов, кремней, яшм) или их отношением к нестойким или к сумме всех компонентов в породе, также нередко выражаемым процентами. Этот показатель, часто называемый коэффициентом зрелости, действительно эволюционировал в истории Земли однонаправленно, прогрессивно, все более увели-

чиваясь, что отражает долю химического выветривания в вызревании обломочного материала, а также эпохи переотложения последнего без разбавления незрелым, что также в целом отвечает пассивному тектоническому режиму. Вызревание обломочного материала происходит отчетливо циклично как регионально, что блестяще показано В. П. Казариновым и его учениками для мезокайнозоя Западной Сибири, так и глобально. Кварц — практически единственный из породобразующих материалов, накапливающийся как при химическом, так и при физическом и механическом выветривании и переотложениях, а из аксессуарных таким минералом является циркон.

Широкое распространение высокозрелых кварцевых песчаников установлено в верхнем протерозое и рифее Австралии, Карелии, Башкирии, но они присутствуют и в архее, хотя часто здесь сильно метаморфизованы: нередко только по «неподдающимся» изменениям окатанным зернам циркона доказывается обломочная природа метакварцитов. Известны высокозрелые кварцевые конгломераты Южной Африки (Витватерсранд и др.), Австралии (Арнем) с ураново-золотым оруденением и возрастом около 2,8 млрд лет (поздний архей — нижний протерозой). Они содержат хорошо окатанную гальку пирита и уранинита, что отражает отсутствие необходимого для их окисления в аллювии кислорода.

Эпохи вулканизма, активного рифтогенеза и горообразования четко фиксируются малозрелыми, граувакковыми и аркозовыми обломочными породами, которые распространены шире кварцевых и формировались с начала существования Земли. Первичными кластолитами следует считать не дошедшие до нас каменные метеориты, образовавшие планету. Первичные земные кластолиты, как туфы, так и экзокластолиты, имевшие основной и ультраосновной состав, также не дошли до нас. Одна часть послужила «матрицей» гнейсов, амфиболитов, сланцев и других глубокометаморфизованных пород, а другая через палингенез дала начало средним и кислым магматическим интрузиям и эффузивам, в частности андезитам, которые начиная с позднего архея во все больших объемах поставляли обломочный материал (Фролова, Бурикова, 1992).

Древнейшие обломочные породы, отложившиеся в воде, обнаружены в Западной Гренландии, имеют возраст 3,8 млрд лет. В это время кластолиты состояли из джеспилитов и других кварцитов, серых и других гнейсов, амфиболитов, базальтов, коматиитов, тоналитов, трондьемитов, а затем и ультраосновных глубинных пород, метасланцев и других метаморфитов. Позже, особенно с раннего протерозоя, состав механогенных отложений становится еще разнообразнее за счет кислых вулканитов, нормальных гранитов, чарьокитов, анортозитов и особенно за счет осадочных пород — разных

силицитов, карбонатолитов, сланцев, песчаников и многих других. Эволюция обломочных пород, таким образом, отражает не только развитие внешних геосфер Земли, но и эволюцию магмо- и петрогенеза, т. е. развитие недр. В процессе развития земной коры прогрессивно-циклично увеличивается содержание седикластолитов и уменьшается роль магматических и метаморфических пород, растет разнообразие обломочных компонентов, причем не только за счет появления новых пород, но и из-за непрекращающейся поставки давно переставших образовываться (коматитов, чарнокитов, рапакиви, джеспилитов и т. д.). В голоцене к природным добавляются и искусственные, техногенные обломочные компоненты и техноханогенные отложения.

В процессе эволюции механогенного осадконакопления прогрессивно вызревают россыпи цирконов, монацитов, рутила и других тяжелых минералов, хотя и в древних толщах были значительные скопления тяжелых минералов, но в основном менее стойких — магнетитов, ильменитов, темноцветных силикатов и других, а в архее и раннем протерозое и сульфидов.

Эволюция терригенного осадконакопления *четко циклична*, что неудивительно, ибо она определяется не столько самим седиментогенезом этого типа, сколько иными факторами, и прежде всего, тектогенезом и вулканизмом или, шире, магмогенезом. Оба этих основных на Земле процесса отчетливо цикличны, и их циклы многопорядковы. Одни из наиболее крупных — тектономагматические циклы (альпийский, герцинский, каледонский, салаирский, байкальский, гренвилльский, готский, карельский и т. д.; Хаин 1973; Монин, 1987; и др.) длительностью обычно в 200—300 млн лет, определяют главные черты состава и гранулометрии кластолитов и их эволюцию: смену зрелых незрелыми и наоборот, грубообломочных — тонкообломочными и общим уменьшением кластолитов в конце циклов (Пустовалов, 1940 и др.; Страхов, 1963; Ронов, 1964—1981; и др.).

Более рельефно и синтезировано эволюция терригенного осадконакопления выражается *геологическими формациями*, а именно сменой флиша шлиром и молассой в геосинклиналях и других подвижных поясах, континентальных морских, красноцветных разного типа сероцветными и другими на стабильных структурах и т. д. Флиш формировался уже в архее (Фролов, 1973а), и с тех пор доля флишевых отложений постоянно увеличивается, достигая максимума в голоцене. Вероятны в архее и шлировые формации, также прогрессивно развивающиеся во времени (Фролов, 1993б), хотя на рубеже раннего и позднего протерозоя у них появился конкурент — молассы — исторически более молодой формационный тип, максимально развитый в позднем кайнозое, отличающемся гигантскими материками и с предельно

возможной на Земле высотой — одним из важнейших условий образования моласс, а также шлира и флиша. Эволюция терригенных формаций определялась не только тектоническим, но и климатическим, а также и биологическим факторами, что находит отражение в зрелости материала, типе красноцветности (аридной и гумидной) и парагенезах с некластолитовыми породами, рудами, углем, нефтью, солями и другими полезными ископаемыми. Вместе с эволюцией магмо- и тектогенеза развивались и вулканообломочные формации, сложенные туфами, лаво- и гиалокластитами, лавами, а также пролювием, коллювием, турбидитами и другими типами экзокластовых отложений. Их максимумы совпадают с фазами усиления тектономагматической активности, а на роль абсолютного максимума претендуют два этапа жизни Земли — ранний, архейский или катархейский (4—3 млрд лет назад), когда с вулканизмом сочетался и импактитовый процесс кластогенеза, и раннепротерозойский, особенно время около 2,5—2,2 млрд лет назад, — пик общеземной магматической активности (Сорохтин, Ушаков, 1989, 1993).

Поскольку геоформации — это парагенезы генетических типов отложений (см. гл. 20), то вместе с развитием геоформаций эволюционировали и генетические типы кластолитов, точнее, степень их распространенности от эпохи к эпохе. В общих чертах эту эволюцию по каждому типу может проследить и читатель, например, ответив на вопрос, когда формировались наибольшие объемы пролювия, во второй половине жизни Земли отчетливо тяготеющие к аридным поясам.

### 14.3. ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГИДРОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ

Подвижные водная и воздушная оболочки Земли не несут явных признаков своей истории, их развитие восстанавливается по эволюции седиментогенеза и составу и развитию земной коры.

Водные осадки встречаются в самых древних образованиях Земли с возрастом до 3,8 млрд лет: большей части серых гнейсов, кварцитах, железных рудах и т. д. Гидросфера, следовательно, была уже в раннем архее или раньше: «дегазация первичного вещества Земли, в ходе которой была выделена вода, позже образовавшая Мировой океан, произошла очень рано и носила катастрофический характер» (Шуколюков, 1987, с. 4). Массовое выделение основного флюида — воды, с которой, вероятно, выносились  $K$ ,  $Na$ ,  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe$  и т. д., не могло не совершить быстрого и глубокого преобразования возникающей земной коры и сформировать сиалический слой из серых гнейсов.

Каков же состав первичной гидросферы? Н. М. Страхов, в согласии с А. П. Виноградовым, Т. Юри, Л. Руби, В. Ранкамой, считали, что она была *раствором сильных кислот*,  $HCl$ ,  $HF$  и др., а также  $H_3BO_3$ ,  $H_2CO_3$ ,  $H_2S$  и др. Они пришли

вместе с водой из зон дегазации верхней мантии в процессе выплавления коматиитов и базальтов, подобном зонной плавке в металлургии. Мало растворимые в воде мантийные летучие  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$ ,  $N_2$ , а также вода  $H_2S$ ,  $S$ ,  $Cl$ ,  $V$  и инертные газы проходили еще тонкую гидросферу и создавали *первичную атмосферу*, также тонкую. С самого начала, если придерживаться наиболее распространенной гипотезы холодной аккреционно-метеоритной Земли, эти две флюидные оболочки возникали и развивались разделенными. Земле, по-видимому, удалось избежать катастрофической для жизни ловушки венерианского типа, когда вследствие разогрева вода уходит в атмосферу, и обе оболочки объединяются, что еще больше усиливает ее разогрев (парниковый эффект). Даже при разогреве поверхности Земли до  $100-150^\circ C$  (Сорохин, Ушаков, 1989, 1993 и др.) более толстая атмосфера (ее давление в архее достигало 5—6 современных атмосфер) не позволяла воде вскипать (ее точка кипения  $140-150^\circ C$ ), что и сохраняло гидросферу и атмосферу разделенными. Однако они развивались сопряженно, обмениваясь веществом и энергией.

Но с начала образования планеты в течение всего раннего катархея (4,6—4,0 млрд лет назад) открытых водных поверхностей не было, и основным способом образования компонентов атмосферы и гидросферы было расплавление участков ее поверхности под ударами метеоритов, особенно крупных. Однако эти флюиды большей частью рассеивались в космосе и поглощались риголитом — рыхлым поверхностным материалом ультраосновного и метеоритного состава. О. Г. Сорохин и С. А. Ушаков (1989, 1991, 1993 и др.) в начальной истории Земли выделили *первый переломный момент* (около 4 млрд лет назад), когда под влиянием близко расположенной Луны (всего на расстоянии 19—25 тыс. км) *огромная приливная энергия*, вызывавшая в твердой Земле приливы высотой более 1,5 км, вместе с подчиненными другими видами энергии (от бомбардировки метеоритами и др.) привела к началу эндогенного разогрева Земли и расплавлению недр. Это запустило *тектономагматический механизм саморазвития Земли*, приведший к образованию астеносферы, дифференциации вещества, образованию земного ядра (в позднем архее), мантии, земной коры и первых морей, а затем и океанов в результате резкого увеличения объемов гидросферы и атмосферы (в раннем архее и раннем протерозое).

Первичная гидросфера не могла существовать долго, так как сильные кислоты быстро нейтрализовывались силикатами берегов и дна морей и образовывали растворы хлоридов, фторидов и других солей  $K$ ,  $Na$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ ,  $Mn$  и др. При этом освобождались свободные кремнезем, глинозем, ферриты и т. д., синтезировались гипергенные силикаты (каолиниты, хлориты, и т. п.). Резко кислая гидросфера, рН которой

местами снижался, вероятно, до 1—2, выщелачивала из первичной базитовой и ультрабазитовой коры почти все элементы и часть  $\text{SiO}_2$ , оставляя в коре выветривания лишь кремнезем, импрегнированный сульфидами металлов, т. е. образования типа позднейших «полей вторичных кварцитов».

В появившихся в позднем катархее (с рубежа около 4 млрд лет), с началом дегазации недр, неглубоких и небольших морях накапливались механогенные (обломочные) силикатные, хемогенные кремневые, железные, глиноземные, сульфидные и, возможно, некоторые другие осадки. Раствор сильных кислот замещался *раствором хлоридов*, отчасти фторидов, боратов, кремнезема и других веществ, подобным гидротермам современных вулканов. Сначала в них не было карбонатов, так как даже при небольшом содержании сильных кислот они разрушались, и  $\text{CO}_2$  уходила в атмосферу. Вскоре, однако, кислый характер воды обуславливали уже в основном не сильные, а слабые кислоты ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{BO}_3$  и др.), и pH в морях стал выше, чем в начальной гидросфере, и местами достигал 7 (редкие мраморы).

На втором, *архейском этапе* (3,5—2,6 млрд лет назад) морская вода из хлоридной стала *хлоридно-карбонатной*, чему способствовало исчезновение и следов свободных кислот. Местами, а потом и более широко формировались  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$ , доминировали доломиты. Не было окислов, сульфатов, но отлагались сульфиды. Возросла общая соленость. Продолжали отлагаться силициты и железные руды, в том числе и джеспилиты, в состав которых помимо магнетита вошли и сидериты, образующие и самостоятельные рудные тела. Формировались мелководные и глубоководные (турбидитные) кластолиты.

Атмосфера была подобна катархейской по составу (лишь заметно увеличение  $\text{N}_2$  — за счет преобразования аммиака), также лишенной кислорода, но значительно более мощной, в основном *углекислой*, обеспечивающей парниковым эффектом значительное разогревание Земли и ее гидросферы. Это компенсировало резкое снижение вклада приливной энергии (Луна удалилась к началу архея на 160 тыс. км, но все же была в 2,4 раза ближе к Земле, чем сейчас; Сорохтин, Ушаков, 1993) и не приводило к резкому перегреву Земли, что было бы губительно для народившейся еще в катархее жизни. И светимость Солнца была примерно в 2 раза слабее современной.

*Протерозойская гидросфера* становится существенно иной, *хлоридно-карбонатно-сульфатной*: появление сульфатного аниона указывает на свободный кислород в атмосфере, способный окислять  $\text{H}_2\text{S}$  и S. Его в раннем протерозое еще недостаточно для окисления всего  $\text{Fe}^{2+}$ , но дефицит во многих местах исчезал быстро, и к началу рифея практически прекращается массовое образование магнетитовых джеспили-



тов. Господствовала карбонатная седиментация, началось формирование сульфатолитов — гипсов и ангидритов. Возрастала соленость и быстро увеличивались объем и глубина океанов, которые появились еще в архее, но были неглубокими. В них чаще формировались флиш, шпир, а в конце протерозоя (2—1,6 млрд лет назад) и начале рифея, когда образовалась Пангея I, или Метагея, по О. Г. Сорохтину и С. А. Ушакову (1993), — и первые молассы, эвапориты, красноцветы, тиллиты.

Главными событиями на рубеже архея и протерозоя были разделение биоса на *растительное и животное царства* и быстрое, лавинообразное развитие фитопланктона, а потом и донных водорослей, в *массовом количестве генерировавших кислород*. Появление свободного кислорода и его все увеличивающаяся генерация стали гигантским ускорителем развития гетеротрофов — животных, которые, имея растительный «фундамент» (пища и кислород для дыхания), стали развиваться с огромным ускорением и в корне менять абиотические процессы осадконакопления. Появление растительного царства отразилось прежде всего на уменьшении содержания  $\text{CO}_2$  (и повышении рН до  $\geq 7$ ) в воде и атмосфере: она уходила в стратисферу с огромными массами карбонатов и углеродистых соединений, включая и горючие сланцы.

*Атмосферу* в протерозое Н. М. Страхов отнес к *переходному типу* (переходному к современной атмосфере): в ней еще много  $\text{CO}_2$  и сосуществуют в подчиненных количествах остатки  $\text{CH}_4$  и  $\text{NH}_3$ , но быстро нарастают содержания  $\text{N}_2$  и  $\text{O}_2$ . Ее можно назвать азотно-кислородно-углекислой. Скорость нарастания содержания свободного  $\text{O}_2$  в атмосфере оценивается по-разному физикохимиками (Л. Беркер, Л. Маршалл, отчасти А. С. Монин, 1987; и др.), с одной стороны, и литологами и палеонтологами — с другой (Ю. П. Казанский, В. Н. Катаева, Н. А. Шугурова, А. Ю. Розанов и др.). Первые считают, что содержание свободного кислорода в атмосфере 0,1% от современного уровня (так называемая точка Юри) было достигнуто лишь в среднем или раннем рифее, а содержание около 1% (точка Пастера), при котором организмы переходят от использования энергии анаэробного брожения к более выгодному (в 30—50 раз) окислению при дыхании, было достигнуто только в конце венда (около 600 млн лет назад); появление в верхних слоях атмосферы озонового экрана, что отвечает 10%-му содержанию  $\text{O}_2$  от современного уровня (точка Беркнера — Маршалла), относится ими к силуру или девону (после этого современный уровень достигается быстро, в течение нескольких десятков миллионов лет — ускоренно нарастающим фотосинтезом морской и наземной растительностью).

Геологические факты заставляют сдвигать появление свободного кислорода на 1,5—2,0 млрд лет раньше. А. Ю. Ро-

занов (1986) отмечает появление древнейших строматолитов в начале архея (3,5 млрд лет назад), сдвигает точку Юри к 3 млрд лет, точку Пастера в 2,2—2,5 млрд лет, а точку Беркнера — Маршалла к 1,8—2,0 млрд лет назад. Гематит в протерозойских джеспилитах, красноцветные формации и признаки латеритоподобного выветривания в позднем протерозое (А. В. Сидоренко, А. И. Анатольева, Б. Биндли и др.) вместе с появлением эвкариотных организмов, многоклеточных типа грибов, кишечнорастворимых, зеленых и красных водорослей подтверждают выводы литологов и палеонтологов. Кроме того, древнейшую гидросферу можно уверенно представлять неоднородной не только по рН и солености, но и по Eh, т. е. по газовому режиму: в разных ее участках и особенно в осадках условия могли резко отличаться друг от друга и от среднего уровня, и такие «газовые» фации, несомненно, сосуществовали. Атмосфера была более однородной по сравнению с гидросферой.

*Современный тип* гидросферы и атмосферы стал складываться в рифее. Общая соленость воды повышается и достигает современного уровня (3,5%), а анионный состав беднеет за счет уменьшения содержания  $\text{CO}_3^{2-}$ : морская вода стала в основном *сульфатно-хлоридной*, практически уже щелочной ( $\text{pH} \geq 7$ ) и окислительной. Устойчивы только формы высшей окисленности элементов с переменной валентностью. Основным компонентом солей становится NaCl; много сульфатов, а карбонатов всего 0,21% от суммы солей. Возраставшая соленость Мирового океана с началом эвапоритового седиментогенеза стабилизировалась на одном уровне, так как начал действовать способ разгрузки от излишней солености — осаджением солей в отдельных водоемах. Кроме того, большая инертность огромных водных масс океана не позволяет солености быстро меняться. Другое общее свойство океана, приобретенное в ходе сопряженной эволюции гидро- и биосферы — его «пронизанность» живым «веществом», ставшим неотъемлемым качеством, регулятором его физико-химических параметров и двигателем многих процессов седиментогенеза.

Атмосфера в ходе эволюции Земли стала *уникальной*, не наблюдаемой больше ни на одной планете: из аммиачно-метаново-углекислой бескислородной образовалась *кислородно* (21%) *-азотная* (78%) с малой (0,03%) примесью  $\text{CO}_2$ , однако продолжающего играть глобальную роль в жизни и седиментогенезе. Освобождение от  $\text{NH}_3$  и  $\text{CH}_4$  сначала шло медленно благодаря кислороду, выделяющемуся фотодиссоциацией (под действием жесткого светового и космического излучения) из  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . *Фотосинтез* во много раз интенсифицировал этот процесс освобождения кислорода и привел к созданию современной атмосферы Земли, в которой ее основные элементы накапливались сопряженно в результате

биовосстановления  $\text{CO}_2$  ( $\text{O}_2$ ) и окисления  $\text{NH}_3$  ( $\text{N}_2$ ). Первичный эндогенный  $\text{CO}_2$ , особенно интенсивно поступавший в позднем катархее (около 4,0—3,8 млрд лет назад) и раннем протерозое (2,6—2,2 млрд лет назад), изымался при выветривании, осадконакоплении и фотосинтезе и создавал огромные массы карбонатов, а также уступающую им по количеству биомассу (рассеянное  $\text{O}_2$ , горючие сланцы, нефть, газ, угли и живые в настоящее время организмы), однако играющую самостоятельную и во много раз большую роль в жизни Земли и человечества.

Наличие гидросферы и атмосферы специфического состава определило течение главных седиментационных процессов и известную уникальность Земли среди других планет Солнечной системы. И уникальный седиментогенез в таком развита виде присущ только Земле.

#### 14.4. РАЗВИТИЕ СЕДИЛИТОГЕНЕЗА

На Земле эволюционировало не только образование конкретных пород, но и седиментогенез, диагенез и литогенез, их типы и осадконакопление в целом (см. рис. 14,1, 14,2).

Земля как планета образовалась около 4,6 млрд лет назад в результате *метеоритно-аккреционного* седиментогенеза (Шмидт, 1944, 1948; Сафронов, 1969; Сорохтин, 1974, Сорохтин, Ушаков, 1989, 1991, 1993; и др.), хотя развивается и гипотеза первично-расплавной Земли (Маракушев, 1992 и др.). Этот первичный, метеоритно-аккреционный, тип седиментогенеза продолжался недолго, по В. С. Сафронову (1986) около 100 млн. лет (с 4,6 до 4,5 млрд лет назад), когда образовалось 99% современной массы Земли. Сначала он ускорялся, а потом, в связи с исчерпанием запасов твердого вещества в околоземном поясе планетезималей, замедлился (хотя около 4,0 млрд лет назад на короткое время он усилился) и в настоящее время практически прекратился, если не считать ежегодно выпадающих нескольких десятков тысяч тонн космической пыли и редких крупных метеоритов.

Бомбардировка поверхности растущей Земли крупными метеоритами приводила к ударному расплавлению первичного вещества, появлению своеобразных вулканических пород и ударно-вулканитовых кластолитов — *импактитовых туфов* (зювитов, тектитов и др.; Ударные..., 1983), а также освобождению воды и газов, которые поглощались рыхлым материалом и рассеивались в космосе, как и большая часть ударной энергии (главным образом через излучение). Недра Земли оставались холодными и недифференцированными. Постепенно и медленно (от 4,6 до 4,0 млрд лет назад) под влиянием огромных лунных приливных сил прогревались и плавилась недра (а Луна расплавилась полностью) и около 4,0 млрд лет назад включился тектономагматический механизм дифференциации вещества и саморазвития Земли, при-

ведший к образованию ядра (к концу архея), мантии, земной коры, гидросферы и атмосферы. Основным способом дифференциации было частичное плавление в появившейся к 4,0—3,8 млрд лет назад астеносфере (Сорохтин, Ушаков, 1993), через которую железные дифференциаты формировали ядро, а силикатные — мантию и первичную базитовую и ультрабазитовую кору, включавшую островки гнейсовой континентальной коры, располагавшиеся над астеносферными очагами. Таким образом, не позже 4,0 млрд лет назад стартовал уже чисто земной вулканизм и *вулканогенно-осадочный седиментогенез*.

Одновременно стал развиваться *морской*, а затем и *океанский седиментогенез*: в позднем катархее появились первые моря, и первичные осадки были вулканитовыми туфами, обломочными сейсмитами (гигантские лунные приливы в твердой Земле порождали практически непрекращающиеся землетрясения) и экзокластовыми накоплениями (гравитационно-коллювиальными, волновыми, приливными и флювиальными), а также кремневыми, аллитовыми и ферритовыми хемогенными осадками. Широко развивался и элювиальный процесс, особенно в водоемах, вода которых (раствор сильных кислот, прежде всего HCl) была агрессивной и, подобно кислым гидротермам, активно выщелачивала все подвижные элементы из мафической коры и вулканитов, оставляя на месте лишь кремнезем, сульфиды металлов и новообразования каолинита. Карбонатов не было.

На суше был лунный пейзаж с кратерами и рыхлым покровом — реголитом ультраосновного состава. Солнце еще светило слабо, атмосфера была тонкой, без озонового слоя, поэтому *наземный литогенез* скорее был похож на *аридный* с резкими градиентами температур на близких расстояниях (расплавление в ударных кратерах и холод в межкратерных и высокоширотных зонах) и во времени. В начале катархей сутки на Земле сократились почти до 3 часов (а в году было около 3000 суток), Луна приблизилась к Земле на расстояние 19÷25 тыс. км (на предел Роша), была расплавленной, обогревала и освещала Землю красным и ультракрасным светом (ее диск в 300—350 раз превышал современный; Сорохтин, Ушаков, 1989, 1993). Однако силой приливного отталкивания и в результате уменьшения механической добротности Земли Луна быстро удалялась от Земли, и к началу массовой дегазации недр (около 4 млрд лет назад) она находилась уже на расстоянии 150 тыс. км (в конце архея на расстоянии 340 тыс. км, а в настоящее время 380 тыс. км), так что лунные приливы в твердой Земле не превышали 7 м, хотя вначале они были выше 1500 м. Но и эти приливы сильно раскачивали Землю. Сутки длились уже 9,9 часов, в году было около 890 суток.

В архее (3,5—2,6 млрд лет назад) циклично развивается вулканогенно-осадочный литогенез, а первичный аридный сменяется гумидным, так как быстро наращивалась масса гидро- и атмосферы; последняя состояла в основном из  $\text{CO}_2$  и паров воды, и ее давление к концу архея превышало 6 современных земных атмосфер (Сорохтин, Ушаков, 1989, 1993). Парниковый эффект компенсировал резкое снижение приливной энергии, вместо которой усиливалась и тепловая энергия недр, особенно энергия гравитационной дифференциации. Хотя температура на поверхности Земли в низких широтах могла достигать и превышать  $100^\circ\text{C}$ , это не привело к испарению океана и не ограничивало развитие появившейся в позднем катархее первичной жизни. И светимость Солнца была еще недостаточной, чтобы перегреть Землю и превратить ее во вторую Венеру.

Доказательствами усиления в архее дегазации мантии являются не только быстро возросшие объемы гидро- и атмосферы, но и интенсивный вулканизм и повышенный тепловой поток. Вместе с господствующими базальтами появляются и ультраосновные эффузивы — *коматииты*, по минералам которых устанавливается неглубокое (около 30—40 км) и массовое (до 45% от массы мантии) выплавление из мантии ультраосновной магмы. О сильной прогерметости неглубоких недр свидетельствует и сильный близповерхностный натровый (а позже и калиевый) и кремневый метасоматоз вулканитов и осадочных кластолитов, приведших к образованию обширных полей серых гнейсов, часто причленявшихся к катархейским гнейсовым ядрам. Так, в простой, однослойной базальтовой (с ультрамафитами) коре и разрастались и появлялись новые «острова» сиалической коры, которые наращивались и хемогенными кремневыми осадками и вулкано-элювиальными образованиями типа вторичных кварцитов. Большая часть этих древних отложений тоже превратилась в серые гнейсы, а также в амфиболиты, кварциты и даже в граниты. Ускоряющаяся расплавно-гравитационная дифференциация недр привела к оформлению ядра, к концу архея составлявшего около 60% от современного его объема, увеличилась астеносфера и возникло дипольное магнитное поле (Сорохтин, Ушаков, 1989, 1993). Оно должно было как-то проявиться в седиментогенезе.

Сильные дожди, вероятно, снижали соленость морских вод, повышали pH, что вместе с большим щелочным резервом океана и морей приводило к хемогенной садке доломитов, магнетитов, сидеритов и известняков, по крайней мере в отдельных обширных водоемах. В других условиях (с более низким pH) происходила садка кремнезема, ферритолита и часто сидерита, т. е. формировались джеспилиты. Начали накапливаться углеродистые осадки. На суше происходило химическое выветривание без участия кислорода и органичес-

ких кислот, но тем не менее интенсивное — в условиях высокой влажности, обилия  $\text{CO}_2$  и высоких температур. Все это приводило к интенсивной денудации суши и к сносу в океан больших масс терригенного кластического и глинистого материала, из которого там формировались мелководные шлировые и глубоководные флишевые формации (Фролов, 1973, 1993). Под толстой углекисло-водной атмосферой климатическая зональность была слабовыраженной, оледенений или безводных пустынь, видимо, не было, хотя суша, лишенная растительности, оставалась пустынной.

*Раннепротерозойский седиментолитогенез* (2,6—1,9 млрд лет назад) отличался от архейского в основном резким усилением вулканизма и вулканогенной седиментации, а также еще более быстрым приращением объема гидросферы с одновременно начавшимся сокращением массы атмосферы. Магматизм наиболее разнообразен: к базитовым, ультрабазитовым и средним интрузиям прибавились калиевые, т. е. настоящие граниты (с рубежа в 2,5 млрд лет назад); к базальтам и коматиитам, а также к кислым эффузивам, изливавшимся и в архее, присоединились андезиты, которые в последующей истории Земли прогрессивно и четко циклично наращивались и максимума достигли в настоящее время. Спрединовые хребты, зародившиеся еще в начале архея, в его конце покрылись океанической водой, что усилило гидротермальное выщелачивание металлов и других элементов из базальтов и в раннем протерозое реализовалось массовым образованием джеспилитов, доломитов и других карбонатов, включая и итабиритовые ассоциации, и марганцевых осадков, превращенных в гондиты (см. гл. 10 кн. 2). Океаническая вода становится и главным внутрикоровым флюидом. В водном и углекислотном балансе все больше увеличивается вклад возрожденных флюидов: при диссоциации карбонатов, преобразовании глинистых минералов и просто отжати вод. Метаморфический процесс по питанию флюидами превосходил ювенильный. Регенерированные в стратиффере флюиды выносили огромные массы металлов и других элементов, которые формировали рудные отложения и пополняли солевой состав гидросферы.

Ранний протерозой, кроме того, ознаменовался развитием биогенной седиментации, и главными биолитами были водорослевые доломиты и известняки, а также углеродистые отложения и даже ферритолиты (магнетиты).

К середине раннего протерозоя (около 2,0 млрд лет назад) или несколько ранее (2,7—2,6 млрд лет назад), т. е. на рубеже архея и протерозоя; Сорохтин, Ушаков, 1989) образовались крупные сближенные материка, что дало основание считать их Моногею. Подтверждением служат первые тиллиты (2,5—2,4 млрд лет назад) из гуронских отложений Северной Америки и признаки древнейших эвапоритов, не фор-

мирующихся вне больших массивов суши. Гумидный тип литогенеза впервые как бы вычленяет *ледовый* и новый, или современный, *аридный*. Оба эти типа в дальнейшей, видимо, не исчезали с лика Земли, испытывая лишь циклические ослабления и усиления, в целом совпадающие с таласократическими и кратонократическими, или геократическими, эпохами (Страхов, 1963; Яншин, 1988 и др.; Ясаманов, 1985; Ершов, Лисицына, 1993; и др.).

Ранний и средний (1,9—1,65 млрд лет назад) протерозой, или *карелий* (афебий), отличался в целом резкой неоднородностью и быстрой эволюцией седиментогенеза. Его начало отмечено одним из максимумов эндогенной активности (сильным вулканизмом и интенсивной геодинамикой), появлением свободного кислорода в атмосфере, которого еще было недостаточно для коренной смены восстановительного минералообразования окислительным, появлением сульфатного аниона и, следовательно, полианионным, сульфатно-хлоридно-карбонатным типом вод океана, массовым образованием джеспилитов и других специфических литотипов в условиях дефицита кислорода (о чем свидетельствует большая величина отношения марганца к железу) и прекращением джеспилитообразования в среднем протерозое; первыми молассаами, тиллитами, красноцветами, эвапоритами; континентальным рифтогенезом и началом геосинклинального процесса, наследовавшего архейский тип подвижных поясов — гранит-зеленосланцевые пояса. К середине протерозоя атмосфера стала существенно кислородной, прекратилось образование седиментогенных сидеритов, появляются первые глаукониты, началось формирование оолитовых гидрогетитовых руд. Биос становится мощным конкурентом химического осаждения доломитов, известняков и участвует в осаждении железных руд: американские ученые Д. Киршвинк и С. Чанг обнаружили биогенный магнетит возрастом 2,2 млрд лет (Розанов, 1986). Все больше данных об обнаружении эвкариот (зеленых и красных водорослей), грибов, червей и, возможно, кишечнополостных, т. е. многоклеточных организмов. Закончился средний протерозой карельским орогенезом (1,7 млрд лет назад) и образованием Мегатеи (Г. Штилле) или Пангеи I (В. Е. Хаин).

*Поздний протерозой*, или *рифей* (1,65—0,675 млрд лет назад, без венда), практически всеми геологами признается «поворотным»: началом супергигацикла Г. Штилле — неогей, в котором и мы живем; «выдающейся тектонической эпохой великого обновления структурного плана» (Сорохтин, Ушаков, 1993) и т. д. Из шести полных конвективных (имеется в виду конвекция в мантии, приводящая к деструкции континентов, их перемещению и образованию пангей) послепангейских циклов на рифей приходится три (3, 4 и 5-й). Первый из них начался еще в среднем протерозое распадом Пан-

геи I (или Мегагеи Штилле), образовавшейся в результате карельского, или свекофеннского, орогенеза (1,9—1,8 млрд лет назад). Это привело к осадконакоплению как в первых обширных трансгрессивных наплитных морях, включая и эвапоритные, так и в глубоких геосинклинальных прогибах (флиш, вулканиты, глубоководные известняки и доломиты, силициты). Знаками усиления влияния биоса на седиментогенез являются первые фосфориты и глаукониты, которые одновременно демонстрируют и развитие «двустадийного аутигенного минералообразования», по Н. М. Страхову, т. е. наряду с седиментогенными под влиянием биоса стали широко образовываться и диагенетические, или сингенетические (гальмиролитические), аутигенные минералы.

Второй рифейский тектономагматический цикл (1,55—1,15 млрд лет назад), называемый по главному орогенезу гренвильским, аналогичен первому, но более продолжителен. Он привел к образованию суперконтинента Мезогеи, располагавшегося, как и Мегагея, на экваторе, что объясняет господство карбонатной седиментации, особенно биогенной, широкое развитие красноцветов гумидного и аридного типов, эвапоритов и вероятных фосфоритов. Тиллиты отсутствуют. В геосинклинальных и рифтовых прогибах и на активных континентах и их окраинах формировались малоэволюционировавшие флиш, шпир, молассы и вулканогенные формации, в составе которых все больше становится андезитов.

Третий рифейский тектономагматический цикл (1,15—0,7 млрд лет назад), который можно назвать байкальским, аналогичен предыдущему, но закончился образованием не единого суперконтинента, а двух — Лавразии и Гондваны, — которые располагались в высоких широтах и поэтому несли оледенения позднего рифея (Чумаков, 1978, 1992; Ершов, Лисицына, 1993; Сорохтин, Ушаков, 1993), циклически возобновлявшиеся в венде (Африка, Австралия, Антарктида и восток Южной Америки — у Южного полюса — и Канада, Китай и Лапландия — у Северного). Между суперконтинентами около 850 млн лет назад возник широкий (6÷10 тыс. км) широтный океан — Прототетис, а вскоре в результате деструкции континентов образуются авлакогены и континентальные рифты (на месте карельского подвижного пояса) и океаны (на месте гренвильского пояса), например Протоатлантический, или Япетус (шириной 2000 км). Океанические осадки и формации неизвестны. Палео-Уральский прогиб не был океаном.

Седиментогенез и диагенез рифея приобрели многие черты фанерозойского литогенеза, а отличия связаны в основном с недостаточной развитостью жизни. Однако биогенная седиментация — известняков, доломитов, горючих сланцев (например, раннерифейских карельских шунгитов), фосфоритов, глауконитов, отчасти железных руд — не только сильно по-



давляла химическое осаждение бигенетичных образований, но и способствовала освобождению атмосферы от значительных масс  $\text{CO}_2$ , уменьшению нагревания Земли за счет парникового эффекта и в конце концов ее охлаждению и оледенению.

*Венд* (0,675—0,570 млрд лет назад) — преддверие фанерозоя, к которому его нередко относят (Монин, 1987), — важен не только фосфоритами, тиллитами, разнообразными доломитовыми и известковыми строматолитами и онколитами и другими породами, но и особенно своей фауной, получившей по месту открытия в Австралии название эдиакарской в которой преобладают кишечнополостные типа современных медуз (до 75%), размером до 1 м, многочисленные черви (25%) и членистоногие (5%). Все формы бесскелетны, хотя в венде и рифе изредка встречаются трубчатые фоссилии с хитиновой или пектиновой оболочкой, а в самом верхнем ярусе венда — немакит-далдынском — и водоросли с известковыми чехлами: ренальцис, гемма, гирванелла и т. д. У червей иногда образуется кремневая трубка. Фауна и флора венда уже занимали все ярусы обитания и представлены бентосом (прикрепленными и свободно лежащими формами), нектоном и планктоном (в основном или исключительно фитопланктоном). Многие группы не имеют современных аналогов. Поражает разнообразие биоты и многочисленность экземпляров, а также и общая «биомасса». «Взрыв» биоса в кембрии был, таким образом, хорошо подготовлен (даже появлением шипов) у обычно гладких, планктонных сфер. Тем не менее кембрийский скачок в жизни резкий, и он заключается в массовом появлении скелетных, известковых, кремневых, фосфатных и, возможно, других форм. Из многих десятков объяснений скачка можно принять мудрое: к нему были подготовлены обе стороны — организмы и среда, т. е. эволюционное развитие зообиоса подвело к необходимости и возможности образовать опору и защиту в виде скелета, а среда стала максимально благоприятной для скелетообразования. В последнюю можно включить и хищников, от которых надо было чем-то защититься, чтобы выжить.

Если зообиос венда весьма разнообразен и богат таксономически, то фитобиос представлен только водорослями, что не находит пока объяснения. Однако уже в кембрии появились первые угли из высших растений. Обращающий на себя внимание гигантизм вендской биоты объясняется по-разному: А. Ю. Розанов (1986) считает это признаком завершения эволюционного развития данных групп, как это имеет место в фанерозое, а М. А. Федонкин объясняет тем, что хищники тогда были микрофагами, одним из способов спасения от которых было увеличение размеров. Кроме того, возможно, был широко распространен симбиоз водорослей с метазоа, подобный современным кораллам, кишечнополостным и дру-

гим бентосным формам. Но для более интенсивного фотосинтеза предпочтительны плоская форма и большие размеры, что и наблюдается в вендской биоте. В ней поражает и хорошая сохранность бесскелетных, часто слизеподобных организмов (в виде отпечатков на плоскостях напластования), что, возможно, также говорит об отсутствии крупных хищников и неразвитости фауны илоедов, хотя илоеды в докембрии упоминаются (В. Ю. Забродин; Фролов, 1984). Но они, вероятно, оккупировали еще немногие участки дна.

*Фанерозойский этап* показывает быструю эволюцию седилитогеनेза, происходившую различными по длительности и генезису циклами под влиянием эндогенных и экзогенных (включая и космические) сил. Его определяли три глобальных тектономагматических цикла — каледонский, герцинский и альпийский, первые два из которых вписываются в цикл формирования вегенеровской Пангеи в конце палеозоя (пермь) и начале мезозоя (триас), а третий пока отвечает начальной фазе — деструкции континентов и образованию новых океанов (Атлантического, Индийского, Арктического и части Тихого) — цикла, который, вероятно, также закончится образованием суперконтинента через 400 млн лет от нашего времени (Сорохтин, Ушаков, 1973).

Климатические циклы более десяти порядков вместе с поступательным изменением климата (в основном в связи с медленным охлаждением поверхности Земли от 30—35°C в кембрии до 24—31° в девоне и 15°C — средней годовой температуры ныне), оледенения (поздний ордовик — ранний силур, поздний девон, поздний палеозой и неоген — плейстоцен), эвстатические колебания уровня океана, трансгрессии и регрессии и, главное, бурное и поступательное развитие жизни и обусловленное им медленное уменьшение содержания CO<sub>2</sub> и увеличение содержания O<sub>2</sub> в атмосфере — основные факторы эволюции в фанерозое (кроме тектономагматических). Все типы седилитогеनेза четко оформились и циклично эволюционировали. В вулканоосадочном типе, проявлявшемся на все более ограниченных площадях, максимально представлены андезиты, отражающие участие коры в генерации вторичных магм в геосинклиналях, орогенных поясах и островных дугах. Прогрессивно развивались гидротермальные седиментогенез и выветривание, отражающие доминирующее участие метаморфогенной и седиментационной воды.

Подобное скачку появление в кембрии скелетообразующих организмов, особенно с известковой и кремневой функциями, почти лавинообразно увеличило формирование биолитов и одновременно окончательно подавило хемогенное осаждение кремнезема и карбонатов в нормальных морских условиях, оставив ему лишь лагуны, заливы и другие ловушки вблизи источника вещества. В кембрии накапливались радиоляриты, спонголиты и скелеты силикофлагеллят. В мелу

к ним присоединились диатомеи — основные биоосадители кремнезема в современных континентальных и океанских водоемах. С началом кембрия известняков образовывалось больше доломитов, что также произошло под влиянием биоса. Прогрессировало биорифообразование, хотя рифостроители менялись, наращивалось и достигло максимума в современной гидросфере планктонное осаждение известняков, но теряется в глубине палеозойской истории его начало. Фосфоритообразование дало крупнейшие глобальные максимумы в раннем кембрии (томмотский и атдабанский века) и позднем мелу — палеогене, меньшие — в перми, поздней юре и раннем мелу и еще более слабый — в раннем ордовике (створковые оболочковые фосфориты). В целом оно нарастало по объему.

С начала палеозоя «живое вещество» выходит из моря на сушу, завоевывая влажные тропические, а потом и умеренные зоны, мало затрагивая аридные. Биомасса суши —  $540 \cdot 10^9$  т — в настоящее время сравнима с биомассой океана:  $541 \cdot 10^9$  т. За короткий срок общая биомасса, таким образом, удваивается, а в действительности, если учесть, что к началу кембрия биомасса океана была по крайней мере в несколько раз меньше современной, за фанерозой общая биомасса увеличивается в 3—3,5 раза. В океанах жизнь из прибрежной лагунной зоны, где она, вероятнее всего, зародилась (хотя допускается и зарождение жизни в позднем катархее в пропитанной влагой реголите при повышенных температурах; Монин, 1987), распространилась по дну на глубины, и все большее число видов завоевывало планктонную зону по всей акватории Мирового океана. Это стало решающим фактором седилитогенеза, включая и абиотический, прежде всего химический, а также и механический — способом биофильтрации, например через копролиты. Ставшая основной биоседиментация лишь в периоды активного горообразования и в геократические эпохи несколько подавлялась механической.

Прогрессирующее, от цикла к циклу, увеличение размеров суши способствовало развитию и континентального седилитогенеза, включая и аридный. Начало кембрия на Сибирской платформе отмечено гигантским соленакоплением, включавшим и накопление калийных солей. Эвапориты кембрия следует искать и на других континентах, находившихся в то время в аридных зонах; поисковым признаком могут служить фосфориты. Эвапоритовые циклы выделяются по максимумам соленакопления в среднем-позднем девоне, ранней перми, поздней юре и миоцене (Жарков, Яншин, 1980; Яншин, 1988; и др.).

Прямое и косвенное воздействие биоса усилило во много раз наземное и подводное выветривание: в палеозое четко оформился латеритный его тип, прогрессирующий до наших

дней; развился биоэлювий — почвы и биотурбиты в водоемах, а также усилилось панциреобразование на суше и под водой и гальмиролитическое минерало- и породообразование (глаукониты, железомарганцевые конкреции и корки, железные оолитовые руды, смектитовые глины и цеолититы по пепловым туфам, фосфориты и т. д.). Выветривание создавало и геологические формации: латеритной коры, карбонатных панцирей Австралии и других аридных зон, биоэлювиальную (биотурбитовую) писчего мела и мелоподобных известняков (верхний мел, палеоцен и эоцен) и гальмиролитическую красных эвпелагических глин (см. гл. 3, 4 кн. 1; гл. 7, 9, 10, 12, кн. 2).

В фанерозое прогрессивно развивалось каустобиолитообразование, накопление не только горючих сланцев, начавшееся еще в протерозое, но и нефти, газа и наиболее молодой группы — углей, первый мировой максимум которых был в среднем карбоне, второй — в перми и далее в триасе, юре, мелу и в кайнозое, особенно в голоцене: и ныне продолжает формироваться самый крупный по площади пласт торфяника в Западной Сибири и в других тундровых и таежных регионах России и Северной Америки: то же происходит в бассейнах Амазонки, р. Флай (Новая Гвинея) и других рек и в мангровой зоне дельт тропиков. Непрерывно формируются и нефтегазородные толщи.

В XX в. четко оформился и новый, антропогенный, или техногенный, тип литогенеза, в целом азональный и исключительно неоднородный, превосходящий по сложности процессов, их продуктов и накоплений природные типы и проявляющийся на геохимическом, минеральном, породном и формационном уровнях.

Неодолимое развитие жизни как по разнообразию, так и по объему и массе будет и дальше подавлять хемогенное осадконакопление и способствовать переработке механогенных и техногенных осадков, если человек искусственно не прервет жизнь или не подавит ее отравлением экзосферы Земли.

## 14.5. ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ И ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОГЕНЕЗА

### 14.5.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ФАКТОРОВ ЛИТОГЕНЕЗА

Осадочный процесс исключительно *разнообразен* по формам (генезису) и продуктам (осадочным породам). Это очевидное следствие его *многофакторности*, т. е. разнообразия движущих сил и конкретных причин образования осадков и пород, и *полифациальности* — богатства обстановок осадконакопления.

Н. М. Страхов в 1962 г. (Страхов, 1983, с. 614—615) называл три движущих фактора развития внешних геосфер Зем-

ли и ее седиментогенеза; 1) «сам пороодообразовательный процесс, постепенно менявший физико-химическую обстановку на поверхности Земли», например, связывание при выветривании  $\text{CO}_2$ , которая потом в виде  $\text{CaCO}_3$  и доломита отлагалась на дне и изымалась из атмосферы и гидросферы; убывание  $\text{CO}_2$  через режим рН определяло главные черты эволюции рудообразования в триаде  $\text{Al—Fe—Mn}$ ; 2) развитие биоса, действовавшего прямо (осаждением карбонатов, кремнезема, фосфатов и др.) и косвенно, например через уменьшение  $\text{CO}_2$  и генерацию и увеличение содержания  $\text{O}_2$  в атмосфере, через Eh и рН (они повышались); геохимическая подвижность Fe, Mn и Al ограничивалась, доломитообразование уступало место осаждению извести; 3) тектонический режим земной коры — в основном косвенно — через создание материков и океанских или морских и других впадин, через вулканизм, землетрясения, рельеф и т. д.

Это действительно самые мощные движущие силы осадочного процесса, хотя к ним можно добавить примерно на том же иерархическом уровне динамику и состав атмосферы и гидросферы, а также техногенез. Их взаимодействие еще больше усложняет причинную картину осадочного процесса, управляемого многими источниками энергии (Тимофеев и др., 1989; Сорохтин, Ушаков, 1993), потоки которой не только противоположны, но часто взаимно усиливаются. Самая большая трудность классификации факторов как раз в разграничении их «смесей» — вторичных, третичных и т. д., образовавшихся от взаимодействия очевидных главных и первичных — космических и земных. Количественная оценка вклада факторов весьма трудна и только начинает осуществляться (Тимофеев и др., 1989) в основном для современного этапа. Однако факторы литогенеза, особенно их комплексные системы, сильно эволюционировали в истории Земли (см. 14.1—14.4), что еще больше усложняет их оценку. Поэтому пока можно предложить лишь список факторов, главным образом высоких уровней.

### **Движущие силы (факторы) литогенеза (высокие уровни):**

#### **I. Природные (естественные).**

##### **A. Космические.**

1. Вращение по галактической орбите, изменения наклона эклиптики и эксцентриситета земной орбиты; прецессионные циклы, годовые и суточные вращения Земли, вращения планет и Луны и т. д.
2. Космическое и солнечное излучение, тепло и свет, падение метеоритов и пр.

##### **B. Земнокосмические.**

1. Климат: выветривание и другая зональность; движения атмосферы и гидросферы, разнородное состояние вещества и др.

2. Жизнь: а) прямое влияние — извлечение вещества, биомасса, осаждение минерального вещества, создание биорельефа, создание почв и участие в выветривании, перенос вещества и др.; б) косвенное влияние — противодействие химическому осаждению карбонатов, кремнезема, фосфатов; создание кислородной атмосферы, создание геохимических обстановок, влияние на постседиментационные преобразования.

### 3. Седилитогенез.

## В. Земные и космоземные.

1. Сила тяжести: перенос вещества, его осаждение, уплотнение осадков и пород и их преобразование; соляной диапиризм; наведенные нагрузкой землетрясения и прогибание, флексуобразование, листрические сбросы, оползневая складчатость и т. д.
2. Магматизм: вулканизм — вынос и перенос вещества и энергии (тепла) и создание рельефа; глубинный магматизм — прогрев, мобилизация флюидов и рудных элементов, контактовый и ореольный метаморфизм, гидроэксплозии.
3. Метаморфизм погружения.
4. Тектонические движения: а) прямое влияние — рельеф, брекчирование, расланцевание, складкообразование, разрывы, землетрясения, колебания уровня моря, трансгрессии и регрессии, вулканизм, движение плит и блоков и др.; б) косвенное влияние — климат, закрытие и открытие проливов, отклонение течений, спуск снежных лавин, оползней, обвалов, мутевых потоков, генерации пльвунов; рост биориффов, образование циклитов, террас, способствование миграции флюидов и др.

## II. Техногенные (искусственные).

1. Синтез новых веществ и материалов.
2. Кластирование горных пород.
3. Механическое перемещение горных пород, веществ и материалов.
4. Искусственные эрозионные и аккумулятивные формы рельефа,
5. Создание внутрикоровых полостей и коллекторов.
6. Панциреобразование и цементация (кольматаж).
7. Отравление среды, почв, биоса, гидро- и атмосферы.
8. Регулирование рек, течений, образование водохранилищ.
9. Новые виды растений и животных.
10. Возделывание почв.
11. Влияние на вечную мерзлоту и др.

Список факторов можно сократить, введя количественную оценку их вклада в осадочный процесс. Оценка в процентах пока ориентировочная, она относится в основном к современному седиментогенезу:

1. Биологические прямого и косвенного действия	30%
2. Седилитогенез	10
3. Движения атмосферы и гидросферы	30
4. Климат	10
5. Рельеф и конфигурация береговой зоны	5
6. Вулканизм	5
7. Сила тяжести	5
8. Тектонические	5
<hr/>	
9. Техногенные	1

Перечень факторов распадается на три диапазона: 1) в основном космический, экзогенный (1—4, частично 5); 2) в основном эндогенный земной (5—8) и 3) техногенный (9).

#### 14.5.2. БИОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ

Биогенные движущие силы осадочного процесса, по крайней мере в фанерозое и в настоящее время, являются основными или одними из двух-трех основных. Их можно подразделить на факторы прямого и косвенного действия.

**14.5.2.1. Биогенные факторы прямого действия.** Прямое действие жизни на осадочный процесс сказывается на всех стадиях, начиная от выветривания и кончая метагенезом, причем это воздействие сначала усиливается, достигает максимума на стадии накопления, а потом постепенно затухает. Наиболее сильно жизнь проявляется в накоплении рассеянного и концентрированного ОВ (биомассы — углей, горючих сланцев, нефти, газа и т. д.), осаждении минеральных веществ (карбонатов, силицитов, фосфоритов), формировании биорельефа, почв, кор выветривания, а слабее — в миграции компонентов в зоне осадкообразования и в стратиферу и их преобразовании в путях миграции.

Биомасса — результат жизненных сил и одновременно движущая сила вторичного характера, так как она является мощнейшим аккумулятором солнечной энергии — тепла и света — и включает как живое (растения, животные и микробиос), так и отмершее (трупы, торфяники, лесная подстилка, рассеянное ОВ, см. гл. 11 кн. 2) вещество. Оно буквально пронизывает всю зону осадконакопления (см. гл. 2.4 кн. 1), создавая биосферу Земли — самую динамичную, лабильную и энергетически наиболее мощную и «насыщенную» оболочку, которую можно рассматривать как барьерную между Землей и Космосом. Все минеральное вещество в этой зоне испытывает воздействие биоса и им перерабатыва-

ется, так что продукты переработки тоже становятся биосферными. Например, первичные мономинеральные кварцевые пески, россыпи, каолины, латеритные руды алюминия и железа и их механогенные накопления в ореолах рассеяния — биосферные образования (см. гл. 3.2 кн. 1). Количество и качество биомассы определяет ее каталитическое и иное влияние на всех последующих стадиях литогенеза как источника энергии и вещества в твердой (угли, битумы, витринит, графит, сера), жидкой (нефть, вода) и газовой (пары воды,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{УВ}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ , аммиак и др.) формах, ускоряющих или, наоборот, тормозящих преобразование минерального вещества. При углефикации и нефтегазогенерации наряду с газами и жидкими флюидами освобождаются разнообразные металлы и другие микроэлементы, связанные с  $\text{OВ}$ ; они растворяются в подземных водах, превращая их в «гидротермальные» стратисферного происхождения. Массы *биофлюидов* определяются тем, что в растениях и животных в составе преобладают «газовые» элементы:  $\text{H}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{N}_2\text{S}_2$  и др., а в конце длинной цепочки стадийных превращений их остается 0—15%. Отделение биофлюидной фазы усиливается при прогревании стратисферы магматическими диапирами, парагенез с которыми часто принимается за генетические связи, т. е. все эти флюиды ошибочно относятся к мантийным, магомным, ювенильным. На самом деле они биогенны, что делает и большинство гидротермальных месторождений металлов также биогенными, биосферными (Тугаринов, 1983; Холодов, 1983).

Осаждение минерального вещества биосом — карбонатов (см. гл. 7 кн. 2), силицитов (см. гл. 6), фосфоритов (см. гл. 9), ферманганолитов (см. гл. 10 кн. 2) и сопутствующих им малых и рассеянных элементов — глобальный процесс самого высокого ранга, реализующийся на всех уровнях геологических тел, вплоть до формационного, косвенно (см. ниже), но часто доминирующе отражающийся на многих абиогенных процессах литогенеза. Конденсация вещества атмо- и гидросферы до твердого состояния при участии литосферного происходит в основном секретионно планктонными или бентосными организмами, а также в результате биохимических превращений бактериальным и другим микробиосом почти исключительно под влиянием энергии Солнца, а его осаждение и накопление — гравитационно. По законам седиментационной интеграции его большая часть смешивается с другим, абиогенно осаждаемым веществом и часто рассеивается в нем (глинистом, силикатно-кластогенном и т. д.). На всех фазах процесса идет освобождение, как бы сбрасывание огромных масс энергии (Тимофеев и др., 1983 и др.), «антиэнтропийно» (не энтропийно) вложенной в это вещество биологическими и биохимическими процессами.



Длинная цепь «энтропийных» процессов разрядки биоэнергии — мощный фактор преобразований в стратисфере.

Создание биорельефа — биогермов, твердого дна, лесов, болотных чокчек — столбов (до 2 м высотой), термитников (до 5—7 м) и др. — важный фактор локального, регионального и полуглобального масштаба (барьерные и атолловые рифовые цепи), комплексно определяющий геоморфологическую, седиментологическую и геохимическую обстановку седиментации как био-, так и хемо- и механогенного накопления осадков и элювиальных их преобразований. Благодаря биорельефу становится возможным, например, пышное развитие и осажение фито- и зоопланктона в той зоне, высокий уровень энергии которой (шельф) «не разрешал» такого накопления. И этот материал не «сгорал», а сохранялся и создавал крупнейшие месторождения нефти и газа.

Создание почв и участие в выветривании — одно из важнейших проявлений движущих сил биоса. Почвы в узком смысле слова — прямое порождение широкого комплекса биопроцессов: бактериальных и микригрибковых, биохимических, механических расчленяющих (корни, норы, дождевые черви и др.) и биоседиментационных (отпад растений). Развитие биоса на суше с большим ускорением прямо определялось почвообразованием.

Собственно коры выветривания могут формироваться и без участия биоса, абиогенно, хотя полностью исключить микробный биос и в архее нельзя (возможно, он и зародился в осадках). Убыстрение и углубление химического выветривания происходили как при непосредственном участии ОБ, так и косвенно биогенно — через создание кислородной атмосферы. В значительной мере биогенны фосфаты, глаукоцит, шамоцит и многие другие аутигенные минералы.

Прямое действие биоса сказывается и на других процессах, например на транспортировке биовеществ как в зоне осадкообразования, так и в стратисфере — с помощью биофлюидов.

**14.5.2.2. Косвенное влияние биогенных факторов на осадочный процесс, может быть, превосходит прямое.** Оно проявляется в противодействии химическому осажению карбонатов, кремнезема, фосфатов и других веществ, в создании кислородной атмосферы, геохимических и ландшафтных обстановок и в процессах постседиментационных преобразований.

Противодействие химической седиментации в основном происходит потому, что биос, извлекая карбонаты, кремнезем, фосфаты и другие биофильные компоненты для построения своего мягкого тела и скелета, понижает их содержание в гидросфере до концентраций, при которых невозможна их химическая садка из растворов. Это отчасти происходит и с коллоидными растворами, на большинство из которых биовещества оказывают стабилизирующую

щее влияние, хотя и геологически кратковременное. Поэтому оно геоисторически переходит в способствование химическому осаждению из коллоидных растворов. Хемоседimentация карбонатов, фосфатов и кремнезема уже с позднего протерозоя испытывала ослабление одновременно с усилением концентрирующей биоседimentации.

В меньших циклах биос способствовал хемоседimentации, например карбонатов (извлечением  $\text{CO}_2$  из воды водорослями),  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{4+}$  и другие вещества (созданием кислородной среды или непосредственно — бактериями).

Создание кислородной атмосферы на Земле фотосинтезом в корне изменило состав атмосферы в целом: был «включен» самый мощный механизм связывания  $\text{CO}_2$  (а также воды, азота, фосфора, а затем и кислорода) — фито- и зоогенный, что, вместе с абиогенным осаждением карбонатов, освобождало от  $\text{CO}_2$  атмосферу, и она из почти венерианской становилась земной (см. гл. 10 кн. 2 и 14.3). Глобальные последствия появления больших масс кислорода на Земле в свободном состоянии многочисленны и важны. Стали возможными или во много раз интенсифицировались процессы окисления соединений железа, марганца, сероводорода, серы,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$  и других элементов и соединений, а также углерода  $\text{O}_2$  (гниение, горение), появился сульфатный ион в гидросфере и увеличивалась концентрация азота в атмосфере; затруднялась миграция железа и марганца в ней (но миграция соединений урана, меди и других элементов усиливалась); стали возможными латеритизация при выветривании и интенсивное образование в корях выветривания бокситов и железных руд; ускорило развитие животного биоса, переведшего биоэволюцию на качественно новые темпы и усилившего биоседimentацию карбонатов, кремнезема, фосфатов,  $\text{O}_2$  и сопутствующих элементов; окислительные процессы достигли дна океанов (образование красной океанической глины и железомарганцевых конкреций и др.); могли осаждаться сульфаты и другие кислородные соединения, а также сера.

Создание геохимических обстановок, помимо кислородной в атмо- и гидросфере, выражается кислыми и весьма кислыми (до  $\text{pH} < 4$ ), а также резко восстановительными, типа черноморских, или, наоборот, резко окислительными (латеритные коры выветривания и красные океанические глины) условиями, создающимися порождаемыми не только в воде, но и в осадках и литосфере свободным  $\text{O}_2$ , живым или мертвым биосом, водорослями, растениями, бактериями (аэробными и анаэробными), грибами и животными, а также и хемосинтезирующими организмами, например связанными с глубоководными термальными водами и вентиферами. Интенсивный фотосинтез водорослями приводит к многократному перенасыщению вод не только кислоро-

дом, но и карбонатами и реализуется в их массовом, часто лавинообразном химическом осаждении. Биосом создаются и поддерживаются динамические геохимические барьеры в осадках (см. гл. 3.1 кн. 1). Кислые и весьма кислые почвы тайги и тундры — комплексное порождение биоса, низких температур и плоского рельефа. Отсюда выносятся все компоненты выветривающихся пород, кроме кремнезема, который и формирует подзол — уникальный мономинеральный, т. е. первичный высокозрелый кварцевый песок. Глауконит, сидерит, сульфиды и др. — продукты биоредукции и непосредственного участия ОВ.

Влияние биоса на собственно литогенез огромное и глубокое. Начиная с сингенеза и диагенеза, интенсивность которых в основном определяется количеством и качеством (реакционной способностью) захороненного ОВ и даже участием живого биоса (бактерий, может быть, низших грибов), и кончая метагенезом и метаморфизмом, происходит преобразование, новообразование и деструкция ОВ (см. гл. 11 кн. 2) и-генерируются биофлюиды —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NH}_3$ , УВ-газы и нефть, ускоряющие или замедляющие преобразование минерального вещества, меняющие состав подземных вод, переносящих органическое и минеральное вещество на большие расстояния и формирующих большие, «рудные», концентрации как ОВ, так и сульфидных минералов, серы, урана и т. д. При образовании сверхвысоких пластовых давлений флюидов на больших глубинах (5—7 км) совершаются гидроразрывы и становятся проницаемыми даже аргиллиты.

#### 14.5.3. СЕДИЛИТОГЕНЕЗ

Возможно ли, чтобы осадочный процесс сам себя двигал? В какой-то мере это происходит, поскольку понятие «осадочный процесс» комплексное и сложное. Н. М. Страхов (1983, с. 614), выдвинувший тезис о движущих силах «длительной и сложной истории развития геосфер и литогенеза», первым отметил «сам породообразовательный процесс, постепенно менявший физико-химическую обстановку на поверхности Земли», и привел пример *глобального изымания* из атмосферы и гидросферы и прочного связывания в породах «огромных масс  $\text{CO}_2$ », начиная с выветривания пород на континентах и кончая осаждением  $\text{CaCO}_3$  и доломита на дне морей и океанов. Он отмечает, что частично вулканизм и метаморфизм пополняют запасы  $\text{CO}_2$  новыми порциями, но «полной компенсации убыли  $\text{CO}_2$  в истории Земли не было; масса углекислоты в атмосфере и гидросфере, во всяком случае за последние  $3 \cdot 10^9$  лет, медленно убывала. Именно это обстоятельство через режим рН определило главные черты эволюции рудообразования в триаде Al—Fe—Mn».

Можно здесь назвать и рассмотренный выше (см. 14.2.1) биогенный процесс осадконакопления, а также другие хемо-

генные и вулканогенные процессы. Даже чисто *механические процессы*, особенно катастрофические, меняя обстановку и прерывая, деформируя и видоизменяя седиментацию, например в дельтах (см. гл. 17, 18), береговых рифах (гл. 18) и речных террасах, также являются движущими силами как в малом, локальном и эпизодическом, так и в региональном и глобальном планах. Сильнее меняет осадочный процесс эволюция *состава обломочных компонентов*, что особенно сильно сказывается на постседиментационных преобразованиях.

К седиментологическим факторам следует отнести и обычную *разнородность* осадков, чаще всего оказывающихся интеграционной механической смесью резко различных по pH, Eh, поглощенным элементам, концентрациям и другим химическим и физическим свойствам компонентов (биогенных, вулканогенных, терригенных, эдафогенных и др.). Между ними неизбежны процессы выравнивания неравновесности — многочисленные густо- и тонкопронизывающие осадок движущие силы литогенеза, которые редко иссякают полностью из-за медленности процессов преобразования твердого, особенно стойкого и инертного силикатного материала, а нарастающие температура и давление создают новую неравновесность или неравновесность на другом уровне (см. гл. 3 кн. 1). Энергия дезинтеграции твердых частиц и химическая энергия вещества добавляются в седиолитогенез.

Наконец, следует напомнить о главном начальном седиментологическом процессе, определившем само образование Земли и все последующие экзогенные и эндогенные процессы, — первичной акреции метеоритного вещества.

#### 14.5.4. ДВИЖЕНИЕ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Аэро- и гидродинамика — мощнейшие и постоянно действующие факторы седиментогенеза — в свою очередь определяются космическими (солнечным теплом, суточным и годовым вращением Земли, притяжением Луны и др.), климатическими, макрогеоморфологическими, седиментологическими и тектоническими факторами. Но во многом, если не в основном, аэро- и гидродинамика становится *самостоятельными* движущими силами (эмерджентное, т. е. новое свойство более сложной системы), стоящими рядом с биосом и тяготением. Они определяют седиментогенез на всех уровнях — от глобального (струйные стратосферные движения, пассатные, циркумантарктическое и некоторые другие течения, выравнивающие состав атмосферы и гидросферы) и океанского (Гольфстрим, Куроисио, донное меридиональное течение холодных вод, эпизодическое теплое течение Эль-Наньо и др.) до мелколокального (склоны или вершины метровых холмов и т. д.). Главные свойства этих геосфер — исключительно большая *подвижность* и *энергетичность* (см. гл. 2.4 и 3.3 кн. 1) — определяют их *ведущую роль* в формировании

осадков и отложений. Даже большинство других факторов проявляют себя через движения этих подвижных оболочек Земли, например биогенные: скорость роста рифов прямо зависит от подвижности воды (они растут навстречу буре), биомасса планктона определяется интенсивностью апвеллингов или горизонтальных течений и т. д. Функционируют эти движущие силы прерывисто, *пульсационно*, что прямо отражается на строении осадков и отложений — создаются их слоистость и *циклическость*, по масштабу которых восстанавливаются породившие их циклы движений воздуха и воды. Подвижность, прерывистость и пульсационность создают невозможную больше ни в одной другой оболочке *концентрацию энергии* за короткие промежутки времени и на ограниченных пространствах и ее *взрывное, катастрофическое* освобождение. Эта разрядка в виде бурь, смерчей, ураганов, обвалов, гигантских оползней освобождает энергию, эквивалентную тысячам взрывов атомных бомб (Наливкин, 1955—1956) для единичного акта, и производит такую *колоссальную седиментологическую работу*, какая не могла быть совершена «нормальными» течениями и движениями не только за миллионы лет, но и никогда. Такая работа выражается в мобилизации вещества объемом в кубические километры, перемещении их на большие расстояния и отложении там многотметровыми слоями за немногие часы или сутки. Новейшие данные убеждают, что именно пульсационность и катастрофичность, а не постепенность и не непрерывность точнее выражают сущность осадочного процесса, понять который невозможно со старых, льяелевских, позиций.

Движения воздуха и воды имеют различия и свою специфику, но между ними больше общего: господство турбулентности, хотя при малых и очень больших скоростях возникают ламинарные и струйные движения; многогранность круговоротов — от местных до глобальных, их сложная интерференция друг с другом, как бы «вложенность» мелких в более крупные; временная стационарность и лабильность, изменчивость; вероятностность (стохастичность) почти всех параметров; многофакторность образования и т. д. Аэро- и гидродинамика расчлениются на множество самостоятельных движущих сил (см. ч. I кн. 1), и практически все они функционируют пульсационно. Даже речное течение, казалось бы наиболее постоянное, совершается циклично, субритмично: паводки чередуются с меженными периодами, и такое «нормальное» функционирование прерывается более редкими мощными и сверхмощными наводнениями — потоками, во время которых совершается грандиозная работа, переносятся глыбы до десятков метров в диаметре и в целом осуществляется то, что было бы невозможно при обычных паводках, не говоря уже о спокойном течении реки. Еще более гран-

диозны прорывы дельтовых проток и рек, меняющих русло (Хуанхэ и др.).

Прибой и другие пульсационные усилия и вызванные ими пертурбации раскачивают литосферу и порождают землетрясения силой до 4 баллов, что позволяет серьезно относиться к идее В. Б. Шмакина (1991) об экзогенных факторах тектоники Земли. Только энергии атмосферных процессов —  $10^{29}$ — $10^{30}$  эрг/год (Сурков, 1985), превосходящей энергию всей земной тектоники, включая и дрейф плит ( $10^{25}$ — $10^{26}$  эрг/год; Жарков, 1983; Шмакин, 1991), достаточно для обеспечения тектонических движений. Но к ней надо присоединить солнечную радиацию ( $10^{29}$ — $10^{30}$  эрг/год; Николаев, 1981) и приливную энергию ( $10^{28}$  эрг/год, а в катархее, когда Луна была ближе,  $10^{31}$  эрг/год; Жарков, 1983). В. Б. Шмакин сравнивает это с тепловым потоком недр ( $10^{29}$  эрг/год; Николаев, 1981) и приходит к выводу, что даже тектонические процессы, т. е. движения тектоносферы, обеспечивались в основном экзогенными видами энергии: биогенной (через химическую энергию, произведенную биосом посредством солнечной и освобождаемую при ката- и метаброгенезе и метаморфизме), приливной (Сорохтин, Ушаков, 1989, 1993) и ротационной.

#### 14.5.5. КЛИМАТ

Климат, наряду с тектоникой, считается главнейшим фактором осадочного процесса, а если включать в него рассмотренные выше биос, движения атмо- и гидросферы, седиментологические факторы, то и *самым важным*. Этот фактор, вероятно, и самый комплексный. Поэтому здесь мы отметим лишь более узкое его содержание — распределение тепла, света и влажности.

*Тепло и свет*, посылаемые Солнцем, распределяются в соответствии с наклоном поверхности Земли к солнечным лучам и создают широтную *климатическую зональность*, которая порождает ряд вторичных факторов и движущих сил: влажность, биос, движения воздуха и воды в океанах и другие, что позволило Н. М. Страхову (1960, 1962, 1963 и др.) обобщить влияние климата *типами литогенеза* (см. гл. 2.5), представление о которых развито А. П. Лисицыным (1978 и др.). Здесь достаточно перечислить основные направления влияния климатического фактора: выветривание, биогенная седиментация, химическое и механическое осадконакопление, рудообразующие процессы, диагенез и формирование. Известно, что повышение температуры на  $10^{\circ}\text{C}$  увеличивает скорость химических реакций в 2—3 раза, а с учетом активизации биологических процессов — еще больше. Температурные колебания сказываются не только на суше, но и в океанах, обуславливая там пышное развитие биоса в оази-

сах жизни и поступление на дно огромных биомасс вещества, а также перемещение кислородсодержащих холодных вод от полярных зон к экваториальным и дальше.

*Влажность* — важнейший фактор литогенеза, определяющий развитие жизни, химические реакции в виде растворов и миграцию осадочного вещества на суше, под водой и под землей, а также в глубоких недрах. Глубина и скорость выветривания, особенно химического, помимо температуры определяются влажностью климата и достигают максимума в экваториальной влажной зоне. Многие из процессов выветривания затухают в аридных зонах, жаркой и холодной; хотя физическое выветривание здесь, а также в высокогорьях, усиливается. В равнинных пустынных районах формируется особый тип химического элювия — защитные карбонатные, солевые и кремневые панцири, пустынный загар, а в высоких широтах — водные, ледяные (мерзлота, наледи и лед на поверхности открытых вод). Вода — основная среда и способ переноса вещества на Земле (см. гл. 3.3 кн. 1) и основная среда осадконакопления (см. гл. 3.4 кн. 1) и диагенеза (см. гл. 3.5). Значение воды для осадочного процесса и даже тектонической жизни Земли огромно, а основные ее проявления — жизнь, растворение, гидратация и гидролиз минерального вещества и другое участие в виде химического реагента, аккумуляция космической и внутривоздушной энергии, экранирование отдачи земной энергии, регулирование климата и фактически порождение его зон, перенос вещества и энергии, осадконакопление, преобразование осадков и горных пород, генерация тектонических движений и участие в магматическом процессе.

#### 14.5.6. РЕЛЬЕФ

Рельеф на Земле произведен эндо- и экзогенными силами (тектогенезом, магматизмом, климатом, биосом, космосом), но, будучи создан, он, в силу консервативности и стойкости, на длительное время (до миллиона лет и больше) становится самостоятельным фактором и мощнейшей движущей силой, определяемой его *амплитудой*, или *энергией*. Активная роль рельефа проявляется прежде всего в *движении вещества* на поверхности литосферы и формировании широкого спектра механогенных накоплений — от элювия и коллювия до абиссальных отложений и пещерных образований. При этом создаются механо-аккумулятивные формы рельефа (дюны, прибойные валы, конусы выноса, подгорные наклонные равнины, ледниковые панцири и т. д.), в свою очередь становящиеся факторами седиментогенеза.

Более косвенно влияние рельефа проявляется участием в генерации *климата* того или иного типа регионального, местного и меньше — глобального масштаба (улавливание и от-

ражение солнечного тепла и света, защита от ветров, отклонение течений и т. д.), определением *типа выветривания, ландшафтов, биоса* и формированием *побережной зоны* — в седиментологическом отношении самой главной и результативной. Ее конфигурация — ширина, рельеф, ритм чередования мысов и заливов, лагун и дельт, а также любых западин и баров — становится самостоятельным фактором осадконакопления, выветривания и диагенеза (см. гл. 3.3 и 3.4 кн. 1), как бы подводящими итог работы предшествующих движущих сил, как экзо-, так и эндогенных. Созданный рельеф, по законам изостазии и равновесия, порождают и тектонические движения, чаще всего прогибания и шарьяжи.

#### 14.5.7. ВУЛКАНИЗМ

Вулканизм — важнейшая, хотя на Земле в целом подчиненная, движущая сила литогенеза, проявляющаяся *комплексно*: в создании *вулканического рельефа*, как положительного (вулканические постройки, включая щиты и поля), так и отрицательного (кальдеры, кратеры и т. д.), в выносе огромных масс свежего, в том числе и *ювенильного вещества* (твердого, жидкого и газового) и *мобилизации невулканического, в выносе глубинного тепла, переносе* на большие расстояния и формировании осадков, отложений, элювия и формаций, а также руд и других полезных ископаемых и в косвенном влиянии на жизнь, аэро- и гидродинамику, стратисферу и тектоносферу. В вулканизме принимают участие и экзогенные факторы: вода гидросферы и мобилируемая прогревом и отжатием в стратисфере,  $\text{CO}_2$ , другие газы и рудные компоненты, а также твердое вещество пород эпи- и экзокласты (см. гл. 4.3.13 и 18). В гидроэксплозиях вода становится «взрывным» веществом, а в грязевых вулканах такую роль выполняют углеводородные газы, газогидраты,  $\text{CO}_2$  и пары воды.

Вулканизм отчетливо эволюционировал в истории Земли как качественно, так и количественно и развивался циклично, но в целом сокращался (см. гл. 14.4). Сокращалось и его влияние на осадочный процесс, и из определяющего фактора в раннем и среднем докембрии он превратился лишь в сопутствующий. Однако в образовании железомарганцевых конкреций и некоторых рудоносных осадков вулканическая поставка рудного вещества становится сопоставимой с экзогенной или превышает ее, что эффектно проявляется в «черных курильщиках». Однако не все, что идет из недр, является истинно глубинным, магмогенным, тем более мантийным: большая часть внешне эндогенных поступлений мобилизуется на разных этажах литосферы, земной коры и стратисферы.



Гравитация в космосе, гравитация на Земле — *универсальная* движущая сила, несмотря на свою физическую простоту всесторонне и разнообразно проявляющаяся в осадочном процессе. Она сопровождает действие большинства других сил и процессов, даже работающих как бы против силы тяжести, как, например, ветровой перенос вещества на более высокие отметки рельефа, прибой, гидротермальный вынос вещества и т. д. Гравитация управляет стратификацией атмо-, гидро-, седименто- и биосферы, например обеспечивает зональность коры выветривания, расслоение вод, образование осадков любого генетического типа компонентов (терригенных, биогенных вулканогенных, атмогенных, космогенных и техногенных), дифференциацию компонентов осадка по удельной массе, уплотнение, растворение газов, отжатие воды; влияет на рост конкреций, раскристаллизацию, растворение в твердом состоянии под давлением, образование стилолитов, метаморфизм и т. д. Нередко сила тяжести непосредственно формирует отложения — обвалы, осыпи, оползни и другие типы коллювия («гравититы»), а также и осаждение из потоков и стоячих вод. В последнем случае осадки и отложения принято считать также *гравитационными* и противопоставлять их «гидрогенным» (волновым, прибойным, флювиальным), в образовании которых главным динамическим фактором является тот или иной тип движения воды, хотя гравитация обязательно участвует.

Гравитация как универсальная движущая сила литогенеза выражается в общем свойстве геологических тел, формируемом в ее силовом поле, а именно в их *осевой симметрии*, благодаря которой всегда обозначены верх и низ тел, подошва и их кровля. Это дает в руки геолога универсальный *метод* определения перевернутого или нормального залегания, отыскания вектора в метаморфизованных или рассланцованных породах. Для этого используются градационная слоистость, прогибание косых слоев книзу, скопление тяжелых компонентов у плотика, знаки ряби и размыва, следы элювирования и зарывания и другие текстуры, особенно многочисленные и выразительные у осадочных пород (см. гл. 2.7 кн. 1).

#### 14.5.9. ТЕКТНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

До настоящего времени многие, если не большинство геологов, особенно тектонисты, считают тектонику универсальным и всемогущим фактором седиментогенеза и литогенеза. Даже при очень расширенном его понимании (включая вулканизм, оползневую и другую экзотектонику и т. д.) тектонические движения являются определяющими далеко не на всех

этажах — уровнях процессов литогенеза, и роль их сильно преувеличивается. Особенно злоупотребляются «колебательные тектонические движения», которыми объясняли не только флишевую цикличность, но и слоистость осадочных пород — явное нарушение меры и доказательности.

Тем не менее *тектонические движения* (ТД) — важнейшие и универсальные движущие силы и одновременно часто проявляющиеся условия литогенеза. Условно их можно разделить на факторы прямого действия и косвенного влияния. Прямое участие ТД в литогенезе проявляется в создании регионального и глобального рельефа, брекчировании горных пород, их рассланцевании, складкообразовании, землетрясениях, вулканизме, колебаниях уровня океана, трансгрессиях и регрессиях.

Большинство *мега- и макроформ рельефа* Земли — континенты и океаны, горные и вулканические цепи и депрессии, равнины, плато, синеклизы и антеклизы, бассейны седиментации, антиклинали и синклинали, уступы (эскарпы), склоны и т. д., определяющие области денудации и мобилизации осадочного материала и области его накопления (осадочные бассейны) и формирования крупнейших геологических тел — формационных рядов, имеет практически прямое тектоническое происхождение: *длительные однонаправленные вертикальные движения* — поднятия и опускания, *горизонтальные перемещения* материков, крупных и мелких плит или сегментов земной коры, а также отдельных ее слоев и др. Эти движения из-за жесткости (твердости) горных пород и всей коры совершаются *скачкообразно*, пульсационно, путем более или менее длительного *накопления напряжений* и кратковременной взрывной их разрядки, сопровождающейся *землетрясениями* и каким-то малым шагом — скачком смещения. Эпейрогенез, как и горизонтальные смещения, совершающиеся нередко в течение сотен миллионов лет, порождает много вторичных факторов литогенеза и сопровождается не только другими тектоническими процессами, но и денудацией, коллювиальными и флювиальными перемещениями масс, изменениями уровня океана и морей, региональными и локальными трансгрессиями и регрессиями, изменениями направлений течений в водоемах и т. д.

*Брекчирование* по зонам разрывов, надвигов, шарьяжей добавляет некоторое количество рыхлого материала для осадкообразования, но больше проявляется созданием «отдушин» для миграции флюидов и других компонентов пород и формированием разнообразных месторождений металлов, серы, каустобиолитов. *Рассланцевание*, сопровождающее некоторые разрывы, но чаще совершающееся независимо от них в основном при боковых, стрессовых напряжениях, преобразует, метаморфизует осадочные породы на последней стадии литогенеза. Это выражается в появлении густой (на

расстоянии в десятые и сотые доли миллиметра) системы мало проявляющейся трещиноватости, по которой ориентируются или переориентируются прежде всего филлосиликаты, чаще всего новообразованные или трансформированные, а затем каркасные и другие минералы, нередко поворачивающиеся в поле давления. Сланцеватость уменьшает прочность пород и несколько увеличивает их проницаемость.

*Складкообразование* пластично деформирует слоистые породы, отчасти их преобразует, но больше изменяет физические свойства толщ, делая их более проницаемыми и гетеротропными: компетентные слои упрочняются, хотя и брекчируются, а не компетентные, пластичные сильнее рассланцовываются и становятся плейчатými, часто в замках складок увеличиваются в мощности («раздуваются») за счет пластичного перетекания и нагнетания вещества, тогда как на крыльях они утоняются, причем компетентные слои нередко будинируются, и будины перемещаются и разворачиваются, испытывая округление. Сходные будины образуются и сразу после отложения слоя (см. гл. 18 и 20). Как их различить?

Хотя *землетрясения и вулканизм* — прямое выражение тектонических сил, по своим седиментологическим результатам они больше опосредованные тектонические проявления. Землетрясения чаще всего служат спусковыми «крючками» оползней, обвалов, суспензионных потоков и других спазматических, нередко катастрофических событий, генерирующих специфические отложения, которые все чаще называются сейсмическими (сейсмитами? сейсмолитами? сейсмолюви-ем?). Вулканизм (см. 14.5.6) связан с зонами растяжения и разрывами, но готовится физико-химическими процессами в верхней мантии или земной коре, т. е. является в основном самостоятельным фактором, инициальным для ряда тектонических движений.

*Эвстатические колебания уровня Мирового океана* вызываются поднятиями срединно-океанических хребтов или других крупных структур дна, а также глобальными его опусканиями, хотя к тем же результатам приводят и оледенения материков и другие климатические и тектоноклиматические события. Полигенетичность эвстатических колебаний — признак их значительной, хотя и относительной самостоятельности как фактора самого высокого уровня; он порождает ряд вторичных: например, учащение схода оползней и мутевых потоков, усиление размыва, перемыва и выветривания на шельфе при падении уровня океана и, наоборот, при его поднятии расширяется зона тиховодной седиментации, затухает турбидитный процесс и увеличивается роль лагунных и эстуариевых обстановок, усиливается био- и хемоседиментация (карбонатные, кремневые, фосфоритовые и эвапоритовые породы).

Локальные и региональные *трансгрессии* и *регрессии* имеют причиной локальные или региональные опускания и поднятия суши, обычно длительной (миллионы лет и больше — до сотен миллионов лет) периодичности, хотя сходные движения береговой линии могут вызываться и климатическими колебаниями — чередованиями аридных и влажных эпох — особенно в изолированных водоемах типа Каспийского, Черного и Средиземного морей. Д. В. Наливкин назвал их псевдорегрессиями и псевдотрансгрессиями. Подобные движения береговой линии наблюдаются и в дельтах; они происходят на фоне однонаправленного тектонического движения — непрерывного опускания зоны всей дельты или более обширной области — всего побережья, как это имеет место в дельте Миссисипи и в Восточном Китае.

Косвенное влияние тектонических движений проявляется в циклах седиментации, образовании морских и речных террас, росте рифов и торфяников, изменениях климата, изменениях береговой линии, в частности в закрытии и открытии проливов, отклонении течений, спуске смежных лавин, оползней, мутевых потоков, в обвалах и т. д. *Циклы седиментации* полигенетичны (см. гл. 17), и тектонические движения при формировании циклитов (ЦЛ) различны: элементарные ЦЛ формируются обычно независимо от колебательных тектонических движений, например при непрерывных опусканиях; мезоциклиты нередко порождаются колебательными движениями, и роль последних все возрастает с возрастанием ранга циклов. Наиболее общая причина и условие образования речных или морских *террас*, включая и коралловые, — также непрерывное или прерывистое однонаправленное поднятие суши, и этого достаточно для правильного террасирования склонов. Колебательные движения только деформировали бы ритмичность террасирования. Наиболее общим условием роста *коралловых рифов* также является опускание дна (см. гл. 17, 18), хотя есть рифы, которые формируются при противоположном, но также однонаправленном движении — поднятии берега — это береговые рифы типа новогвинейских (см. гл. 18). Смена знака движения отражается в остановках роста или разрушении рифов.

Влияние тектонических движений на *климат* второстепенное; оно опосредуется через мегарельеф: через рост континентов и суши или уменьшение их площади, т. е. посредством смены геократических эпох талассократическими. Климатические колебания более значительны в высоких широтах. Менее глобальные изменения климата вызываются поднятиями горных хребтов на пути ветров с океана, а расширение аридных областей — низким рельефом больших участков суши, расположенных в аридных поясах Земли, например в Австралии. Конфигурация береговой линии, открытие и закрытие проливов (например, образование пролива

между Австралией и Антарктидой в палеогене), отклонение морских течений и другие изменения побережий также чаще имеют тектоническую природу, хотя нередко это совершают осадконакопление и биорифостроение. В образовании снежных лавин, обвалов, оползней и мутевых потоков участвуют тектонические движения по крайней мере двух типов: медленные эпейрогенические или надвиговые, создающие или возобновляющие условия склонов, и кратковременные скачки, сопровождающиеся землетрясениями, производящими спуск или обрушение больших масс рыхлого материала или целых блоков коренных пород.

Тектонические факторы тесно переплетались с космическими (лунноприливными и др.) и многими земными атектоническими (седиментогенез, климат, техногенез), многие из которых оказывались про- или предтектоническими, инициировавшими поднятия, прогибания, землетрясения, складчатость и разрывы. Геологические тела, особенно крупные и сложные, например материки, есть результат парагенеза разных сил и процессов, которые синтезировались *геологической историей* (см. 14.5.11).

#### 14.5.10. ТЕХНОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ

Человек своей хозяйственной деятельностью уже давно, по крайней мере со времен древних цивилизаций в Египте, Месопотамии и Китае, стал вмешиваться в природные процессы, нарушая их баланс разведением больших стад домашних животных, распахиванием почв, разработкой руд, минералов и камней. Но техногенное вмешательство в XX в. в сотни или тысячи раз превзошло все предшествующее, и человек, как известно, стал самостоятельным *геологическим фактором*. На это обратили внимание прежде всего защитники природы, особенно после испытаний атомного оружия и катастроф на атомных электростанциях, наиболее грозной из которых стала Чернобыльская (1986 г.). Но и обычной своей промышленной и сельскохозяйственной деятельностью человек способен принести не меньший вред природе (Емлин, 1984, 1991).

Техногенез в литогенезе проявляется прежде всего *синтезом* новых, *искусственных веществ* и концентрированием природных до вредных и губительных для живой природы норм (см. 14.5.1) и *отравлением* биоса, почв, вод, атмосферы и недр. К этому примыкает техногенное *панциреобразование* при неправильном и неумеренном поливе хлопковых и других полей аридных зон, интенсифицирующие природный процесс подъема солей испаряющимися грунтовыми водами и вызывающее бронирование почв, становящихся непригодными для земледелия (см. гл. 3.2 и 18). Толщина карбо-

натных, сульфатных и других панцирей достигает нескольких метров.

*Искусственные выемки* — карьеры, шахты и другие внутрикорковые полости, часто для хранения не только газа, но и вредных отходов промышленности, — нарушают равновесие в верхней части земной коры и на склонах, порождают обвалы, провалы, сели и другие катастрофические явления и усиливают денудацию суши, мобилизуют огромные массы рыхлого осадочного материала и создают осадочные тела внутри этих выемок и полостей. *Кластирование*, раздробление горных пород взрывами, особенно атомными и горнопроходческими, сильно меняет верхнюю часть литосферы, делает ее проницаемой для агентов выветривания и отравления и также создает большие массы обломочного материала, готового для перемещения естественными или искусственными силами. *Механическое перемещение* колоссальных масс рыхлого, глинистого и жидкого материала часто превосходит природные по интенсивности за короткие отрезки времени: отвалы, плотины водохранилищ и электростанций, добыча воды, нефти и газа создают новую геологическую обстановку локального и регионального масштаба. *Регулирование речных и морских течений*, создание искусственных водохранилищ, наполнение водой которых генерирует землетрясения силой до первых баллов, локально меняют климат, деформируют речные и береговые процессы, обстановки и осадконакопление, уничтожают поймы — наиболее ценные для сельскохозяйственной деятельности элементы долины, нарушают устойчивость склонов, провоцируют оползни и другие коллювиальные процессы.

Тенденции возматования вредящей природе хозяйственной функции человека противопоставляется культура, чувство и знание меры, ответственность человека и знание им законов природных и искусственных процессов и сил, а в итоге — способность прогнозирования последствий.

#### 14.5.11. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ И ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ ФАКТОРОВ ЛИТОГЕНЕЗА

Факторы литогенеза, рассмотренные в значительной мере расчлененно и изолированно друг от друга (что необходимо для их более глубокого изучения), действуют *совместно*: каждый из них накладывается на одни и те же ландшафты, на одно и то же вещество или тело, где и происходит их реальное геологическое *сложение и взаимодействие*, частично показанное выше (см. 14.4). Изучение такого взаимодействия только начинается, и оно требует применения *системного анализа*. Последний должен распространяться и на техногенные факторы и на *техногенно-природные системы*. Пока же мы применяем привычный подход — выявление *доми-*

**нантных** сил или факторов, подавляющих другие и определяющих тип образования (см. 14.1—14.5).

Образование материков, например, обычно объясняется доминированием тектонических факторов. Однако не меньшую роль играли в этом седиментогенез, биос, гидро- и атмосфера, магматизм и метаморфизм, не говоря уже об универсальном факторе — силе тяжести. Земная кора в такой же мере произведена земными, в какой и космическими силами (включающими приливы и жизнь). И те и другие интегрируются *геологической историей*, которую надо рассматривать как истинного творца не только материковых, но и океанических участков земной коры. В «недрах» геологической истории в сложном взаимодействии и переплетении функционировали все более частные факторы (на самом деле весьма сложные). Геологическая история, однако, к ним не сводится (хотя и состоит из них): она нечто большее, чем сумма всех геологических сил и порожденных ими тел. В каком-то одном аспекте, например в морфологическом (как форма рельефа), еще можно условно сказать, что материки созданы преимущественно тектоническими силами. Но в другом, например седиментологическом, они — результат осадконакопления, в третьем — порождение магматизма, метаморфизма.

То же относится и к более мелким структурам коры, вплоть до формаций, седиментитов, слоев, горных пород. Однако в этом ряду все более ослабляется участие тектонических сил и возрастает роль седиментационных.

Движущие силы, или факторы, литогенеза не оставались неизменными на протяжении длительной истории Земли, а менялись в определенном направлении, как менялся и производимый ими литогенез (см. 14.2—14.4). Особенность этой эволюции — довольно малая изменчивость самих факторов по сравнению с более резко выраженной эволюцией комплексов факторов и особенно на фоне интенсивной эволюции условий, или обстановок. Поэтому эволюция последних — главное содержание исторической литологии, а эволюция процессов — подчиненная сторона.

На фоне макроэволюции совершалась эволюция литогенеза в бассейнах седиментации разного масштаба — от океанических до внутриконтинентальных морей. Можно говорить и об эволюции осадконакопления за время формирования циклитов разного масштаба, что обычно устанавливается при региональных исследованиях и специальных литологических работах. В этой эволюции регионального и местного масштаба и происходит реальная интерференция факторов литогенеза, и она наиболее достоверно может быть изучена геологическими, литологическими и другими специальными методами. Такое комплексное изучение вычленяет из

переплетения сил факторы разной природы и радиуса действия: глобальные, региональные и местные (см. ч. 3 кн. 3).

У геологов, по-видимому, уже нет сомнения, что литогенез, как и магматизм и тектоногенез, эволюционирует направленно-циклично, в целом проходя неповторимые стадии или фазы. В этой эволюции все отчетливее осознается *пульсационность* как седиментогенеза и литогенеза, так и других форм развития Земли. При этом пульсационность — не только образное выражение, сближающее жизнь Земли с дыханием живого существа, но и имеет более глубокий смысл. Земля — еще не мертвое, а живое космическое тело достаточно крупного размера, оптимально удаленное от Солнца и, главное, гетерогенное и в основной своей массе твердое. Внутренняя неустойчивость вещества, постоянно подпитываемая внешней энергией, долго будет поддерживать геологическую жизнь, в которой процессы выравнивания состояний реализуются не сразу, а с разным замедлением (на часы — миллиарды лет), определяемым косностью вещества, степенью его закрытости и взаимодействием сил. Поэтому энергия и напряжения могут накапливаться, а разрядка часто происходит сравнительно быстро и катастрофически. Земля пульсирует в разных ритмах, испытывая то общее увеличение объема, то локально поднимаясь или опускаясь, то претерпевая горизонтальные смещения разного типа и масштаба. Земля дышит, живет, и задача геологов — изучить циклы ее пульсаций.

---



## **ПРАКТИЧЕСКОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

Осадочные породы имеют исключительно важное практическое и теоретическое значение. В этом отношении с ними не могут сравниться никакие другие горные породы.

### **15.1. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Осадочные породы — самые важные в практическом отношении: это и полезные ископаемые, и основания для сооружений, и почвы.

#### **15.1.1. ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

Человечество добывает из осадочных пород более 90% полезных ископаемых. Большая часть из них берется только из осадочных пород (см. гл. 1 кн. 1, табл. 1.1): нефть, газ, уголь и другие горючие ископаемые, алюминиевые, марганцевые и другие руды, цементное сырье, соли, флюсы для металлургии, пески, глины, удобрения и т. д.

**15.1.1.1. Руды черных и цветных металлов.** Основной металл современной техники — железо — добывается почти нацело (более 90%) из сидеритов, если учитывать и железистые кварциты докембрия, являющиеся в настоящее время метаморфическими породами, но сохраняющими свой первоначальный седиментационный вещественный состав. Основными рудами пока остаются молодые мезокайнозойские оолитовые морские и континентальные залежи аллювиального, дельтового и прибрежно-морского типов и коры выветривания тропических стран: Кубы, Южной Америки, Гвинеи и других стран Экваториальной Африки, островов Индийского и Тихого океанов, Австралии. Эти руды обычно чистые, легко доступны для разработки открытым способом, часто готовы для металлургического процесса, и их запасы колоссальны. С ними начинают конкурировать железистые

кварциты, или джеспилиты, архея и протерозоя, гигантские запасы которых имеются на всех материках, но они требуют обогащения. Их разрабатывают также открытым способом, например в Михайловском и Лебединском карьерах КМА, на Украине, в Южной Австралии и других странах. Помимо этих двух основных типов важны сидеритовые руды протерозоя (рифея) Бакала (Башкирия). Другие типы — озерно-болотные (на них работали при Петре I железорудные заводы Петрозаводска), вулканогенно-осадочные (лимонитовые каскады и др.), сидеритовые конкреции паралических угленосных толщ — второстепенны.

*Марганцевые* руды на все 100% добываются из осадочных пород. Основными типами месторождений их являются мелководные морские, приуроченные к спонголитам, пескам, глинам. Таковы месторождения-гиганты Никополя (Украина), Чиатуры (Западная Грузия), восточного склона Урала (Полуночное, Марсяты и др.), а также Лабы (Северный Кавказ) и Мангышлака. Самое поразительное, что почти все они приурочены к узкому временному интервалу — олигоцену. Вторым типом являются вулканогенно-осадочные руды палеозоя, главным образом девона: на Урале в Магнитогорском эвгеосинклинальном прогибе, часто в яшмах; в Казахстане — во впадинах Атасуевского района и др. Железомарганцевые конкреции океанов — второстепенные руды на марганец. Этот металл может добываться лишь попутно с кобальтом, никелем, медью.

*Хромовые* руды, наоборот, добываются в основном из магматических пород, а на долю осадочных приходится всего 7%.

Все другие компоненты черной металлургии — *флюсы*, понижающие температуру плавления (известняки), кокс (угли коксующиеся), *формовочные пески* — добываются нацело из осадочных пород.

*Руды цветных и легких металлов* на 100—50% добываются из осадочных пород. *Алюминий* нацело выплавляется из бокситов, как и *магнелиевые руды* — из магнезитов осадочного генезиса. Основным типом месторождений бокситов служат современные или мезокайнозойские коры выветривания латеритного профиля, развивающиеся в тропическом влажном поясе Земли. Другие типы — это переотложенные латеритные коры выветривания ближнего (коллювий, аллювий, карстовые полосы) или несколько более дальнего (прибрежная лагунная и другая затишная зона) разноса. Крупнейшими такими месторождениями являются нижнекаменноугольные Тихвинские, среднедевонские Красная Шапочка, Черемуховское и другие месторождения, составляющие Северо-Уральский бокситовый район (СУБР), Северо-Американские (Аркианзасские и др.), Венгерские и др.

*Магний* добывается в основном из магнетитов и отчасти из доломитов осадочного генезиса. Крупнейшими в России и мире являются рифейские Саткинские месторождения в Башкирии метасоматического, очевидно катагенетического, генезиса по первичным доломитам. Толщина тел магнетитов достигает многих десятков метров, а мощность толщи — 400 м.

*Титановые* руды на 80% осадочные, россыпные (рутил, ильменит, титаномагнетиты и др.), состоящие из остаточных минералов, мобилизованных из магматических пород.

*Медные руды* на 72% осадочные — медистые песчаники, глины, сланцы, известняки, вулканогенно-осадочные породы. Большой частью они связаны с красноцветными аридными формациями девона, перми и другого возраста. *Никелевые* руды на 76% осадочные — главным образом коры выветривания ультраосновных пород, *свинцово-цинковые* — на 50% вулканогенно-осадочные, гидротермально-осадочные, а *оловянные* — россыпи касситеритов — на 50% осадочные.

*Руды «малых» и редких элементов* на 100—75% осадочные: на 100% — цирконо-гафниеиые (россыпи цирконов, рутилов и др.), на 80% — кобальтовые, на 80% — редкоземельные (монацитовые и другие россыпные) и на 75% — тантало-ниобиевые, также в значительной мере россыпные.

**15.1.1.2. Агрономические руды**, идущие на приготовление удобрений, на 100% добываются из осадочных пород, и только в России 20% потребности в фосфатном сырье покрывается за счет разработки хибинских апатитов магматического генезиса. Важнейшими являются фосфориты и калийные соли. Более 50% мировых запасов *фосфоритов* сосредоточено в верхнем мелу и нижнем палеогене Северной Африки и стран Восточного Присредиземноморья, особенно в Марокко, Алжире, Тунисе, Западной Африке, Египте (см. гл. 9 кн. 2). Крупнейшие месторождения пермского возраста имеются в западных штатах США (Юта, Монтана и др.) в формации Фосфория. Первой крупнейшей эпохой фосфоритообразования была вендско-кембрийская (Каратау в Казахстане, Восточный Саян, Монголия, Китай, Австралия и др.). Значительны скопления створковых (оболовых) фосфоритов нижнего ордовика Прибалтики, Сибири. Большие запасы фосфатов желвакового, зернистого и иных типов сосредоточены в верхней юре Подмосковья (Воскресенские и Егорьевские месторождения) и мелу юга Русской плиты.

*Калийные соли* приурочены к эвапоритовым формациям кембрия, девона, перми, верхней юры и третичного периода. *Поваренная, или каменная, соль* распространена значительно шире, встречается начиная с рифея, и залежи ее достигают мощности в сотни метров, а в соляных куполах — и километров. Это исключительно эвапоритовые формации аридного типа седиментогенеза, хотя соль образует и вторичные место-

рождения, вне их. На 100% из осадочных пород добывается *йодо-бромное сырье* (часто выпариванием современной морской воды) и на 85% — *борное сырье*, также из эвапоритовых формаций. *Сера* на 90% добывается из осадочных месторождений, формирующихся на периферии нефтяных месторождений при окислении сероводорода. Меньшая часть серы — осадки вулканических районов: выпадение из воздуха при окислении сероводорода, механическое переотложение и формирование слоистых сульфуритов (или сульфулитов) в кратерных озерах. Все это является и сырьем для химической промышленности (см. гл. 8 кн. 2).

**15.1.1.3. Энергетические ресурсы.** Каустобиолиты и урановая руда как полезные ископаемые по стоимости превосходят все остальные. Они делятся на две группы — горючие ископаемые (каустобиолиты) и атомное сырье.

*Горючие ископаемые* — уголь, торф, сланцы, но особенно *нефть* и *газ*, — целиком осадочные, и их роль в современной экономике (и политике), а также в военном деле — решающая (см. гл. 11 кн. 2). Это и моторное топливо, и химическое сырье, и топливо тепловых электростанций, отопление квартир, удобрения (торф), руда для добычи урана, ванадия и т. д. *Атомное сырье* также добывается из осадочных пород (на 90%) — из глин, сланцев, песчаников, известняков и других пород.

Для полноты характеристики энергетических ресурсов следует назвать колоссальные ресурсы рек, приливов, солнечной энергии, ветра, подземных вод, включая и вулканические.

**15.1.1.4. Стройматериалы** в подавляющей своей части (100—95%) — это осадочные породы: известняки, глины, сланцы, песчаники, пески, галечники, кварциты, халцедониты, трепела, опоки, диатомиты и др. Строительство плотин ГЭС и водохранилищ невозможно без *глиняных ядер* — водоупоров. *Глины* — также основной компонент кирпича, черепицы, цемента, посуды, глиняной скульптуры, бурильных растворов. Они широко используются и как очистители нефти, вин, масел, как катализаторы и т. д. Глаукониты — минеральные краски и в будущем сырье на калий (его содержание до 7—8%), шамозиты, тюрингиты — железные руды, каолины — сырье для производства фарфора, фаянса, огнеупоров и др. Глины — основной *флюидоупор* в покрышках нефтяных и газовых месторождений.

*Известняки* — стеновой камень, сырье для производства извести, цемента, удобрение (известкование кислых почв, например в Нечерноземье), флюс в металлургии, материал для скульптур, зубных порошков и паст, наполнитель бумаги и т. д.

*Пески, галечники* — компонент бетона и других строительных смесей-«растворов», материал для мощения дорог, стекольное сырье (кварцевые пески), формовочные пески,

фильтры и т. д. *Опалолиты* — сырье для производства гидравлического цемента, тепло- и звукоизоляторы, наполнители в резиновой и парфюмерной промышленности, абразивы, фильтры.

15.1.1.5. **Другие полезные ископаемые.** Из осадочных пород добывают большую часть золота (из конгломератов, галечников, песков, глин и глинистых сланцев), серебро, алмазы, янтарь и другие элементы. Кремни были одним из первых в истории человечества полезных ископаемых — для производства каменных орудий труда и оружия. Сейчас из кремней делают шары для шаровых мельниц (для размалывания горных пород), ступки и другие приборы для химического употребления; из яшм, опалов, агатов — полудрагоценные поделки. Из осадочных пород добывают цеолиты, минеральные краски и многое другое.

### 15.1.2. ПОЧВЫ

Почвы — осадочные породы. Без них невозможна наземная растительность, а следовательно, и весь наземный животный мир, включая и самого человека. Почвы, таким образом, — фундамент наземной биосферы и человеческого общества. Хотя мощность почвы небольшая (не более 1,5 м), практическая роль ее огромна. С ней связана одна из основных человеческих деятельностей — сельское хозяйство, или агрокультура.

### 15.1.3. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ — ИСКУССТВЕННЫЕ ХРАНИЛИЩА

Многие осадочные породы остаются пористыми на глубинах в километры или становятся таковыми вторично (известняки, кремни и даже аргиллиты). Это очень важное их свойство природа сама использовала: они являются *коллекторами* (собирателями и вместилищами) *нефти, газа и воды*. Коллекторские свойства осадочных пород и толщ в настоящее время начинают использоваться для создания *подземных хранилищ* газа, закачиваемого туда сверху, когда обнаруживается его избыток вблизи мест потребления, т. е. вблизи больших городов.

В настоящее время возникла проблема *захоронения отходов* промышленности, в том числе и вредных и радиоактивных. Одно из ее решений — использование коллекторских свойств осадочных пород в недрах Земли.

## 15.2. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Теоретическое значение осадочных пород также исключительно велико и многосторонне. Они несут очень большую

информацию прежде всего об экзосферах, и она записана на них, в принципе, понятно, объективно расшифруемо. Седилиты в своем составе, структуре, текстуре, включениях, физических и других свойствах сохраняют отпечатки физико-географической среды, химических, физических и биологических условий и процессов. По ним и по их компонентам восстанавливают тепловой режим, влажность, географическую широту, вектор намагниченности земного магнитного поля, соленость воды, газовый режим, рельеф, тектонический режим и многое другое (см. кн. 1, 2 и гл. 16—20 кн. 3). По осадочным породам реконструируют древние географические (палеогеографические) обстановки (см. гл. 18—20) и развитие атмосферы, гидросферы, биосферы и литосферы (см. гл. 14).

Слоистость осадочных пород, или шире — их четкая стратифицированность, — самый важный исторический документ в геологии, позволяющий определять последовательность геологических событий, как крупных и глобальных, так и мелких, локальных и частных, и уверенно, объективно выстраивать их в историческую цепь, как бы нанизывая их на ось времени. Поэтому осадочные породы находятся в фундаменте всех общих и частных геосторических построений, как несущих черты историчности (биос и его эволюция), так и неисторических самих по себе. По ним восстанавливается история не только осадконакопления, но и магматизма, метаморфизма, тектонических движений, развитие атмо- и гидросферы, смены климатов и т. д. Рассеянные на больших площадях в осадках обломки магматитов и метаморфитов обычно хорошо сохраняются и по ним можно восстановить не только историю магматизма, вулканизма, метаморфизма, но и состав исчезнувших пород.

Осадочные породы как зеркало отражают тепловой поток из недр, тип и интенсивность тектонических движений, например горизонтальные напряжения — складчатостью, сколами, кливажем и сланцеватостью. Общая анизотропность седилитов используется для определения нормального или перевернутого залегания слоев, что можно рассматривать и как практическое применение — при геокартировании, а также тектоническом и минерагеническом анализах.

Еще большую практическую и теоретическую роль седилиты играют в *стратиграфии*, находясь в основе корреляции, расчленения разрезов и определения неполноты геологической летописи. Без осадочных пород невозможно провести формационный анализ и поиски полезных ископаемых, в том числе и неосадочных.

Седилиты помогают решать палеокосмологические и палеоастрономические задачи и сохранять среду обитания.

---

# Часть III

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

---

### Глава 16

## ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### 16.1. ЭЛЕМЕНТЫ СИСТЕМНОГО ПОДХОДА

Осадочные горные породы (ОП) полнее могут быть изучены и поняты не изолированно от других ОП, а в их естественных парагенезах, или системах, т. е. в составе более крупных геологических тел, до геологических формаций (ГФ) включительно (см. 16.2 и гл. 17—20). Поэтому геология, литология, как и многие другие современные науки, все больше начинают основываться на системном подходе. Последний особенно полезен при изучении сложных гетерогенных объектов, предметов, процессов и методов познания — социальных, технических, биологических, географических и геологических (прежде всего динамических) систем.

*Системный подход* (СП) не сводится к *систематичности*, хотя не может не включать ее, поскольку это общее требование упорядочивания, систематизации материалов, знаний, методов, законов и других результатов и самого процесса изучения, практических рекомендаций или прогностических построений. В *основе* СП — выделение *целостностей*, особенно сложных, многокомпонентных и гетерогенных, и изучение внутренней структуры, других свойств, взаимосвязей и функционирования. При этом выделяются составные части системы (греч. «система» — составное из частей, соединенное), или ее элементы, ингредиенты, подсистемы, которые могут рассматриваться как системы меньшего, более низкого ранга, а их объединяющая система в свою очередь — как подсистема (элемент) более сложной системы и т. д. «В системном исследовании анализируемый объект рассматривается как определенное множество элементов, взаимосвязь которых обуславливает целостные свойства этого множества. Основной акцент делается на выявлении многообразия связей и отношений, имеющих место как внутри исследуемого объекта, так и в его взаимоотношениях с внешним окружением, средой» (Философский словарь, 1987, с. 429). Последняя может рассматриваться как элемент более сложной системы, объединяющей и изучаемый объект в качестве подсистемы.

«Свойства объекта как целостной системы определяются не только и не столько суммированием свойств его отдельных элементов, сколько свойствами его структуры, особыми системообразующими, интегративными связями рассматриваемого объекта» (там же). Наряду со статической структурой изучаются динамические связи подсистем — элементов, законы функционирования или существования системы в более или менее устойчивом состоянии. *Признак системы* — появление *новых, эмерджентных* (лат. *emergere* — появляться, возникать) свойств, качеств или признаков, которых не было в отдельных элементах или в их «механической смеси», хотя и кучу мусора можно рассматривать как систему, однако чисто формальную, пустую, практически неинформативную. Свойства системы «горная порода» во многом новые, не существовавшие в отдельных минералах, слагающих данную породу. Часть ее свойств, таким образом, не унаследована от минералов, а возникла из их объединения в более сложную, высшую целостность. Уже в античном мире был сформулирован тезис о том, что целое больше суммы его частей. Интуитивно СП всегда применялся в развитой науке, но до середины ХХ в. он не выливался в системный анализ.

*Системный анализ* (СА), теоретической и методологической основой которого являются СП, и общая теория систем — «совокупность методов и средств, используемых при исследовании и конструировании сложных и сверхсложных объектов, прежде всего методов выработки, принятия и обоснования решений при проектировании, создании и управлении социальными, экономическими, человеко-машинными и техническими системами» (Философский словарь, 1987, с. 428). СА возник в 60-х годах для передачи информации и управления и как результат развития исследования операций и системотехники (ЭВМ). При этом широко используются языки и теория множеств, математической логики, кибернетики, игр, методы системной динамики, эвристического программирования, имитационного моделирования, программно-целевого управления и т. д.

Наиболее общее подразделение *геологических систем* (ГС) дано Ю. А. Косыгиным (1974, 1983), различавшим динамические, статические и ретроспективные системы. *Динамические системы* (Д или ДС) охватывают все современные геологические процессы, как экзогенные (денудация, осадконакопление, выветривание и т. д.), так и эндогенные (вулканизм, сейсмичность, тектонические движения, тепловой поток, интрузивный магматизм и т. п.), а их элементами выступают геологические события и состояния. Пространственно-временные отношения и причинно-следственные связи образуют структуру Д. Время принимается физическое и измеряется по часам. или другим периодическим процессам, модели представляются «графиками, таблицами или формулами с



временем в качестве одной из переменных» (1988, с. 38). Геологические процессы можно *наблюдать* и *измерять* в природе (и получать достоверные данные), воспроизводить экспериментально и рассчитывать по законам механики, физики и химии, что дает «лишь *гипотетические* представления о геологических процессах. Представления эти надо проверять, чтобы выяснить степень их соответствия с природой. Поэтому при проведении экспериментов или расчетов необходимо указывать способы проверки результатов» (там же). Навсегда остаются гипотетичными теоретические построения, выходящие за рамки наблюдаемого времени или пространства, так как их проверить невозможно, причем «сугубой гипотезой» можно их называть при невозможности «указать удовлетворительных способов непосредственной проверки в обозримом будущем» (там же).

Ю. А. Косыгин выделяет три модификации динамических систем и их моделей: природные ( $D_n$ ), экспериментальные ( $D_\alpha$ ) и гипотетические ( $D_r$ ). На их основе строятся комбинированные модели:  $D_n D_r$ ,  $D_n D_\alpha$  и  $D_n D_\alpha D_r$ . «Изучение комбинированной трехкомпонентной модели — лучший путь исследования геологических процессов. Природные процессы редко можно наблюдать во всей их полноте. Эксперименты помогают заполнить пробелы и намечать причинно-следственные связи» (там же), а теоретическое моделирование сильно расширяет диапазон и средства (использование законов точных наук) исследования. Но это ставит важнейшую методологическую проблему — как наиболее правильно интерпретировать результаты и не упростить понимание реальных геологических процессов. Одного упования на теорию подобия мало.

*Статические, точнее квазистатические, системы* (С или СС) принимаются как неподвижные или развивающиеся и меняющиеся настолько медленно, что в масштабах человеческой жизни могут считаться как неподвижные, статичные (в действительности они квазистатичные). Структурными элементами являются минералы, горные породы, слои, циклиты, свиты, складки и другие геологические тела; их структуры — соотношения в пространстве этих элементов; время фиксированное («моментальная фотография»); основные принципы исследования — специализация, соразмерности, однородности и минимизация описания; модели — описания, стратиграфические колонки, профильные разрезы, карты, блок-диаграммы (т. е. одно-, двух- и трехмерные) — также (квази)статические. С — основной геологический фактический материал, как первичный, так и в разной степени обобщенный, но остающийся объективным, лишь отчасти интерпретированным.

*Ретроспективные системы* (Р или РС) объединяют все реконструкции прошлых времени, пространства, условий, со-

бытий, генезиса (процессов), т. е. палеогеографические, палеовулканические, палеотектонические, фациальные, генетические (генетические типы) и иные, обращенные к прошлому построения. РС могут выражаться только в виде моделей, поэтому они в принципе непроверяемы, построения на 100% недоказуемы, всегда в той или иной мере субъективны, гипотетичны. Косвенные методы проверки (практикой, актуализмом и другим сравнением и т. д.) позволяют снизить субъективность и успешно использовать эти «шаткие», с точки зрения точных наук, спекуляции для поисков полезных ископаемых. Различают ретродинамические и ретро(квази)-статические РС. Элементами в них являются реконструируемые события, обстановки и процессы, оригиналы которых (реалии) навсегда исчезли из области фактов, не могут быть исследованы на уровне наблюдений и могут быть лишь мысленно восстановлены с той или иной вероятностью и детальностью, в зависимости от сохранности записей сигналов прошлого и правильности методики реконструкций.

Построение РС основывается на *историко-геологических* подходе, принципах и методах, т. е. на сущностной методологии геологии, объединяющей структурное, морфологическое, фактологическое, объективное изучение СС (стратиграфия, тектоника, петрография, литология и т. д.) с *интерпретацией* по нему обстановок, процессов, событий и времени (эволюции), т. е. с формационным, палеогеографическим и генетическим анализами. В РС органично объединяются СС и ДС, поэтому РС богаче их — в значительной степени за счет временного объема и развития. «Если РС являются «сердцем» геологии, то СС и ДС являются ее двумя «ногами» или ее базисом» (Косыгин, 1988, с. 40). Структуры РС, в принципе подобные структурам СС и ДС, определяются реконструированными отношениями последовательности (раньше, одновременно, позже) и реконструированными причинно-следственными связями, т. е. генетическими построениями или представлениями.

Отношения последовательности (геологических тел, фаун, свойств, событий и т. д.) или этапности — основания для реконструкции геологического времени, которое по построению становится «логическим». Генетические модели «строятся без учета геологического времени, ибо относятся к какому-либо одному «моменту» геологического времени» — «эмпирическому мгновению», по В. И. Вернадскому, или «фиксированному геологическому времени», по Ю. А. Косыгину (1988, с. 41). Естественно, подразумевается не мгновенность процессов, явлений или событий, а некоторая длительность, не отвечающая лишь какому-то отрезку «физического» времени и не имеющая явного отношения к течению геологического времени.

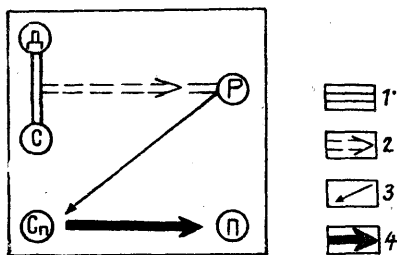


Рис. 16.1. Зет-система (по Ю. А. Косыгину, 1983, 1988):

С — статические (квазистатические) системы, Сп — прогнозные модели статических систем, Д — динамические системы, Р — ретроспективные системы, П — практический результат. 1 — сравнение по распространенной аналогии; 2 — построение ретроспективной модели по принципу актуализма; 3 — построение прогнозной модели; 4 — практическая реализация

итоговый практический результат (П), Ю. А. Косыгин относит к типу *зет-системы*, названной так по форме схематического графического изображения (рис. 16.1). Это, вероятно, самое общее представление геологической системы в рамках всей планеты и любой ее части.

Без системного анализа современная геология уже не может успешно развиваться и решать все более трудные и сложные теоретические и практические задачи. Пионерами освоения СА становятся инженерная геология, гидрогеология, минералогия, литология, динамическая и историческая геология, а также тектоника.

## 16.2. УРОВНИ ОРГАНИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Объекты геологии относятся не менее чем к 8—9 уровням организации земного вещества (табл. 16.1), находящимся в *иерархической* соподчиненности (греч. *hieros* — священный и *arche* — власть) и поэтому представляющим *иерархическую геологическую систему* (ИГС), объединяющую по вертикали одноуровневые системы — от атома до планеты Земля в целом. Системы почти каждого уровня изучаются самостоятельной геологической наукой, что приводит к образованию параллельной системы иерархии наук о Земле. Разработка ИГС получила мощный импульс от идей и принципов кибернетики и системного подхода. Иерархичность характерна для

Под «*детальностью историко-геологических реконструкций*» Ю. А. Косыгин понимает «густоту точек хроностратиграфической шкалы (оси геологического времени), охарактеризованных ретроспективными реконструкциями генетического типа» (1983, с. 42), т. е. частоту смены картин прошлого. Из них складывается представление об эволюции осадконакопления или иного процесса и в целом о развитии региона или бассейна седиментации.

Более сложные системы, объединяющие рассмотренные Д, С и Р, а также построенные на их основе прогнозные модели Сп и

**Иерархия природных объектов.  
Формы и уровни организации геологических и смежных физических,  
химических и астрономических объектов**

Диапазон	Уро- вень	Элементарная ячейка	Геологическое тело
1	2	3	4
IV	17	Вселенная	← - - -   Группа (ассоциация) галактик
	16	Галактика	
	15	Солнечная система	→ - - -   Звездно-планетные системы
	14	Планета Земля	→ - - -   Планетная система
III Б	13	Литосфера	← - - -   Геосферы
			→ - - -   Земная кора (континентов)
	12	Платформенная система	← - - -   Серия однородных ГК
	11	Геокомплекс (ГК)	→ - - -   Стадиальная ассоциация МФК
	10	Мегаформационный циклит (МФЦ)	← - - -   Структурно-формацион- ный этаж
A	9	Элементарный формационный цик- лит (ЭФЦ)	← - - -   Серия однородных Ф
	8	Свита — формация конкретная (Ф)	
B	7	Мезоциклит (МеЦТ), или гиперциклотема (ГЦТ)	← - - -   Фация свиты (субфор- мация)
	6	Элементарный циклит (ЭЦ), циклотема (ЦТ)	→ - - -   Пачка циклотем

1	2	3	4		
II	A	Порода	← - - - } → - - - } Слой, литотип		
			← - - - } → - - - } Кристалл, био- и литокласт		
I	3	Молекула	← - - - } → - - - } Ассоциация молекул		
			← - - - } → - - - } Химический элемент		
			2	Атом	← - - - } → - - - } Ядро
					← - - - } → - - - } Ядро
			1	Элементарная частица	→ - - - }
0	↑ Кварк?				

многих систем, в которых четко развита структурная или функциональная (например, в управлении и информатике) дифференциация.

Представление об уровнях естественных тел в геологии, как и вообще в естествознании, интуитивно использовалось давно. В зависимости от запросов практики и жизни изучение этих уровней было неоднородным: в средние века и эпоху Возрождения, например, более разработанным был минеральный уровень, и тогда вся геология представлялась минералогией, а Земля — сложенной из минералов. В основном только в середине XIX в. четко оформился породный уровень, когда утвердилось представление, что не минералы сами по себе, а их агрегаты слагают Землю, и это более высокий уровень — более сложная система. Только в середине XX в., точнее в 40-х годах, для большинства стало очевидным, что горные породы подчинены более крупным и сложным их ассоциациям — геоформациям, и, таким образом, уже не породы непосредственно слагают Землю, точнее земную кору, а формации, которые слагаются породами, породы — минералами.

Представленная общая схема восхождения от более элементарных к сложным системам или уровням организации основных геологических объектов в реальной истории геологии усложнялась. Так, геологический, формационный уровень осознавался рядом геологов (И. Леманом, Г. Фюкселем, А. Вернером и др.) еще в середине XVIII в., т. е. раньше, чем породный уровень (см. гл. 20), но это не опровергает схему.

Объекты стратиграфии и палеонтологии строго иерархичны и относятся к пяти—семи уровням.

У В. И. Вернадского (1975, с. 23 и др.) представление об иерархии конкретизировалось на понятиях о состояниях пространства естественных тел и их организованности. В современном виде концепция уровней геологических тел развита В. И. Поповым (1940, 1952, 1954 и др.), В. И. Драгуновым (1965, 1971), И. В. Крутем (1968, 1973, 1978 и др.), О. В. Вотахом (1973, 1979, 1991), В. Ю. Забродиным, В. А. Кулындышевым, В. А. Соловьевым (1977) и другими, а В. Ю. Забродин, Г. Л. Кириллова и другие дали сводку (Иерархия..., 1978). Во всех иерархиях многие уровни выделяются одинаково: это атомный, молекулярный, минеральный, породный, формационный, надформационный, геосферный и планетарный (Земля в целом), которые реальны и качественно отличаются друг от друга, т. е. представляют собой самостоятельные системы, связанные иерархично.

Помимо ядерного (нуклидового, или нуклонового) и более низких фундаментально-вещественных уровней, вместе с атомным и молекулярным, изучаемыми физикой, химией и геохимией, выделяются еще минеральный, породный и тела-объекты в диапазоне между породным и формационным уровнями: породные ассоциации и их пачки, т. е. два уровня, или просто наборы пород — один уровень (Вотах, 1979, 1991). Они изучаются литологией, петрографией, стратиграфией и формациологией. Между формационным и геосферными уровнями О. А. Вотах (1979, 1991) выделяет четыре уровня: тектонические комплексы (объединяющие формационные комплексы или серии), слои земной коры, геоструктурные области и глобальные зоны геосфер, а крупнее геосфер — сегменты планеты, играющие роль элементов системы планеты Земля, т. е. относящиеся к непосредственно подстилающему ее уровню. Тела этого ранга отделяются друг от друга уже существенно иными — вертикальными, радиальными — границами и поэтому выпадают из восходящего логического ряда в основном слоевых тел. Всего выделяется не менее 12 уровней или рангов тел, изучаемых геологическими науками. Поэтому естественно возникла идея их группировки в более крупные блоки, например (в восходящей иерархии) в атомарный, минеральный, формационный, геоструктурный, глобальный и планетарный. В. И. Попов (1952 и др.) и Г. П. Леонов (1977) наряду с уровнями различали еще и формы организации. В. И. Васильев, В. И. Драгунов (1968 и др.), И. В. Круть (1973 и др.), Э. И. Кутырев (1973), В. Ю. Забродин и др. (1977) распространили понятие кристаллографии об элементарной ячейке на формационный уровень — под названием «кванты организации» (И. В. Круть) или «элементарная ячейка формации» (Э. И. Кутырев, В. Ю. Забродин и др.). Это помогает упорядочить иерархию, сокра-

тить число уровней, наметить дополнительные, промежуточные.

Почти на каждом уровне можно различать *элементарную ячейку* (ЭЯ) вещества и *геологическое тело* (ГТ): элементарная частица и ядро атома («тело»), атом и химический элемент, молекула и полимерное тело, минерал и кристалл (или аморфное, коллоидное тело), порода и слой или иное тело (например, дайка, силл, лавовый поток) и т. д. (Фролов, 1987, с. 12). Переход от ЭЯ к ГТ того же уровня показан сплошной стрелкой (см. табл. 16.1), а от ГТ к ЭЯ более высокого уровня (скачок) — прерывистой. Различие между ЭЯ и ГТ на породном уровне можно показать на примерах гранита, галитита (или галитолита) и песчаника. Три кристалла — калишпата, кварца и мусковита (или биотита) — определенных взаимоотношений (гипидиоморфнозернистая структура) — это уже гранит как порода, но это еще не гранитное тело: нигде в природе такого тела не найти. Чтобы гранит осуществился телесно, необходимо массовое производство ЭЯ гранита (ЭЯГр) как породы, т. е. образование гранитного массива (поодиночке ЭЯГр природой не производится). Аналогично и соотношение ЭЯ галитита (два-три кристалла галита гипидиоморфной структуры) и галититового тела — слоя, ЭЯ песчаника (2—3 зерна обломочного кварца, другого силикатного минерала или литокласта с тем или иным цементом) и песчаного слоя (геологическое тело).

Во всех приведенных примерах ЭЯ — наименьший объем породы, несущий все признаки и свойства данного уровня организации вещества и не поддающийся дальнейшему уменьшению без потери качества этого уровня, но в природе практически не существует элементарных ячеек изолированно от других, поодиночке: ЭЯ производятся массово, коллективно.

Понятие об элементарной ячейке наиболее эффективно на низших, *вещественных уровнях*, например на минеральном и породном, ибо понятия о минерале и горной породе относятся не к геологическому телу (кристаллу или слою), а к их элементарным ячейкам, поскольку сущность минерала и породы выражают и их минимальные объемы, обычно не осуществляющиеся как тела. Эти объемы, характеризующиеся определенной замкнутостью и законченностью, многократно повторяясь, транслируясь в пространстве, образуют минеральное или породное геологическое тело, и соотношение между породой и слоем аналогично соотношению минерала и кристалла (или аморфного тела), молекулы и мицеллы, образованной молекулами (если выделять этот уровень наряду с минерально-кристалльным), атома и химического элемента. В глубине вещества материи намечаются еще 1—2 уровня: элементарных частиц и ядра атомов и более глубокий, наиболее фундаментальный, например кварковый.

С усложнением организации, т. е. с восхождением по иерархической лестнице, определенность выделения ЭЯ уменьшается, но понятие остается полезным, помогает, в частности, наметить уровни между породным и формационным рангами. Слагают ли породы-слои формацию и непосредственно или они сначала группируются в более мелкие и простые ассоциации? Для большинства геологов ответ ясен: слои сначала образуют элементарные слоевые ассоциации, например элементарные циклиты (см. гл. 17) — ЭЦ (Вассоевич, 1978; Трофимук, Карагодин, 1977; Ягубянец, 1978; и др.). Хотя ЭЦ сами являются уже и геологическими телами, их можно рассматривать в качестве ЭЯ более крупных тел, например пачек однородных ЭЦ, которые аналогичны кристаллам и слоям однородной породы: турбидитовые многослои (ЭЦ), без фонового элемента, часто многократно повторяются и создают подобные пачки.

Более высокое положение у полигенетических ЭЦ, например турбидитово-планктоногенных, венчающихся слоем фоновых отложений, и, видимо, равноранговых им более крупных и более сложных циклитов типа циклотем, например сложенных внизу (1-й элемент циклита) пачкой однородных моногенетических ЭЦ (русловых речных, турбидитных и т. п.), а вверху (2-й элемент этого циклита) — фоновыми (планктоногенными, нефелоидными и иными) отложениями во флише, биогенными автохтонными (угли, горючие сланцы, биостромы и т. п.) и эвапоритовыми образованиями в угленосных, соленосных и других формациях или только элювиальным горизонтом, если на эту фазу приходился перерыв седиментации. Эти циклиты можно рассматривать как элементарные ячейки соответствующих формаций, например одной из простых — флиша. В качестве таковых В. И. Драгунов (1971, 1974 и др.) называл их парагенерациями. Однако и во флише ЭЦ 2-го ранга, или циклотемы, парагенерации входят элементами в более крупные циклиты одного или двух (трех?) рангов (см. гл. 17), условно часто называемые мезо- и макроциклитами; порожденные уже не столько более крупными циклами событий, сколько циклами развития и отражающими довольно длительные его фазы в десятки тысяч лет или больше (соответственно и мощность Ц возрастает иногда до сотен и тысяч метров, хотя в платформенных формациях она может быть в первые десятки метров).

Если мезоциклит — пачка гиперциклотем, выделяющаяся как литологическим составом, так и законченностью строения, т. е. завершенностью циклитовой структуры (= текстуры), — ЭЯ регфации, подсвиты или субформации, то макроциклит, состоящий из пачек разнородных мезоциклитов или региональных (точнее, субрегиональных) фаций, имеющий законченное строение и отвечающий более важной и длительной фазе развития более обширной территории, —



основная региональная стратиграфическая единица — свита (= конкретная формация), может рассматриваться в качестве ЭЯ уже серий. Хотя понятие фации может быть «безразмерным» (фации могут выделяться и в пределах элементарного пласта), в данном случае ее размерность субрегиональная, определенная размерностью регионально-стратиграфической единицы — «регсвиты». Ее фации, будучи в основном еще литологическими понятиями, нередко выделяются как местные свиты, или литосвиты, т. е. литостратиграфические подразделения. Они во многом аналогичны формациям геологов США.

Различение ЭЯ и ГТ в сложных многослойных и поэтому в полиэлементарно-циклических телах, таким образом, становится во многом условным и нечетким, но полезным. Критерием выделения «тел», вероятно, может служить однотипность ЭЯ в них, т. е. однородность по циклитам. В противоположность этому ЭЯ более высокого уровня должна включать *новый* элемент, чтобы она могла стать циклитом данного уровня. В этом можно видеть появление нового процесса или новых событий в осадконакоплении, прерывающих акты или фазы формирования однообразных и монотонных циклитов и ЭЯ непосредственно более низкого, «подстилающего» уровня. Всего между породно-слоевым и «свитно-серийным» уровнями выделяются по крайней мере два уровня, представленных двумя парами ЭЯ — ГТ (см. табл. 16.1). Возможно, уровней больше (см. табл. 17.2), что требует более тонкого анализа строения толщ и разноранговой пульсационности и прерывистости осадконакопления.

Не свидетельствует ли снижение четкости различения ЭЯ и ГТ с повышением уровня организации об изменении содержания, природы и характера геологических тел? Вопрос решается сравнительным анализом уровней, начиная с бесспорных, ясно вещественных: проследить надо две линии — вещественную и организационную, т. е. соотношение вещества как такового (из чего состоит тело данного уровня) и его структуры или строения (как оно устроено). Отвлекаясь от философского тезиса о неразделимости состава и строения, вещества и структуры, об известной условности их разделения, можно оценить «вклад» каждого «компонента» (= аспекта) вещества. В понятиях «минерал — кристалл» структура (чаще всего кристаллическая) и вещество так тесно слиты друг с другом, что с геологических позиций этот уровень выглядит чисто вещественным, специфичным именно по определенному атомно-молекулярному составу. Еще больше это относится к более низким и элементарным уровням, находящимся в фундаменте материи, или вещества. На породно-слоевом уровне «вещество» менее прочно связано со «строением», т. е. с организацией этого вещества: у гранита, гнейса и аркозового песчаника один и тот же состав, но ка-

кое большое геологическое различие между ними! И все же здесь доминируют вещество (породного уровня) и генезис, т. е. способы образования.

В телах более высоких рангов тенденция усиления организационного начала сохраняется, хотя уровни остаются еще преимущественно вещественными, вплоть до уровня субрегиональных свит — фаций. В самом деле, образование турбидитового многослоя — ЭЦ — и даже слоев русловых песчаников в аллювии аналогично образованию горной породы: кристаллизации расплава или рассола; акту, часто быстрому, мгновенному, отложению из грубой суспензии и т. п. В этих актах еще нет развития, истории, это генезис в «чистом виде», акты «творения». В полигенетичности более сложных ЭЦ (флишевых, угленосных), уже просматривается элемент развития (совмещение, парагенезис, разнородных генетических типов отложений — механогенных и фоновых биогенных), но и это еще не выводит данные многослойные тела из ранга вещественных и генетических, хотя в них уже большее историко-геологическое содержание, выраженное парагенетическим совмещением на одной точке морского дна часто весьма разнородных образований. Историко-геологические черты циклотем, парагенераций, мезоциклитов ослабляются многочисленностью подобных сложных тел, их монотонностью и однообразием — свидетельствами доминирования одинаковых актов или процессов, к тому же «привязанных» к определенной обстановке — фации. Последние, как и макроциклиты, являясь в основном литологическими по содержанию, должны также относиться к интервалу структурно-вещественных тел. Они заканчивают диапазон собственно вещественных уровней и предваряют диапазон уже в основном структурных, «организационных», историко-геологических рангов.

Низшей ЭЯ этого историко-геологического диапазона является *регсвита* (иногда — серия) — парагенез фаций, формационная единица, нередко рассматриваемая как конкретная формация. Их целостность и неделимость (обязательное свойство ЭЯ) обеспечиваются фациальной, может быть, точнее, формационной (и циклитовой) структурой: они могут быть расчленены лишь на фации, т. е. для данного уровня несамостоятельные (в историко-геологическом отношении, т. е. не отвечающие порознь этапам развития целостных геологических структур) единицы — они лишь части (или органы) свиты (целостного организма). Свита и отвечающая ей в генетическом ряду понятий формация — наименьшие чисто геологические единицы (или единица), сущность которых уже не определяется в общем случае «актами творения» и петрографическим, или литологическим, составом — набором (парагенезом) пород, который может быть совершенно одинаковым в разных свитах — формациях и, наоборот, разным в одной свите и формационном типе. В этом проявляется ана-

логия с понятием «дом» (или жилище), в которое не входит материал, из которого он построен, а лишь функциональная (= фациальная) структура — наличие стен, крыши, потолка и т. д.

Целостность свит выражается завершенностью замкнутостью строения (это или мегациклит или целостный ансамбль фаций) — отражение законченности порождающего свиту этапа развития, который от следующего или предшествующего нередко определяется перерывом осадконакопления. Последний, однако, может «срезать» слои свиты несогласно (размыв) и оставлять ее структуру незавершенной, способной наращиваться сверху и с флангов. Эта некоторая открытость строения — свойство не ЭЯ, а геологического тела, но оно проступает слабо. Тем не менее структурная, организационная двойственность свит — формаций показательна для тел этого диапазона, что намечалось и в конце предшествующего. Наличие серий формационно однородных свит (флиш на флише, нередко до 4—5 в непрерывном разрезе; одна угленосная формация может залегать на другой и т. д.) — геологических тел данного ранга — признак ЭЯ у свиты. Однако он проявляется далеко не всегда.

Во всех случаях уровень свит — формаций означает более резкий качественный скачок по сравнению со скачками между уровнями одного диапазона. Это отражено на схеме (см. табл. 16.1) сдвигом структурно-исторического диапазона относительно вещественного вправо, в сторону геологических тел. Образование свиты — формации уже не акт или событие, а результат длительного этапа развития, чаще всего результат законченного круга региональных явлений, т. е. представляет собой региональный осадочный цикл (макро- или мегацикл). Его целостность (как и целостность порожденного им тела — макро- или мегациклита) обусловлена историко-геологическим единством места, условий образования и этапа развития региона или бассейна седиментации. Регсвита, или региональный осадочный циклит, имеют свое литологическое лицо, но в общем случае не оно является для них определяющим или специфичным. И по основному методу вычленения из разреза свита (формация) также не вещественная единица, а главным образом структурное, организационное понятие. Из интрузивных тел свите соответствует конкретный магматический комплекс.

Элементарный формационный циклит (ЭФЦ), состоящий как минимум из двух разноформационных свит (флиша и шлира, шлира и молассы и т. п.) — или их серий — ЭЯ более высокого ранга. Ее можно рассматривать и как ГТ — серию разнородных свит — формаций, отвечающую длительной стадии развития. Последняя часто выражается более сложным комплексом ЭФЦ — структурно-формационным этажом или мегаформационным циклитом (МФЦ), а также

стадиальными ассоциациями МФЦ. Разнородные стадиальные ряды серий или МФЦ образуют супермегациклит — геоконплекс (ГК), отвечающий, например, полному и длительному циклу развития крупного бассейна седиментации или геосинклинальному циклу. В долгоживущих геосинклиналях (Кавказ, обрамление Тихого океана и т. д.) выделяются серии однородных, т. е. геосинклинальных комплексов, верхние из которых часто остаются незавершенными к современному моменту. Более крупной ЭЯ можно считать, вероятно, платформенную систему, состоящую из фундамента — складчатого, обычно полигеосинклинального комплекса — и платформенного чехла, нередко отделенного от фундамента промежуточным, переходным комплексом.

Более крупные уровни геологических тел намечаются еще эскизнее. Можно принять земную кору континентов (ЗКК) за ГТ ранга платформенной системы, так как она уникальна, незавершена, продолжает наращиваться за счет новых платформенных систем и других мегаструктур, включая и многочисленные интрузии. В большей нижней части коры под влиянием метаморфизма и магмогенеза сильно стираются «высокоорганизационные» черты тел структурно-исторического диапазона — «квантов седиментации» разного масштаба, и они снова низводятся до «вещества», что выражается в расслоении коры на гранитный и базальтовый слои и еще более глубокий, преимущественно ультрабазитовый, слой, с которым ЗКК образует литосферу. Все это позволяет считать литосферу в основном вещественным понятием, что отражено в схеме (см. табл. 16.1) сдвигом ее влево. Земная кора океанов устроена проще, и ее ранг более низкий. По сравнению с ЗКК литосфера образует более высокий уровень геологических тел, который можно назвать геосферным; каждая геосфера единична и уникальна: атмосфера (со своим подразделением на ионосферу, стратосферу и тропосферу или иные субсферы), гидросфера (возможно, включающая и подземную, проникающую в твердую оболочку), литосфера, верхняя мантия, нижняя мантия и ядро с разуплотненной периферией. Уровень геосфер уже предкосмический, завершающий структурно-исторический диапазон, а космический начинается планета Земля — своеобразная ЭЯ. Помимо Земли в космическом диапазоне выделяются уровни планетных систем (их можно трактовать как «тела»), солнечных (звездных) систем (это ЭЯ), их ассоциаций («тела»), более сложных ЭЯ субгалактического ранга, галактики, мегагалактики (группы, или ассоциации галактик), Вселенная...

Протяженная иерархия природных объектов, включающая не менее 17 уровней (рангов), из которых 13 (со 2-го по 14-й) изучаются геологическими науками, распадается на ряд диапазонов, представляющих ту или иную качественно отличную организацию (см. табл. 16.1): I — фундаменталь-

но-вещественный (возможно, подстилаемый «волново-вещественным» диапазоном), лежащий в основании всех других выше организованных форм: космической, геологической и биологической; II — вещественно-геологический или минерально-породный, развивающийся на космических телах в прогрессивном направлении и по пути усложнения продолжающий фундаментально-вещественный; III — структурно-геологический («организационно-геологический»), или стратиграфо-тектонический, может быть наивысший уровень земных объектов и тел; IV — космический, обнимающий дискретные тела, «разделенные» полями, в историческом разрезе следующий за первым диапазоном, предшествующий геологическому и создающий базу и условия не только для геологической, но и для биологической формы движения материи и организации соответствующих тел.

Каждый из геологических диапазонов может быть подразделен на два меньших диапазона. В первом выделяется минерально-породный в узком смысле слова (ПА), или собственно вещественно-геологический (4-й и 5-й уровни), тесно связанный с молекулярным, и субдиапазон ассоциаций слоев (ПБ), т. е. структурно-вещественный (6-й и 7-й уровни), намечающий переход к преимущественно структурной форме организации. Во втором геологическом диапазоне выделяются стратиграфический (ПИА), или вещественно-структурный (уровни 8 и 9), и тектонический, или структурно-вещественный (ПИБ), охватывающий уровни 10, 11, 12 и, вероятно, 13; в нем постепенно нарастает свойство «вещественности», может быть, уже на уровне земной коры становящееся снова доминирующим, каковым оно, бесспорно, является на уровне геосфер. Не только атмосфера и гидросфера, но, вероятно, и мантия и ядро организованы *проще* литосферы и не выходят за собственно вещественный, в основном молекулярный уровень.

И в литосфере расслоение на «гранитный», «базитовый» и «ультрабазитовый» слои означает не только «стирание» границ структурных геосторических единиц — тел, но и глубокую дифференциацию (вплоть до переплавления) вещества, которое вновь определяет уровень организации. Здесь, таким образом, происходит снижение последнего, что находит отражение в характере организации эндогенных тел вообще и интрузивных в частности. Хотя уровень организации от однопородных магматических тел к расслоенным и полифазным телам, магматическим комплексам, вулканоплутоническим ассоциациям и рядам магматометаморфических ассоциаций повышается вместе с усилением структурно-исторического характера, эти тела, по-видимому, на всех уровнях остаются в основном вещественными, генетически довольно однородными, поэтому их сопоставление с уровнями более гетерогенных суперкрустальных (супракрустальных) тел

несколько условно. Однако, подобно иерархии последних, на уровне формаций (магматические комплексы) и несколько выше с увеличением гетерогенности интрузивных комплексов их историко-геологический характер становится все более (и наиболее) выраженным, а затем, при приближении к уровню геосфер, снова ослабляется. Естественное следствие доминирования вещественной характеристики эндогенных тел практически на всех уровнях — большой вклад петрографического состава и петрохимических особенностей в процедуру выделения геотемпальных формаций и их классификацию, что отражает их более определенную генетическую информативность по сравнению с вещественным составом многих осадочных формаций.

Земная кора и литосфера в целом не только имеют слоевое строение, но и расчленяются также радиальными (субвертикальными) зонами раздела на сегменты разных размеров и сложности, которые можно рассматривать как иерархии, но уже сегментно-структурной формы организации геобъектов. Наиболее крупные из них — сегменты материков и океанов, или плиты и геоблоки, — имеют глубокие корни и отражаются в неоднородности мантии. Соотношение этой иерархии со слоевой мало освещено в литературе (Вотях, 1979, 1991) и представляется достаточно сложным.

Несмотря на то что переход от одного уровня к другому — качественный скачок, в природе находится множество переходных состояний и форм, которые делают этот переход более постепенным. На атомном уровне это свободные одинарные атомы или различные их комбинации уже субмолекулярного характера, на минеральном — различные типы молекул, ионов, их надмолекулярные комбинации, кристаллиты, агрегаты надминеральные, но еще не породные массы (вады, лимонит). На породном уровне имеются, с одной стороны, моно- и полиминеральные кристаллические ассоциации — агрегаты, равновесные со средой физико-химические системы, образовавшиеся мгновенно или быстро, одноактно (как их составные части — минералы, так и агрегаты — породы, например граниты, соли, известняки и т. д.), и, с другой — резко отличные скопления — гетерогенные, парагенетические, своего рода свалки (обломочные породы как мономинеральные, так и полимиктовые), в какой-то мере уже формационного характера, несущие определенную историческую информацию геологического ранга.

Если породный уровень сложный и в свою очередь как бы многоуровневый внутри, то еще больше уровней разного ранга и характера выделяется в ассоциациях слоев. Возникает необходимость подразделения уровней геологической иерархии на *главные* и относительно второстепенные, отражающие меньшие скачки разного рода и резкости. Вероятно, к первым относятся атомный, минерально-кристаллический, пород-

но-слоевой, тесно примыкающий к минеральному, элементарно-циклитовый, формационный и геосферный.

Отличия геологических тел разных уровней и сложности проявляются в их разной подвижности, или космополитности: чем ниже уровень организации, тем шире радиус действия соответствующего тела. Естественно, наиболее широк он у объектов геохимии — атомов, субатомов, отчасти молекул — и выходит за пределы Земли. Это отражает, в частности, большую долю свободной и полусвязной (вхождение в решетку минералов в качестве «загрязняющих» элементов и т. п.) формы распространения атомов в геохимическом пространстве — времени, что объясняет охват геохимией всех геологических объектов, Земли в целом и околоземного пространства. Однако он осуществляется при значительном ограничении историко-геологической информативности объектов этого уровня.

Минеральное пространство — время вписано в геохимическое, у минералов господствует связанная форма распространения (в составе горных пород), и они более полно отражают условия (а иногда и время) своего образования и преобразования. Сужение радиуса действия, подвижности, способности к рассеянию и одновременное возрастание генетической, а затем и историко-геологической информативности имеет место в породах и более высоких по уровню организации телах, пока на формационном уровне историко-геологическое содержание и структурная сторона не станут доминирующими. Усиливается индивидуальность и неповторимость геологических тел высоких рангов, и они наиболее полно начинают отражать конкретные пространство и время своего образования и определенные условия среды, а затем (в сериях, формационных рядах и геоконплексах) и направление исторического развития. В интегрированном виде история Земли наиболее полно записана, как известно, не в региональном, а в глобальном объекте — *земной коре*: ее становление — результат сложного взаимодействия земных и космических, экзогенных и эндогенных сил, физических, химических, биологических и механических и интегрирующих их геологических процессов, вертикальной и горизонтальной дифференциации и интеграции вещества, т. е. *развития*.

Сложная и многоуровневая (не менее 12—13 уровней) *иерархия* геологических объектов отражает длительную *историю* Земли, а *структура* иерархии в целом — *направленность развития*. Последнее совершается, однако, отчетливо *циклически* — в значительной мере вследствие общей «косности» (твердости и т. п.) земного вещества: изменения в нем должны сначала *накопиться*, достичь *критической точки*, или массы, лишь потом они разрешаются преобразованием в *форму скачка*.

Качественное своеобразие форм и уровней геологических объектов, выражающееся, в частности, в специфике структуры и законов, — прекрасная иллюстрация проявления другого закона диалектики — перехода количественных изменений в качественные. Многообразие уровней природных, в частности геологических, объектов отражает общий дискретный (квантированный) характер мира и его «неисчерпаемость» как в макро-, так и в микромасштабах. Системно-уровневый подход к геологическим объектам, разработка их иерархии — необходимое условие не только более четкого определения предмета геологических наук и совершенствования их системы, но и более глубокого познания материи в широком диапазоне ее форм и законов развития.

### 16.3. ПРИНЦИПЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Историко-геологические исследования* в самом широком понимании включают не только периодизацию истории Земли и отдельных ее частей — регионов, но и использование исторического подхода и построений, по методу обратной связи, для генетических, палеогеографических, палеотектонических, минерагенических, палеогеологических и других ретро- и перспективных конструкций, т. е. становятся почти синонимом геологии. Это вполне понятно, ибо геология — историческая наука, и основной ее метод — исторический, что возводит метод в принцип, т. е. в основной подход к сбору и рассмотрению геологического материала. Поэтому и в рамках литологии, как и других геологических наук, мы не можем не начать с него, чтобы найти естественное место *основному в литологии генетическому подходу*.

Ведущая роль историко-геологического подхода (ИГП) определяется его разнообразной *синтезационной* функцией: в нем объединяются *все другие подходы*, которые могут быть при надобности развиты в самостоятельные исторические методы; на его базе производится *синтез* данных частных подходов и методов и, может быть, самое главное — в нем *органично слиты* объективное, *эмпиричное*, т. е. фактологическое изучение с обобщениями разной степени абстрагирования, и генетические, палеогеографические, палеотектонические и другие *интерпретации* и различные *прогностические построения*, обращенные как в глубь земной коры (при проектировании разрезов скважин, прогнозировании размещения полезных ископаемых и т. д.), так и в будущее (состояние геотехносферы и геологические процессы).

Основная *цель* ИГП — естественная *периодизация* истории Земли, создающая не только шкалу геологического времени, но и, самое главное, ведущая к выделению *этапов развития* регионов, бассейнов седиментации и Земли в целом.



Так как не только геологосъемочные и поисковые работы, но и все специальные исследования (включая палеогеографические, геохимические, инженерно-геологические, гидрогеологические и т. д.) невозможны без этой периодизации, ИГП является *базисным* в геологии, а основной метод его реализации — *стратиграфия* — самой главной, *фундаментальной* геологической наукой, на которой основываются тектоника, литология, петрология и все другие общие и частные, теоретические и практические науки. Прежде чем изучать любой объект геологии в каком-то целевом отношении, он должен получить «прописку» в геологическом пространстве и времени. Без этих координат литологическое, минерагеническое, геохимическое и даже палеонтологическое и любое другое изучение производиться не может (это было бы нарушением главной заповеди геолога), объект не будет понят, а полученные частные данные нельзя правильно истолковать как для теории, так и для практики. Изолированно объекты в геологии не изучаются. Почти всегда главное в объекте — принадлежность к определенному этапу развития и к определенной структуре: этим будет сказано о нем если не все, то во всяком случае решающее. Поэтому *первый принцип* историко-геологических исследований (ИГИ) — это *примат историко-геологического подхода*.

*Второй принцип* ИГИ, вытекающий из первого, — *преимущественное значение имеет региональная стратиграфия*, или геостратиграфия, — основа ИГП и *прямо нацеленная* на выделение комплексов слоев, отвечающих естественным (т. е. свойственным именно данному региону) этапам развития региона или бассейна осадконакопления. Региональная стратиграфия противопоставляется при этом литостратиграфии, биостратиграфии и другим частным подходам, которые как таковые входят в регстратиграфию, хотя имеют и самостоятельное значение. Основы регстратиграфии разработал выдающийся геолог Г. П. Леонов (1973, 1974 и др.), показавший региональную природу основных подразделений международной геохронологической шкалы, которые были выделены преимущественно в Западной Европе (пермь — в России).

*Третий принцип*, развивающий второй, — *независимость* от тех или иных генетических классификаций и стратиграфических схем других регионов *при выделении* стратиграфических единиц исследуемого региона. Это обеспечивает объективный и непредвзятый подход, т. е. строгую научность. Он в сущности *эмпирический*, ориентирующий как бы на пассивное «следование природе», выискивание в ней границ раздела «квантов седиментации» регионального масштаба, а не на подход к ней с предвзятой меркой, например с общей геохронологической, биостратиграфической, магнито-стратиграфической или иной внешней шкалой. Региональные единицы

следует не подгонять под границы этих шкал, оказывающиеся почти всегда (исключение — районы их первичного выделения) искусственными, а выделять независимо от них, но используя их для определения возраста и межпровинциальных, межрегиональных или межбассейновых корреляций.

Принцип независимости не исключает, а наоборот (в этом диалектика познания), предполагает использование, по методу обратной связи (для наведения, ориентировки, прикидки), и рабочих гипотез об условиях и способах образования толщ, а также использование уже известных для соседних районов стратиграфических схем. Необходимо учитывать и выявленную периодичность исторического развития данной, соседней и более отдаленных областей. Без этого исследование было бы слишком эмпирическим, и Г. П. Леонов предупреждал об односторонней или чрезмерной эмпиричности.

*Четвертый принцип*, развивающий третий, — принцип *естественности*: регионально-стратиграфические, или геоисторические, подразделения должны быть *естественными*, т. е. морфологически выраженными четкими отличиями состава, строения или редкими границами от смежных тел того же ранга, что выражается в их *картируемости*. Особенно ценны для этого *стратиграфические перерывы*, резкость которых обычно отражает длительность их и ту или иную перестройку плана седиментации. Комплексы слоев, ограниченные перерывами, выделены, как бы нарезаны (квантированы) самой природой, «чтобы» выразить этапы развития геологического региона или его структурной зоны.

*Пятым* можно считать *принцип примата* особенностей строения геостратиграфических единиц *перед* их *литологическим составом*, так как в общем случае не породный состав, а фациальная или циклитовая структура определяет их целостность в историко-геологическом отношении — ИГО (соответствие этапу развития региона). Это понимали основатели региональной стратиграфии И. Г. Леманн (1756, 1779) и Г. Х. Фюксель (1762), а Л. фон Бух (1809) блестяще проиллюстрировал на примере понятия «дом» (жилище): к последнему не относится представление о материале, веществе, из которого он построен, потому что дома могут быть деревянными, каменными или иными, часто смешанными по материалу, который, таким образом, может быть характерен лишь для конкретного дома; общее же понятие «дом» выражается его функциональными элементами (как бы фациями — частями, составляющими целое) — стенами, крышей и др. Так и с регединицами: они могут иметь любой породный состав, в том числе и одинаковый с соседними единицами, а их историко-геологическую целостность (ИГЦ) выражает внутренняя фациальная или циклитовая структура.

*Шестой* — *принцип структурной целостности* стратиграфических единиц, определяющих их неделимость. Целост-

ность не литологическая, а историко-геологическая, следовательно, и структурная: единицы не могут быть расчленены на более мелкие без потери главного свойства или качества (это признак элементарной ячейки), по которому должны отпечатываться также целостному, законченному этапу развития региона. Например, свиту можно расчленить на фации (или циклиты; рис. 16.2), но они уже не являются целостными в ИГО единицами, так как отвечают не этапам, а фазам развития и не всего целостного региона, а лишь отдельной зоны, структурно мало обособленной. Поэтому фации обычно разновозрастны в разных частях зоны или бассейна. Фации целостны лишь литологически и генетически, точнее — палеогеографически.

*Седьмой — фациальный принцип — главный при выделении из разрезов внутренне историко-геологически связанных целостностей*, т. е. толщ слоев — парагенезов фаций, составляющих структурно и исторически целостные единицы — свиты (см. рис. 16.2, А, Б; рис. 20.1—20.3, 20.5). Этот принцип, развивающий принцип фаций А. Грессли (1838), — сердцевина метода Г. П. Леонова, который им пользовался на всех стадиях стратиграфических исследований: от начальных — первичного сопоставления (корреляции) разрезов (для чего А. Грессли в первую очередь и разработал метод фаций, см. гл. 19), — до выделения геостратиграфических подразделений. Фациональная изменчивость отложений и ее направление, взаимоотношения фаций — фациальная структура свит или конкретных формаций — делают их неделимыми (целостными) и индивидуальными, неповторимыми. Классификация таких фаций, в основном индивидуальных и «несамостоятельных», т. е. подчиненных целостным, «самостоятельным» единицам, не имеют большого методического значения и могут быть лишь вспомогательными, преимущественно региональными. Да и выделяться они могут по разным признакам и с разной детальностью, в зависимости от характера толщ, цели и задач дифференцирования свиты (формации) на фации.

*Восьмой — принцип формационности*, ведущий к выделению таких объективных геологических тел, которые были бы полноценными и ИГО, т. е. представляли бы конкретные геологические формации (КГФ). Региональная стратиграфия, таким образом, смыкается с учением о геологических формациях — формациологией — и перерастает в нее (см. гл. 20). Выделенные в рамках региональной стратиграфии свиты — конкретные формации — далее, в формациологии, истолковываются (интерпретируются) как *формационные типы* (флиш, моласса, шпир и т. д.), т. е. как собственно формации, или *абстрактные формации*.

Перечисленные восемь принципов историко-геологических исследований реализуются в региональной стратиграфии, что

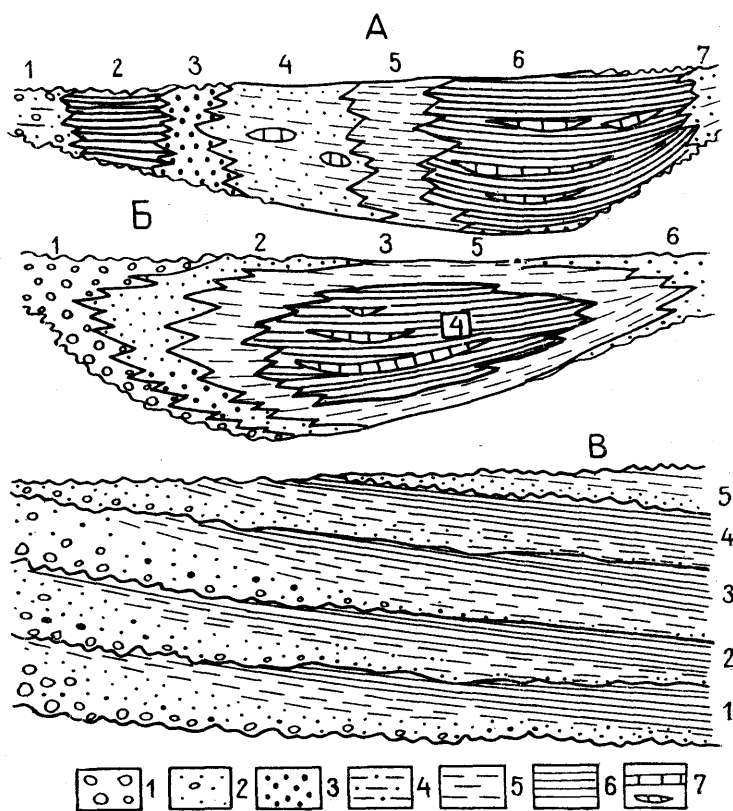


Рис. 16.2. Схема строения регсвит трех типов:

А — фациальная структура при стабильном в течение этапа развития расположении обстановок осадконакопления, или ландшафтных фаций. 1—7 — фации: 1 — прибрежно-континентальная, в основном дельтовая или аллювиально-равнинная песчано-глинистая; 2 — лагунная илстая; 3 — фация песчаного барьера; 4 — в основном песчаная прибереговая; 5 — в основном алевритовая субосевая (субцентральная); 6 — илстая с известняками, наиболее глубоководная, практически центральная (осевая); 7 — песчано-глинистая, сходная с фацией 4, но противоположная по положению в бассейне. Б — фациальная структура в виде чечевицы или линзы, отвечающая проресциклиту и миграциям фаций на протяжении этапа. Фации: 1 — конгломератовая, 2 — песчаная, 3 и 5 — алевритовые противоположных бортов, 4 — центральная, осевая, обычно наиболее тонкая, илстая, с известняками, т. е. наиболее глубоководная, 6 — песчаная другого борта. В — циклитовая структура — макроциклит. Миграция фаций происходила при формировании мезоциклитов (1—5 в вертикальном ряду), но в целом оставалась стабильной. 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — пески с галькой; 3 — крупно-грубозернистые пески (А, Б) и примесь гравия (В); 4 — пески мелко-тонкозернистые; 5 — алевриты; 6 — глины; 7 — прослои и линзы известняков (на профилях А и Б)

и делает ее основанием геологии. Фундаментальность региональной стратиграфии обнаруживается и в ее методах (см. 16.4).

## 16.4. МЕТОДЫ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Историко-геологические исследования (ИГИ) не сводятся только к региональной стратиграфии, хотя последняя и составляет их сердцевину и основу. К ним относятся также изучение этапности развития биоса в рамках палеонтологии, развития магматизма и выделение магматических или тектономагматических циклов разного порядка (в петрографии), выделение структурно-тектонических ярусов и на этой основе тектоническая периодизация Земли, а также ряд частных направлений (климато-, магнито-, ритмо-сеймо- и тифро-стратиграфии, радиогеохронология и т. п.), большая часть которых синтезируется региональной стратиграфией, хотя могут мыслиться и как относительно самостоятельные. «...Примат региональных стратиграфических исследований совершенно очевиден и, как справедливо подчеркивалось Г. П. Леоновым, именно с ним и связаны все основные достижения стратиграфии, начиная с выделения систем до разработки зональных шкал» (Меннер, 1987, с. 11). «...Региональная стратиграфия — это фундамент стратиграфии, с нею связаны все исходные стандарты стратиграфии: объемы любых региональных стратиграфических подразделений (выраженные через категорию стратотипов) и границы любых стратиграфических подразделений (выраженные через стратотипы границ — лимитотипы). Все это *реальная* конкретная стратиграфия, с ней нет ничего условного, временного или вспомогательного, это вечный фундамент стратиграфии» (Сokolov, 1987, с. 18).

Региональная стратиграфия разработала большой и сложный комплекс методов, который лучше представить по стадиям регионально-стратиграфических исследований (РСИ): 1) описание и расчленение конкретных разрезов; 2) сопоставление (корреляция) разрезов; 3) расчленение отложений на регионально-стратиграфические единицы и 4) определение геологического возраста этих единиц (Леонов, 1953, 1961, 1964, 1973, 1974; Фролов, 1965, 1984 и др.).

### 16.4.1. ОПИСАНИЕ И РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Всякая стратиграфия начинается с описания единичных разрезов, будь то отдельная скважина, естественный разрез по долине реки или серия сближенных разрезов, взаимно дополняющих друг друга и воспринимаемых как один разрез. Обычно сначала производится *последовательное описание* с необходимой или заданной *детальностью*, определяемой также

мощностью разреза; маломощные платформенные формации описываются детальнее (слой за слоем, с малым «шагом» — 0.5—1 м или меньше), чем километровые толщи подвижных зон (описание их нередко ограничивается «слоями» — пачками в сотни метров). В качестве слоев всегда выделяются *естественные тела* — простые монопородные или многослойные, — ограниченные ясными, нередко резкими границами. Эти тела можно называть *квантами седиментации*, так как они «нарезаны» природой — процессом осадконакопления — и отражают его изменения, пульсации или внешние события (пеллопады, суспензионный поток, катастрофические наводнения, бури в пустыне и т. д.).

Мощные терригенные, терригенно-карбонатные, терригенно-кремневые и вулканитовые толщи сложены сравнительно тонкими (доли метра — первые метры) слоями, обычно разделенными четкими границами. Они, как правило, ясно цикличны, и их элементарные циклиты (ЭЦ), например флишевые, молассовые или шлировые, также большей частью выделяются по ясным границам, часто обозначенным или подчеркнутым признаками размыва или перерыва осадконакопления. В качестве «слоя» выделяют и эти многослойные — ЭЦ. Когда такая детальность не требуется, разрез описывается по мезоциклитам (МзЦ), границы которых, однако, обычно нечеткие, условные. Чаще всего они сложены однообразными ЭЦ. Поэтому бывает достаточно подробно описать какой-то один из таких ЭЦ, и он как элементарная ячейка представит остальные.

При описании таких мощных и монотонных толщ возникает проблема сокращения описания. Она решается типизацией слоев, их индексацией, применением табличной формы описания и некоторыми другими приемами. Монотонные толщи обычно сложены немногими разновидностями пород — слоев, которые многократно (во флише — тысячи раз) повторяются в разрезе, и эта повторяемость облегчает их типизацию, так как легче видится общее «лицо» слоев. Типы слоев — литотипы (ЛТ) — индексируются, например, начальными буквами породы и цифрой — условным номером типа в каком-то их списке, например П1 — песчаник первого типа, который один раз описывается подробно, по всем литологическим (структура, текстура, минеральный состав, физические свойства, цемент, включения и т. д.), геологическим (толщина, или мощность форма тела, контакты и др.), палеонтологическим, внешним (цвет и др.) и другим чем-то выделяющимся признакам. Во флише обычно выделяется до 5—7 ЛТ песчаников. Они различаются в основном зернистостью и сортировкой, меньше текстурой. Минеральный состав остается часто неизменным во всей формации. Для выявления циклитовости достаточно фиксировать индекс типа и толщину слоя, иногда добавив какие-то интересные отличия от типа, отра-

жающие вариации его признака, если последний не дает основания для выделения слоя в отдельный тип или подтип (разновидность). Параллельно можно строить таблицу типов и вести их инвентаризацию и группировку по разным признакам.

Описание разреза по циклитам более сжатое и экономное. Если толщина позволяет, типизируют и индексируют и ЭЦ. Так можно проще описать толщину и установить распределение типов ЭЦ в разрезе. Полезно рядом с индексом ЛТ или типа ЭЦ давать и их генетическую расшифровку, если она очевидна или вероятна. Сомнительная генетическая расшифровка ЛТ дается со знаком вопроса. Потом она уточняется или отвергается и заменяется новой. Во флише ясными генетическими типами (ГТ) являются турбидиты и планктоногенные фоновые отложения, а также прослой пепловых туфов, в шлере и молассе — пласты углей, строматолитов, солей и др.

Колонка в виде рисунка позволяет еще более сократить описание, но она строится не только для этой цели. В настоящее время геологи всех стран вырабатывают некоторые стандартные требования к колонкам: необходимая *детальность*, (крупность масштаба), чтобы показать и маломощные, тонкие, но важные слои; рядом с литологической колонкой дают *другие колонки* (текстур, биовключений, конкреций и т. п.), *приколоночную кривую гранулометрии* — циклограмму (или неправильно именуемую ритмограмму), *индексы литотипов и генотипов*, номера образцов и другие признаки (цвет, характерные минералы и т. д.). Все это помещают обычно справа от литоколонки, а слева — обычные стратиграфические индексы, а также порядковые номера циклитов и индексы их типов. Комплексные колонки могут заменить текстовое описание или его сократить, но лучше давать и то и другое, так как они дублируют друг друга (для уверенности сохранения информации) и различаются целями документации, одинаково важными для последующей обработки и обобщения.

Описание разрезов сопровождается *опробованием* — взятием образцов или проб для последующего лабораторного их изучения и контроля полевых определений. Размер и количество образцов задаются целями или программой изучения и возможностью их обработки, хотя какое-то число образцов неплохо брать «про запас». Особенно это относится к интересным или уникальным текстурам, структурным и другим образцам. Нормы по геологической съемке разного масштаба определяют количество и размер (обычно  $2-5 \times 5-6 \times 7-10$  см) образцов «для отчета». Но для литологического изучения необходимо иметь серию образцов из всех литотипов и их разновидностей, причем эту серию надо повторять по разрезу несколько раз, даже если видимых изменений не наблюдается. Как минимум, надо серийно опробовать низ,

среднюю и верхнюю части разреза свиты или подсвиты. В образцах должны быть представлены и все элементы циклитов. Отдельным кусочком (3×3×3 см) надо брать образец на шлиф (а иногда и два — для шлифования не только поперек слоистости, но и вдоль нее), еще один — на химический анализ, если имеет смысл и предстоит его производить. Для специального изучения (гранулометрический, иммерсионный, битуминологический и другие анализы) также берут обычно специальные образцы.

Расчленение разреза производится прежде всего по макроскопическим литологическим признакам и особенностям строения. В качестве литологических стратиграфических единиц выделяют пачки, толщи и сугубо локальные литосвиты — песчаные, глинистые, известняковые и т. п. Более ценно в стратиграфическом и историко-геологическом отношении выделение циклитов разных рангов как местных стратиграфических единиц, что требует уже более глубокого анализа границ и внутреннего строения этих многослоев (см. гл. 17) по сравнению с чисто литологическим расчленением, во многом как бы пассивным, автоматическим и ясным. Циклостратиграфические единицы выделяются на основании тесной связи слоев (вплоть до постепенных переходов между ними и фациальных взаимоотношений) внутри циклитов и резких, часто перерывных границ между циклитами. О длительности перерывов объективно и наглядно свидетельствуют мощность (толщина) кор выветривания и глубина элювиальной переработки верхней части подстилающего циклита.

Для предстоящего расчленения отложений на площади их развития полезно производить субординацию границ по резкости или длительности перерывов, т. е. выполнять своего рода дискриминационный анализ. Наиболее резкие границы претендуют на ограничение региональных единиц (см. 16.4.3).

#### 16.4.2. КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Центральным *самым ответственным* моментом любых стратиграфических исследований является *стратиграфическая корреляция*, или *сопоставление* разрезов. Им определяется качество стратиграфических единиц и их историко-геологическая информативность, а также надежность тектонических, палеогеографических и других реконструкций и поисковых рекомендаций. Основная задача корреляции — параллелизовать, т. е. посчитать одновозрастными, слои изолированных разрезов, накопившиеся за один и тот же этап или его фазу, и не отнести к ним слои иного возраста. С увеличением дробности расчленения корреляция должна быть более точной вплоть до сопоставления пласта с пластом, например на месторождениях полезных ископаемых или инженерно-геологических объектах.



Корреляция разрезов — наука, граничащая с искусством, так как нередко помогают узнать в другом разрезе разновозрастный горизонт, казалось бы, совсем незначительные признаки: характерная сдвоенность или строенность пластов песчаников и других пород, необычные включения, текстуры, оттенки цвета и т. д. Мой учитель, опытный стратиграф, изучавший один из труднейших объектов — континентальные пермские отложения востока Русской плиты, профессор А. Н. Мазарович говорил, что можно сопоставлять разрезы даже по пуговицам, если кто-то их в свое время разбросал на площади. Природа нередко разбрасывает вулканокласты, тектиты, раковины (штормами они заносятся в глубь континентов), красную эоловую пыль и т. д., а в последние десятилетия — материал взрывов атомных бомб. Число корреляционных признаков, вероятно, превосходит сотню, и оно постоянно увеличивается, что требует их систематизации. Увеличивается и число методов корреляции.

Основные стратиграфические корреляционные признаки и методы можно объединить в 10—12 групп:

1. Циклитовость и другие особенности строения отложений.
2. Выявление направления фациальной изменчивости (фациальный метод).
3. Перерывы осадконакопления.
4. Органические остатки (палеонтологическая корреляция).
5. Терригенные компоненты.
6. Ореолы рассеяния элементов (геохимические методы).
7. События (событийная стратиграфия).
8. Климатостратиграфия.
9. Магнитостратиграфия.
10. Литогенетические признаки.
11. Степень метаморфизации.
12. Определение абсолютного возраста.

16.4.2.1. **Циклитовость** (см. гл. 17) и другие черты макростроения толщ, включая и маркирующие горизонты, — одни из основных корреляционных признаков, которые прямо выражают режим и смену форм осадконакопления и обычно обладают большими «радиусами действия», т. е. прослеживаются на всей площади бассейна седиментации или его значительной части. При этом руководствуются *эмпирическим правилом: выдержанность* (прослеживаемость на площади) *циклитов всегда большая, чем у слоев, пачек и других элементов этих циклитов*. Это справедливо для всех генетических типов циклитов: эвстатических, событийных, трансгрессивно-регрессивных и тектонических (перечислены в порядке убывания выдержанности). *Другое правило* определяет статистическую зависимость толщины (мощности) и выдержанности циклитов, в целом прямо пропорциональную: *чем*

*мощнее циклит, тем он более выдержан на площади и более ценен для корреляции разрезов. Однако и многие тонкие флишевые циклиты узнаются на расстоянии в десятки и сотни километров.*

Хотя в любой осадочной толще может быть открыта своя цикличность, ее строение может восприниматься и нециклическим, но характерным, например, как последовательная смена чем-то индивидуализированных пачек или слоев пород. Если такая последовательность и характерные черты слоев узнаются в отдаленных разрезах, они используются для корреляции, которая получила название *«сопоставление по последовательности напластования»*. Простота и ясность обеспечили методу исключительно большую популярность, хотя почти все геологи сознавали и опасность: без учета фациального скольжения литологических границ по разрезу это часто приводило к ошибкам корреляции (см. непосредственно ниже).

**16.4.2.2. Фациальный метод корреляции разрезов** на первый взгляд абсурден, ибо фациальность противоположна выдержанности, т. е. стратиграфичности (см. гл. 19): фациальная изменчивость отложений (естественно, на площади, т. е. в горизонтальном направлении), особенно быстрая, сильно затрудняет или делает невозможным сопоставление по последовательности напластования. Например, граница между песчаной и глинистой пачками в соседнем разрезе может оказаться на другом стратиграфическом уровне — в середине или даже в нижней части интервала, занятого песчаными отложениями в первом разрезе: литологическая граница между песчаной и глинистой пачками оказывается здесь не стратиграфической, а фациальной, сильно «скользящей по разрезу».

И тем не менее А. Грессли (1838) именно фациальный метод использовал для сопоставления разрезов, введя в геологию парадокс. На первой же странице своего классического труда по стратиграфии триасовых и юрских отложений кантона Солеруа (Юрские горы, Швейцария) он писал: «Вместо того чтобы довольствоваться некоторым числом вертикальных разрезов, используемых как типовые, я стремился проследивать каждый горизонт (terrain) в его горизонтальном распространении, насколько это возможно, и изучал все его изменения (модификации), которые я назвал *фациями* (facies), т. е. «лицами» горизонта в определенном месте или участке. При этом Грессли фактически устанавливал не только скольжение литологических границ по разрезу (т. е. по возрасту), но и *направление фациальной изменчивости*, а оно позволяло *предвидеть* поведение фациальных границ в следующих разрезах: масштаб замещения одной фации другой и в конечном итоге — *положение уровней разновозрастности*, или стратиграфических границ, если они оказываются

на определенных участках внутри литологически однообразных толщ.

Разрезы Грессли сопоставлял, таким образом, не просто по последовательности напластования, а со знанием масштаба и характера фациальных замещений одних литологических тел другими. Это уже иной, может быть, *самый высокий уровень стратиграфической корреляции*, так как он основан на *главном законе композиции* целостных историко-геологических единиц — *законе фациальной изменчивости*, определяющей главные черты строения отложений на площади.

Фациальный метод корреляции требует хорошей обнаженности и горизонтального или не сильно складчатого строения, как, например, в Юрских горах, в Крыму (верхняя юра, мел и третичные отложения) и на Кавказе, особенно в Дагестане. Непосредственно проследить пласты на площади можно и по *аэрофотоснимкам*, разрешающая способность которых в настоящее время позволяет видеть тончайшие переходы и такие мелкие детали (наряду с крупными), которые иногда пропускаются даже при пеших маршрутах по земле. Помимо недостаточной обнаженности метод ограничивает недоступность слоев для наблюдения в синклиналиях структурах. Тогда сочетают *непосредственное* проследивание на поверхности с изучением *керна буровых скважин*, что фактически является сопоставлением по последовательности напластования. Однако при достаточной *густоте* скважин (на угольных, нефтяных и других месторождениях) сопоставление приближается к «непосредственному» (методом проследивания). Во всех случаях оно наиболее полно и уверенно выполняется *по простиранию* слоев при наклонном залегании. В последние два десятилетия сейсмостратиграфия дала новое дыхание методу Грессли (Сейсмическая..., 1982 и др.).

Фациальный метод корреляции в более сложном и менее непосредственном виде применяется и *при сопоставлении изолированных разрезов*, в том числе и разрезов скважин. Для этого необходимо его сочетание с палеонтологическими, изотопногеохронологическими, событийными и другими методами корреляции и методами *выявления изохронных границ* (например, тонких прослоев туфов), «держась» за которые, как за веревочку, можно при сопоставлении выявлять и фациальную изменчивость и ее направление, что и позволяет ориентироваться в скольжении или выдержанности литологических границ при экстраполировании на другие площади. Расстояния между изолированными разрезами, допускающими применение фациального метода корреляции, не должны быть такими большими, при которых они оказались бы в *разных фациальных рядах* (в разных фациальных системах), например на разных бортах бассейна седиментации. Это расстояние, или отдаленность, в пределах одного фациального ряда (например, на одном борту бассейна) определяется

*фациальной выдержанностью* отложений и может увеличиваться при возрастании фациальной устойчивости до десятков и сотен километров. По *простирацию палеоберега* оно будет значительно большим, чем *вкрест* простираения, в направлении *наибольшего градиента фациальной изменчивости*. Многие из этих трудностей преодолеваются сейсмостратиграфией; на сейсморазрезах слои прослеживаются непосредственно.

**16.4.2.3. Перерывы осадконакопления** всегда считались важнейшим корреляционным признаком прежде всего из-за обычно ясной видимости. Но и историко-геологическое значение их велико, так как они, в зависимости от длительности и широты радиуса действия, означают перестройку фациального или структурного плана или смену событий, условий и процессов. При перестройке нередко меняется и фациальная или циклическая структура толщ, а это уже «объемный» (трехмерный) признак.

Корреляционный «вес» перерыва определяется его радиусом действия и выраженностью. Хотя нет не только глобальных, но и повсеместных внутрибассейновых (за редким исключением) перерывов, они почти всегда прослеживаются на больших площадях, чем геологические тела; последние, кроме того, могут несогласно срезаться перерывами. Это обстоятельство не позволяет считать «кровлю» нижней толщи, ограниченной сверху поверхностью перерыва, строго разновозрастной (к поверхности перерыва снизу могут «подходить» слои разного стратиграфического положения внутри формации); но для регионального подразделения ее можно принять как стратиграфическую.

Перерывы можно подразделять на внутрициклитовые (в том числе и внутри элементарных циклитов, например флишевых — между турбидитами и планктоногенными отложениями), межциклитовые разных рангов, включая и внутриформационные, межформационные и межсерийные и т. д. В целом в этом ряду увеличивается и длительность перерывов, варьирующая от нескольких лет до десятков миллионов лет и больше. Нередко длительность перерыва, или неосадконакопления, превосходит во много раз фазы седиментации, особенно на платформах. Если мы хотим восстановить реальную геологическую историю региона, мы не должны просто «выбрасывать» из информационного ряда эти периоды, часто весьма важные и в практическом отношении (с ними связано формирование многих полезных ископаемых). Необходимо восстанавливать условия и процессы, падающие на время перерыва.

Выявление и литогенетическое изучение *кор выветривания*, т. е. не только поверхности перерыва, но и геологического тела (в трехмерном пространстве), сформированного за этот период (см. ч. I, гл. 3), а также коррелятивных отложе-

ний, позволяют наполнить его содержанием, ибо *толщина* (мощность) кор и *глубина выветривания* (генетические типы элювия и их последовательное наложение друг на друга) — четкая *мера времени* воздействия его агентов (Фролов, 1984). Так как выветривание повсеместно, коры выветривания формируются и на морском дне без его осушения, нередко и на дне океанов и его поднятиях. Поэтому перерывы совершаются, казалось бы, и при «непрерывном» осадконакоплении, без тектонических движений и трансгрессий—регрессий.

Перерывы обычны сопровождаются *размывом*, т. е. уничтожением ранее накопленных осадков, и следы размыва — неровности дна, срезание поверхностью размыва слоев, базальные образования, элювиальные изменения осадков и пород, биоаселение дна и т. д. — помогают корреляции и региональному расчленению толщ. Однако многочисленные перерывы не сопровождаются эрозией или размывом, а часто выражаются просто остановкой седиментации или таким замедлением его скорости, которое равноценно в историко-геологическом отношении перерыву: медленно накапливающиеся осадки успевают преобразоваться элювиальными агентами воздушной или водной среды как коры выветривания (панцири, эолиниты, почвы, красные пелагические глины, ЖМК, глауконититы и т. д.). Биоэлювиование — переработка илоедами осадка — может быть, самый быстрый процесс подводного выветривания, когда все осадки, например нанопланктонные, успевают быть пропущенными через кишечник «инфаунных» организмов. Биоэлювий следует рассматривать как замедленный, растянутый во времени перерыв, хотя его можно трактовать и оптимистично — как непрерывное осадконакопление.

Генетически перерывы весьма разнообразны, но непосредственных их причин немного: 1) прекращение поступления осадочного материала; 2) уничтожение его в осадке (например, растворение карбоната на сверхкритических глубинах), 3) механическая переработка осадков и пород, сопровождаемая конденсацией или 4) полным удалением эрозией или общей денудацией. Эти четыре непосредственных механизма вызываются множеством условий и процессов: возникновением на пути осадочного материала ловушек, аридизацией суши, прекращением биопродуктивности, перестройкой течений, опусканием дна ниже КГК или, наоборот, поднятием его участков даже не небольшую высоту над окружающим дном, тем более в волновую и прибойную зоны и над уровнем воды, катастрофическими штормами, бурями, наводнениями, гигантскими обвалами и оползаниями и другими событиями. Следует, однако, отличать ложные перерывы, вызванные, например, пеплопадами или отложениями турбидитов, когда резкая граница — отсутствие перехода нижнего слоя в верхний, в том числе и очень грубый, — создается не

прерыванием постоянной, фоновой седиментации, а лавинным, мгновенным осаждением сравнительно больших порций осадка. Контакт выглядит как перерыв, на деле имеет место даже сверхинтенсивная седиментация — еще один парадокс осадочного процесса. Первопричинами перерывов являются погодные или климатические изменения и тектонические движения.

**16.4.2.4. Палеонтологическая корреляция** разрезов по фоссилиям имеет давнюю историю и хорошо методически разработана палеонтологами и биостратиграфами еще с начала XIX в. Уже в конце его многие ярусы считались почти глобальными (Хронограф Е. Реневиэ, 1884 г.), а в начале XX в. С. С. Бакменом (1902) показана возможность выделения в глобальном масштабе частей ярусов и зональных подразделений (Меннер, 1987). Правда, одновременно И. Вальтером (1893), Н. И. Андрусовым (1896—1907) и другими демонстрировалась зависимость органических остатков от фаций и региональность (не глобальность) не только зон, но и ярусов. Однако это сильно не умаляет корреляционное значение фоссилий, особенно если изучена их филогенетическая смена во времени — как отражение эволюции биоса. Макро- и микрофаунистические комплексы или их зональные формы практически всегда уступают по широте распространения наземным флористическим остаткам, особенно спорам и пыльце, меньше зависящим от фаций и позволяющим сопоставлять континентальные отложения с морскими, в которые они заносятся речными потоками и эоловым путем. Последний способ действует и в обратном направлении (но в меньших масштабах) — морская микрофауна ветрами, особенно в шторма, перемещается в глубь континентов, что помогает корреляции разрезов, но мешает палеогеографии.

Корреляционное значение микрофоссилий (микрораковин, спор, пыльцы и нанопланктона), как и способность их отражать геологический возраст вмещающих толщ, сильно снижаются широко распространенным переотложением из более древних формаций в молодые: из юрских — в меловые, из последних — в третичные, четвертичные и современные. В меньшей мере это относится к макрофоссилиям.

Принцип корреляций в первом приближении прост: слои считаются одновозрастными, если они заключают одинаковые зональные формы или одинаковые комплексы непереотложенных фоссилий неширокого возрастного диапазона. Однако встречаются и усложнения, в частности циклическое появление сходных комплексов, переживших неблагоприятные этапы развития среды, сохранившиеся в экологических убежищах и при возврате оптимальных условий испытавших повторный расцвет. В принципе, можно найти отличия нового комплекса от первого, но это весьма тонкое дело. Для палеонтологической корреляции, таким образом, используют

ся «зоны распространения» (или «видовые, родовые зоны»), «конкурентные зоны, или лоны», «филозоны», «комплексные зоны» и «экозоны» (Безносков, Собецкий, 1987). Поскольку космополитных форм немного, приходится особое внимание обращать «на радиус действия» как отдельных видов, так и родов, их различных комплексов и т. д., т. е. учитывать биофаций, современные и древние, и литологические черты отложений, как важнейшие показатели среды обитания и образования ориктокомплексов («совокупностей окаменелостей из определенного местонахождения», Собецкий, 1978). Биофации мелководья отличаются наименьшими сроками существования (ценный признак для корреляции) и наибольшей изменчивостью на площади (отрицательный признак) по сравнению с биофациями более глубоких частей шельфа и других зон моря. В целом устойчивость экосистем во времени и в пространстве увеличивается с повышением их ранга (размера, объема и т. д.), что хорошо и плохо для детальной корреляции разрезов.

**16.4.2.5. Корреляция по терригенным минералам.** Терригенные минералы и в меньшей мере литокласты, подобно спорам и пылице рассеивающиеся механическими процессами на больших площадях дна морей и океанов, — хороший корреляционный признак для сопоставления континентальных и морских толщ при условии быстрой изменчивости во времени, что определяется не только сменой питающих провинций (ПП), но и изменениями петрофонда одной ПП по мере углубления эрозии, вскрывающей для разрушения новые породы. Чаще всего это выражается изменениями количественных соотношений минералов, иногда сменяющимися качественными скачками — появлением новых минералов или литокластов. Наибольшую ценность для корреляции представляют акцессорные минералы, выделяющиеся как тяжелая фракция (см. кн. 1, гл. 4), из-за своего разнообразия и большей изменчивости по разрезу.

Корреляция по терригенным минералам начала разрабатываться в начале XX в. одновременно с микрофаунистическим и микрофлористическим методами — для сопоставления многочисленных разрезов буровых скважин (на нефть), керн которых, естественно, был беден макрофоссилиями. Эти методы бурно развивались параллельно и взаимно дополняют друг друга. Корреляция по терригенным минералам (КТМ) хорошо изучена (Мильтнер, 1934, 1968; Батулин, 1947 и др.; Гроссгейм, 1961 и др.). Она естественно переросла в расчленение отложений и палеогеографические построения на их основе. Для этого используют как отдельные минералы (их ореолы рассеяния и кривые изменения содержания по разрезу), так и их комплексы — стратиграфические терригенно-минералогические комплексы (СТМК), а также терригенно-минералогические провинции — ТМП — или фации — ТМФ.

Во многих случаях хорошие результаты для сопоставления дают парные корреляции минералов, например для нижне-среднеюрских отложений Дагестана — соотношение циркона и апатита (Фролов, 1965). Выбор минералов определяется конкретными отложениями и их СТМК. Суммарно подсчитанные тяжелые минералы многократно по-разному группируются и подсчитываются не только совместно, но и отдельно по группам, например собственно терригенным, эдафогенным (глауконит, шамозит и др.) и аутигенным (сульфиды, сидерит и т. д.). Перспективно выражение содержаний минералов в виде абсолютных масс или количеств — числе зерен в единице объема породы или тяжелой фракции. Нередко стратиграфическими оказываются разновидности минералов, например желтые цирконы, приуроченные к узкому интервалу разреза основания средней юры Дагестана (Фролов, 1965).

При корреляции следует учитывать изменения соотношений минералов по гранулометрическим типам пород одной и той же толщи, например максимум граната, кианита часто падает на более крупные фракции (1—0,1 мм), а циркона, ставролита, пироксена, амфибола — на средние (0,25—0,05 мм), турмалина, рутила, апатита — на мелкие (0,1—0,01 мм). Поэтому надо стремиться сравнивать СТМК одних и тех же или близких гранулометрических типов пород и руководствоваться коэффициентом смещения Л. Б. Рухина (Н. С. Окнова).

**16.4.2.6. Геохимические методы** корреляции также основаны на ореолах рассеяния химических элементов, в основном терригенного происхождения, при массовом опробовании разреза и обычно полуколичественном или количественном определении содержаний спектральными методами. Поскольку геохимические спектры по сравнению с терригенными минералами сильнее зависят от типа породы, необходимо сопоставлять их по петротипам (Сауков, 1963, 1966, 1975 и др.). Корреляционное значение химических элементов определяется их заметной сменой по возрасту, размерами ореолов рассеяния (радиусом действия спектров или отдельных элементов) и сравнительно недорогой аналитической выявляемостью.

**16.4.2.7. Событийная корреляция.** Геологические события — идеальный стратиграфический коррелятив, если они кратковременны и необычны для фоновой седиментации и оставили заметный след в геологической летописи. Их можно разделить на космические, вулканические, тектонические и экзогенные, самые разнообразные и распространенные. Наибольшее значение для корреляции из *космических* событий в настоящее время имеют *импактиты* (Импактиты, 1981; Хрянина, 1987; и др.) — кластиты и отдельные класты и стекла, возникшие при ударе метеоритов о Землю и силой удара разбросанные на то или иное расстояние.



*Вулканические* события происходили чаще, и радиус разброса продуктов извержения достигает сотен и тысяч километров. Например, вся западная Туркмения в ачкагыльское время была покрыта пепловым витрокластическим *туфом* (слой витрокластолита 2—3 см), по своей экзотичности в разрезе хорошо узнающимся и четко прослеживаемым во всех разрезах, в которых в момент накопления условия не были механодинамичными, и *тефра* осталась непереотложенной — идеальный коррелятив: тонкий, одновозрастный и широко распространенный, несогласно накладывающийся на все фации (суша, водоемы). Многочисленные туфовые прослои, превращенные в смектитовые породы (килы, гумбрины, асканиты, гиляби и т. д.), устанавливаются в разрезах мела и кайнозоя юга России, в карбоне перми Австралии и других регионов. Для сопоставления разрезов могут служить не только туфы — непереотложенные тефровые отложения, но и продукты их скорого (после акта извержения) переотложения, если они сравнительно уверенно диагностируются как парасинхронные, т. е. не сильно оторванные от события, и поэтому могут рассматриваться как *коррелятные* с эксплозией отложения, а именно как *туффиты* и рассеянные *тефровые* (туфогенные) компоненты. Они легче устанавливаются в невулканитовом разрезе, в котором такие прослои редки. Наоборот, в вулканоосадочных формациях (девон Магнитогорского мегасинклинория) они часто практически не могут быть выявлены, ибо «сливаются» с вулканитово-кластическим фоном (все слои одинаковы).

Коррелятны с извержениями и хемогенные отложения — продукты выноса гидротермами рудных, опаловых, сульфатных и других веществ, если они имеют какую-то вулканическую метку — специфический изотопный состав, необычность геохимии и т. д. Наоборот, лавокластиты и гиалокластиты практически не имеют значения как коррелятивы из-за их малой пространственной оторванности от лав.

*Тектонические* события не часто играют роль коррелятивов, так как они большей частью совершаются медленно и длительно, т. е. являются процессами. Лишь *землетрясения*, провоцирующие обвалы, осыпи, оползни, сход мутевых потоков, цунами, снежных лавин и другие катастрофические события, оставляют заметный след в слоистой толще, и к нему можно «привязывать» разрезы.

*Экзогенные* события — бури, смерчи, ураганы, тайфуны, шторма на море, оползни, обвалы, наводнения, сели и временные потоки, прорыв вод через пороги, поворот морских течений, заморы биоса, пожары, сход мутевых потоков, прорыв подпрудных озер и многие другие — оставляют ясные следы в виде особых типов отложений и часто распространяются на большие расстояния, позволяющие увязывать разрезы в пределах их радиуса действия. Например, сильные шторма

взмучивают осадки на глубине до 400 м и оставляют характерные темпеститы (англ. «темпест» — буря, шторм) — хаотически нагроможденные седиментокластиты, вертикально поставленные раковины двустворок и т. п. Крупные оползни в морях, распространяющиеся на десятки километров, провоцирующие сход мутевых потоков, позволяют увязывать разрезы шельфа и подножия континентального склона (флиш).

Один из замечательных примеров катастрофических событий — *прорыв ледяной плотины* гигантского оз. Миссула (восток штата Вашингтон и штат Монтана, США) в позднем плейстоцене, в результате чего на огромной площади к юго-западу (долины рек Снейк, Паулз и др.) потоком глубиной до 300 м была смыта лёссовая формация (возник «Скэбленд») и размыта глубокими каньонами — «кули» — даже базальтовая миоценовая формация р. Колумбия. Это событие ознаменовалось не только «отрицательной седиментацией» — эрозией, но и отложением «потопных» и грубообломочных и землистых толщ. Отзвуки катастрофы в виде коррелятных образований обнаруживаются и далеко от ее места (Катастрофы..., 1986, с. 23—27).

*Наводнения*, особенно катастрофические после ливневых дождей, затапливают 5—7-метровыми слоями воды (по глубине) десятки и сотни тысяч квадратных километров (в Австралии, Китае, Бангладеш), разливы рек перед фронтом ледника и перед нарастающим льдом низовий рек, например, в настоящее время в Западной Сибири, производя гигантскую эрозионную, транспортирующую и седиментационную работу, на десятки лет оставляют страны в геологическом «бездействии и покое», — ценнейший репер, который помогает коррелировать резко отличающиеся разрезы. *Цунами*, подобные Курильскому (1952), смывают все рыхлое на обширных побережьях и прибрежной части моря, транспортируют этот огромный материал на шельф и континентальный склон и лавинно отлагают мощные слои, провоцируя суспензионные потоки, оползни и другие коррелятные образования. *Мутевые потоки*, нередко сходящие с периодичностью в 10—15 тыс. лет, распространяющиеся на сотни километров от устьев подводных каньонов, — также заметные события, имеющие большое значение для корреляции глубоководных отложений.

Типы и примеры экзогенных, как и иных, событий бесчисленны (к ним надо бы добавить рукотворные, человеческие), но и они убеждают, что событийный подход универсален, и поэтому надо искать следы событий и вообще «мыслить событиями», в том числе и «катастрофами».

16.4.2.8. **Климатостратиграфия**, основанная на установленной смене холодных и теплых, сухих и влажных эпох, ледниковий (гляциалов) и межледниковий (интергляциалов), помогает на этой основе коррелировать разрезы, ибо смена

климатов проявляется в многочисленных аспектах осадко-накопления часто практически глобально. Во время плейстоценовых оледенений эвстатические колебания уровня Мирового океана достигали амплитуды в 100 м и больше, и они были глобальными, несколько растянутыми во времени (но все же и довольно краткими) событиями. Во время эвстатических трансгрессий и регрессий порождается разнообразный спектр малых событий и отвечающих им отложений — хороших коррелятивов. Климатические циклы во внутренних морях (Черном, Каспийском) порождают еще более разкие колебания уровня, что используется не только для расчленения их на региональсы, но и для корреляции разрезов в восточной части Паратетиса.

**16.4.2.9. Магнитостратиграфия.** Конвекционные движения флюидов в земной коре, сравнимые с работой динамомшины, генерируют магнитное поле Земли, которое по непонятным еще до конца причинам меняет свой знак намагниченности на противоположный через квазинеправильные промежутки времени. Горные породы, формирующиеся при соответственной *намагниченности*, сохраняют ее *знак*: *прямой* (если северный конец стрелки направлен на север и наклонен вниз в Северном полушарии и вверх — в Южном) и *обратной* (если северный конец стрелки направлен к югу, и наклон ее к горизонту меняется на противоположный). Время инверсий магнитного поля и длительность периодов прямой и обратной намагниченности устанавливаются радиометрически и после этого могут служить парашкалой абсолютной геохронологии (Харленд и др., 1985; и др.). По ним производится палеомагнитная корреляция разрезов. Ближайшая к нам эпоха Брюнес (прямая намагниченность, или прямая полярность) наступила 0,73 млн лет назад (это весь плейстоцен в старом его понимании), сменившая эпоху Матуяма (обратная полярность, длительность 1,75 млн лет, подошва — 2,48 млн лет) — с несколькими эпизодами иной намагниченности (Харамильо, Олдувай, Реюньон). Более древние эпохи — Гаусс (прямая намагниченность, 2,48—3,40 млн лет, с двумя эпизодами) и Гильберт (до 5 млн лет, с четырьмя эпизодами).

**16.4.2.10. Корреляция по литологическим и литогенетическим признакам** имеет ограниченное значение, из-за их большой фацальной изменчивости, но помогает сопоставлять близкие разрезы, относящиеся к одной или соседним фациям. Например, уровень выклинивающихся в глинах пластов песчаников прослеживается карбонатными конкрециями. Это эмпирический факт, хотя удовлетворительного объяснения пока нет. Айсберговые, припайные, эоловые, штормовые и некоторые другие генетические типы отложений служат для сопоставления морских и континентальных отложений, например в карбоне и перми Австралии (морские тиллиты),

плоскогалечные конгломераты (темпеститы) нижнего палеозоя и венда, обогащение золотым кварцем с матовой поверхностью горизонтов морских и океанских отложений, геохимические фации (например, сероводородная в Черном море), глауконитовые горизонты (гальмиролититы, или подводный перлювий), горизонты генойши (глендонитов) в холодных водах, почвенные горизонты или текстуры начального почвообразования (корни растений в вертикальном положении), некоторые текстуры и, вероятно, многое другое, что может устанавливаться в каждом конкретном регионе и толще, также служат сопоставлению разрезов.

**16.4.2.11. Степень метаморфизма.** Хотя границы зон (ступеней) метаморфизма на больших расстояниях могут пересекать стратиграфические границы, степень постседиментационных изменений пород и их метаморфизация служат и для корреляции разрезов в пределах заведомо известной метаморфической зональности: то, что больше изменено, то и древнее по возрасту и ниже по разрезу.

**16.4.2.12. Определение абсолютного возраста** используется для ориентировочной параллелизации разрезов и толщ, особенно древних и немых, когда другие признаки отсутствуют или стерлись во времени. Определение возраста по изотопам углерода и урана использовалось Дж. Шапеллом для сопоставления морских коралловых террас о. Новая Гвинея (плейстоцен—голоцен—современность; см. рис. 20.7, а).

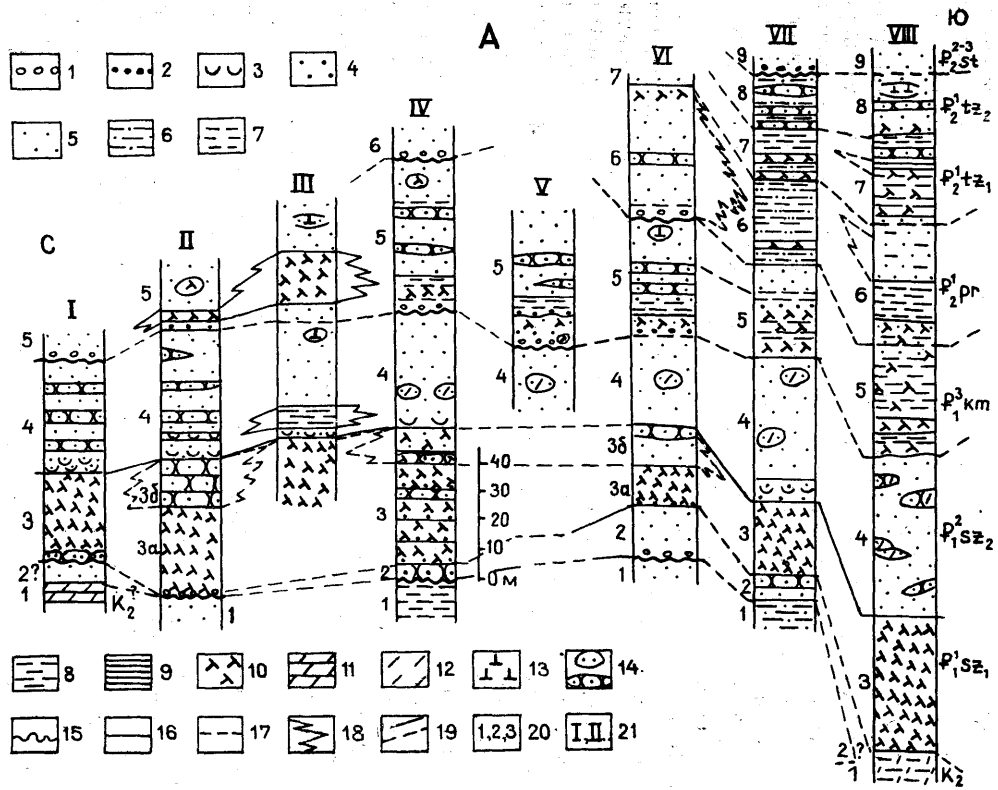
Многие из этих методов развивают классическую корреляцию по *маркирующим горизонтам*.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть решающее значение корреляции, ибо *как сопоставлялись разрезы, такой будет и стратиграфия*, особенно региональное стратиграфическое расчленение. Графически корреляция выражается *схемами сопоставления разрезов* (рис. 16.3).

### 16.4.3. РЕГИОНАЛЬНОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Если сопоставление разрезов является «центром тяжести», или фокусом, стратиграфических исследований, то региональное расчленение отложений (РСР) — их *цель*. Последняя считается достигнутой, если выделены полноценные в историко-геологическом отношении стратиграфические единицы регионального радиуса действия — региональные стратиграфические единицы (РСЕ), называемые *свитами* (иногда сериями).

В принципе, расчленение (РСР) *просто* и производится почти *автоматически*, как бы пассивно, если правильно сопоставлены разрезы: на схемах сопоставления разрезов по разным направлениям (по простиранию и вкрест его, параллельно друг другу и косо) находят стратиграфические границы (СГ) наибольшей выдержанности, т. е. протягивающие-



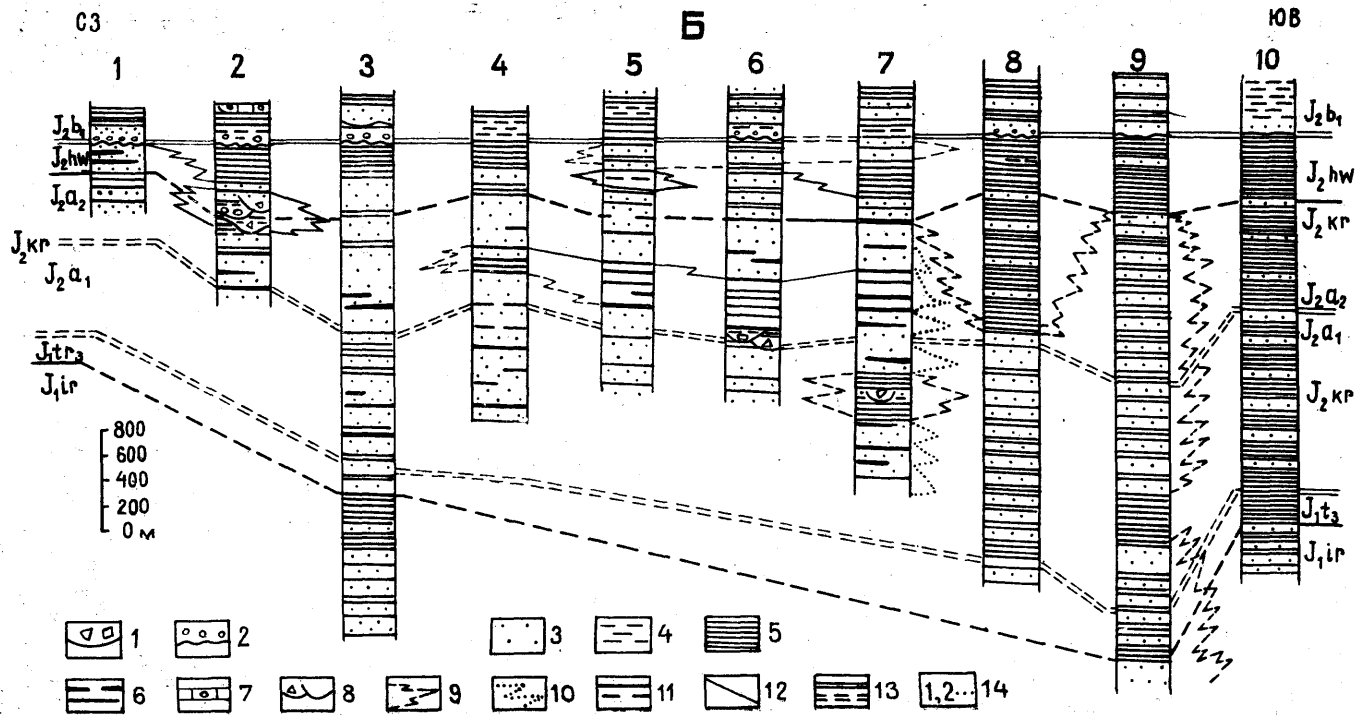


Рис. 16.3. Схемы сопоставления разрезов.

А — палеоценовые отложения Нижнего Поволжья (Леонов, 1961): 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — фосфориты перемытые; 3 — ракушники; 4 — пески крупно-грубозернистые; 5 — пески мелкозернистые; 6 — алевролиты песчаные; 7 — алевролиты; 8 — алевролиты сильноглинистые и глины сильноалевритовые; 9 — глины; 10 — опоки, трепелы и опоко-вые; 11 — мергели; 12 — мергелистость; 13 — известковитость; 14 — кремневые конкреции и пласты песчаников; 15 — граница со следами размыва; 16 — граница без заметного размыва; 17 — «граница» стратиграфическая, морфологически не выраженная; 18 — фациальное замещение; 19 — сопоставление уверенное и предполагаемое; 20 — номера слоев — свит или подсвит; 21 — номера разрезов: I — Саратов, Лысяя гора; II — села Даниловка, Щербаковка; III — Нижняя Добринка; IV — г. Камышин; V — с. Антоновка; VI — села Балыклей, Пролейка; VII — Волгоград, пос. Рынок (скважины); VIII — г. Красноармейск. Индексы свит:  $P_1^{1-2} sz$  — сызранская;  $P_1^3 km$  — камышинская;  $P_2^1 rg$  — пролейская;  $P_2^1 tz$  — царицинская;  $P_2^{2-3} st$  — сталинградская.

Б — нижне-среднеюрские отложения Дагестана (Фролов, 1965): 1 — конгломерации прорыва дельтовых протоков; 2 — прослой конгломератов и гравия дальнего приноса; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глины и аргиллиты; 6 — пласты и линзы углей; 7 — известняки с галькой; 8 — эрозионные врезы; 9 — фациальное замещение; 10 — фациальное замещение угленосной фации неугленосной; 11 — граница регионально-стратиграфическая; 12 — граница литологическая местная; 13 — граница ярусов и подъярусов; 14 — номера разрезов: 1 — хр. Салатау; 2 — р. Гамри-Озень, с. Тирисанчи; 3 — р. Каракойсу; 4 — с. Уллучай; 5 — р. Уллучай; 6 — р. Рубасчай; 7 — р. Чирахчай; 8 — села Шовкра — Бурши; 9 — хр. Сурфун-ял; 10 — р. Самур

ся на одном уровне как можно дальше и шире, и они принимаются за СГ первого ранга или качества, т. е. за границы главных подразделений — свит или серий. *Литологические границы*, таким образом, как бы *взвешиваются на весах стратиграфичности* (выдержанности) и разделяются (дискриминируются) на *стратиграфические* разного достоинства (по выдержанности) и *фациальные*, скользящие по разрезу, т. е. поднимающиеся (омоложающиеся) или опускающиеся (удревяющиеся) на площади (в других разрезах). По менее выдержанным границам выделяются стратиграфические единицы (СЕ) меньшего ранга (например, подсвиты внутри свиты), а еще менее выдержанные или фациальные — за границы еще более мелких единиц (см. рис. 16.2).

Как понимать выдержанность границ? Лишь *границы размыва* можно считать наиболее выдержанными, но и они более строго однообразны лишь по отношению к вышележащей единице (однако и ее подошва может скользить по разрезу), а к «кровле» нижней единицы могут «подходить» разновозрастные слои. Другие литологические границы обладают меньшей выдержанностью, но если их скольжение по разрезу небольшое, например не больше определенной (5—10% мощности толщи или времени ее формирования) величины, ее можно считать однообразной, стратиграфической. Используется и такой критерий: если фациальное замещение

одной свиты другой не больше толщины линии границы, проводимой на геологической карте соответствующего масштаба, то она практически одновозрастная, стратиграфическая.

Хотя стратиграфические границы (точнее, поверхности) выражают существенные изменения осадконакопления, нередко коренные его перестройки и историко-геологические переломы и скачки; они остаются все же *внешними* ограничениями по отношению к стратиграфической единице. Для регионального расчленения более существенна *внутренняя фациальная* или *циклитовая структура*, прямо выражающая целостность выделяемой единицы и косвенно — породившие ее палеогеографический и палеотектонический планы, т. е. самое существенное в представляемом этапе развития бассейна или региона. Эти признаки способны скорректировать выделение РСЕ по границам, внести в них уточнения и исправления (по месту обратной связи), «нащупать» и провести их там, где они (и переломные изменения) не выражены, т. е. проходят внутри однообразных толщ. Последнее вполне естественно: не во всем бассейне при перестройках происходит резкое изменение осадконакопления, тем более осушение или хотя бы заметные поднятия—опускания. Поэтому надо предвидеть, где и на каком расстоянии стратиграфические геологические границы не будут литологически выражены и «утонут» в одной фации — глинистой, песчаной или карбонатной, — обычно центральнобассейновой.

Выявление внутренней фациальной (и циклитовой) структуры может привести и к более радикальным *исправлениям расчленения* по границам, если обнаружится, что площадь, на которой граница свиты не выражена, превосходит половину ее общей протяженности. Это ясный сигнал неблагополучия с расчленением, и его надо пересмотреть радикально. Знаком неестественности расчленения может служить и меньшая степень неопределенности границ свит, также заставляющая проанализировать как удачность выбора границ, так и причины такого фациального замещения пограничных слоев однообразными отложениями. Поиск причин приводит к палеогеографическим построениям (профили, карты), естественно, сначала эскизным, как вариантным моделям, которые, впрочем, необходимо обдумывать с самого начала стратиграфического исследования. Эти модели, по методу обратной связи, проясняют вероятностную общую направленность фациальных изменений и фациальную структуру выделяемой РСЕ. Последняя, однако, не должна рассматриваться изолированно от подстилающей и покрывающей РСЕ, отличные структурные фациальные планы которых более четко и определенно укажут положение свитных границ в пределах какой-то узкой переходной зоны, по простиранию нередко сменяющейся резкой границей, вплоть до перерывной. Так, предположения, спекуляции, т. е. палеогеографичес-



кие интерпретации, помогают найти реальные структурные границы и другие черты строения.

После расчленения на основные региональные стратиграфические единицы — свиты или серии — производится их внутреннее разделение на подсвиты, которые, естественно, должны быть более тесно связаны между собой (в том числе и постепенными фаціальными переходами), чем соседние и смежные свиты. Внутри свит не может быть более значимой и резкой в историко-геологическом отношении границы, чем между свитами, и если это обнаружится, расчленение на свиты надо производить по этой обнаруженной границе. Границы подсвит литологически выраженными обычно бывают не на всей площади распространения свиты, но они могут быть трассированы и в однообразных отложениях — по литологическим признакам, нахождение которых зависит от опыта исследователя и глубокого знания изучаемых толщ.

Более выдержаны и морфологически четче выражены границы макроциклитов, которые обычно и принимают за подсвиты или свиты. Нередко и сами свиты (и серии) выделяются как циклиты крупного ранга (макро- и мегациклиты). В. И. Попов (1979) и геологи его школы (Попов и др., 1984) вообще циклиты кладут в основу выделения стратиграфических единиц разного ранга — циклосерий, циклосвит, циклоподсвит и циклопачек. При этом они следуют правилу: чем крупнее циклит, тем он более выдержан на площади, т. е. более «стратиграфичен». Выдержанность, однако, больше зависит от генетического типа циклита (см. гл. 17): наиболее выдержаны «эвстатические» циклиты, порожденные глобальными эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, а также многие «событийные» циклиты, например порожденные крупными цунами, землетрясениями, мощными вулканическими извержениями, потопами, оледенениями и т. д. На сотни километров протягиваются дельтовые (Фролов, 1965, 1972), а также флишевые циклиты. Колебательно-тектонические циклиты, обычно рассматриваемые как наиболее выдержанные, чаще всего оказываются мифом. Если они образуются, то выдержанность их может быть различной.

В связи с представлением об универсальности цикличности (см. гл. 17) иногда вызывает сомнение выделение в качестве стратиграфических единиц преимущественно однородных литологических тел, которые чаще всего оказываются элементами более крупных циклитов, т. е. тесно сопряжены с другой литологической толщей как с другим элементом циклита. Впрочем, и элементы циклита могут быть самостоятельными стратиграфическими единицами.

Для РСР редко используются окаменелости и смены минералогических комплексов и других микроскопических признаков, хотя они часто четко стратиграфичны. Но по ним нельзя картировать, т. е. проводить границы в полевых усло-

виях: не в каждом разрезе есть окаменелости и их, как и аксессуарные и породообразующие минералы, микрофауну и микрофлору, обычно не определяют в поле. Однако камеральное изучение этих признаков помогает утвердиться в принимаемом расчленении или скорректировать его. Например, если вблизи верхней границы свиты обнаружится резкая смена терригенно-минералогических комплексов, то это может заставить опустить границу, отчленив верхнюю часть свиты с новым комплексом минералов и присоединив ее к вышележащей свите.

Когда для расчленения используют микрофаунистические и нанопланктонные комплексы, например при изучении строения осадочного чехла океанов по ядру глубоководных скважин (с 70-х годов XX в.), то выделяемые единицы строго не являются региональными, это подразделения общей биостратиграфической шкалы, хотя в какой-то мере и отражающие — через этапность смены биофоссилий — геологическое развитие океанов и морей.

В результате РСР толщи слоев, выполняющие бассейн седиментации, подразделяются на последовательно (вертикально или иногда и латерально) сменяющие комплексы слоев, отвечающие этапам его развития, т. е. на *региональные свиты* (РС), которые чаще всего *группируют в серии*. Реже серии выделяются непосредственно, когда свитное деление затруднено сложностью строения (например, таврическая флишевая серия верхнего триаса — нижней юры Горного Крыма) или когда серии — фактически свиты, но имеющие литостратиграфическое членение на местные свиты — литосвиты. Выделением регсвит (и определением их геологического возраста, см. 16.4.4) заканчиваются регионально-стратиграфические исследования (РСИ) и начинаются формационные, палеогеографические (см. гл. 19), палеотектонические, литологические, поисковые и другие специальные исследования, общей базой которых и служит региональная стратиграфия. Для формационного анализа (см. гл. 20) свиты — исходный пункт, ибо они — полноценные конкретные *формационные единицы* — *конкретные формации*, которые далее необходимо расшифровать генетически, т. е. как собственно геоформации, или формационные типы (= абстрактные формации). Для этого используются фациальные профили и карты, составленные при полноценных РСИ и необходимые для них. Однако более достоверное понимание формационного лица свит достигается лишь с использованием результатов литогенетических исследований (см. гл. 18), включающих палеоэкологический и геохимический анализы.

Стратиграфию и историко-геологические исследования нередко понимают весьма узко — как определение геологического возраста. На самом деле эта стадия стратиграфических исследований, несмотря на важность и ценность, занимает довольно скромное место, и региональная стратиграфия, в принципе, возможна без определения возраста выделяемых тел и часто достаточно знать, что выше (моложе) и что ниже (древнее).

Более точное определение геологического возраста (ГВ) используется уже на стадии корреляции разрезов (см. 16.4.2.9 и 16.4.2.12), но еще более необходимо для общей глобальной корреляции и широко используется также для провинциальной, межбассейновой корреляции.

Основным рабочим методом возрастной датировки остается *биостратиграфия*, разработанная детально и хорошо известная, но и постоянно развивающаяся. В ее основе — прогрессивное развитие жизни, при котором эволюционируют с разной скоростью все группы биоса. На базе биоэволюции выделены все подразделения международной геохронологической шкалы фанерозоя: эры (палеозой, мезозой и кайнозой), периоды, эпохи, века и хроны. Возраст, определяемый по этой шкале на основании комплексов организмов или отдельных руководящих ископаемых, называется *относительным* (в противоположность абсолютному, выражаемому в единицах времени, например в годах). Он оценивается с разной точностью — от эры до хрона, которым отвечают толщи горных пород: группы, системы, отделы, ярусы и зоны.

На схемах сопоставления разрезов, скоррелированных комплексным методом и часто независимо от палеонтологических, даже редкие находки окаменелостей освещают возраст не только места находки, но и всего горизонта, хотя бы он протягивался на сотни километров. При достаточной палеонтологической охарактеризованности разреза наряду с геостратиграфическими (свитными) границами на схемах сопоставления разрезов (см. рис. 16.2) и фациальных профилях (см. гл. 19 и рис. 19.2) показывают (особыми знаками) ярусные и зональные границы.

*Абсолютная геохронология*, основанная на учете продуктов распада радиоактивных элементов (урана, тория, радия, калия и др.), на соотношении изотопов элементов (углерода и др.), методе ореолов, возникающих в минерале под воздействием процесса радиоактивного распада (включая трековый метод), учете годовых слоев — варв — озерных приледниковых и других отложений (варвостратиграфия) и скоростях осадконакопления (метод С. Л. Афанасьева и др.) — в настоящее время стала рабочей и интенсивно

развивается. Она позволяет наряду с относительным параллельно определять и абсолютный возраст свит и отдельных ее частей, а также пород и минералов. Точность методов сильно варьирует, что зависит от многих условий, но часто она весьма высокая, особенно для молодых отложений. Поэтому абсолютная датировка геологических тел (в годах) стала почти обязательной. Она сочетается с определением относительного возраста по общей биостратиграфической шкале, подразделения которой также датированы в абсолютном летоисчислении. Сочетание двух шкал способствует более точному определению возраста, а разкие несовпадения — аномалии — заставляют искать причины искажений, т. е. рассматриваются как генетический знак.

Начиная с 70-х годов широко применяется *магнито-стратиграфический метод* определения возраста и длительности этапов осадконакопления, основанный на выявлении эпох прямой и обратной намагниченности пород, определении фаз инверсий магнитного поля — методами радиодатировок. После этого палеомагнитная шкала (Харленд и др., 1985 и др.) сама становится парашкалой абсолютной геохронологии.

Разрабатываются и другие методы определения абсолютного возраста геологических тел (Ю. М. Малиновский, К. П. Плюснин и др.).

## 16.5. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБЩИХ И СПЕЦИАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Любые общие и специальные геологические исследования обязательно начинаются с регионально-стратиграфических, «упорядочивающих» большие и малые геологические объекты во времени и в пространстве. Без этих координат невозможны и практически бессмысленны любые, даже сугубо специальные и «точнейшие» исследования, если неизвестно, к какому этапу их надо относить. Да и просто полностью понять даже в специальном узком значении нельзя без «привязки» объекта к месту, времени и условиям формирования, которые должны быть в этих рамках восстановлены: *любой геологический объект — единство времени, пространства и условий*. Это сжатая характеристика исторического принципа в геологии.

Выделяемые в рамках регионально-стратиграфических исследований геологические объекты — свиты и серии — крупны (хотя в общей иерархии они средних размеров, так как региональны), немногочисленны, индивидуальны и легко обозримы. В информативном аспекте в этом огромная их ценность: вместо калейдоскопа тысяч слоев — единицы или десятки крупных тел, в которых элементарные слои сгруппированы не случайно, а по самому главному их свойству — при-

надлежности к одному этапу и одним условиям, или одной геологической обстановке. В этих телах сжата, «свернута» вся геологическая информация, которая и должна быть «освобождена», т. е. прочитана, расшифрована уже специальными генетическими и фаціальными исследованиями (см. гл. 18 и 19). Но сначала должен быть выполнен еще один морфологический, структурный анализ — циклический, точнее циклитовый (см. гл. 17). Он может проводиться и в рамках литогенетического изучения, но все равно должен начинать последнее. Его задача в чем-то аналогична региональной стратиграфии: выделить естественные комплексы (ассоциации, парагенезы) слоев, но уже обычно меньшего (чем свиты) масштаба вплоть до элементарных ячеек геологических тел, чтобы их потом анатомировать на элементарные слои, литотипы и понять законы композиции элементарных парагенезов.

Намеченная естественная, правильная последовательность изучения воспроизводится и в данной книге. Этот путь *аналитический* («анатомический»), путь выделения крупных и сложных объектов и расчленения их на все более мелкие и простые при все большей углубленности и специализированности изучения. Он должен быть продолжен и дополнен *синтетическим* изучением, т. е. интеграцией данных разных специальных методов и воссозданием, синтезом крупных обстановок, формаций и бассейна седиментации в целом. Путь восхождения от элементарных, мелких и простых объектов снова ко все более крупным и сложным начинается в рамках палеогеографии (см. гл. 19) и заканчивается формационным анализом (см. гл. 20). Его нередко стали называть *бассейновым анализом*, т. е. воссозданием всего бассейна седиментации со всей его палеозональностью, условиями, процессами и эволюцией (Miall, 1984).

Нельзя не сказать и о специальном изучении, например литологическом, часто неправильно ставящемся без добротной историко-геологической базы, т. е. без региональной стратиграфии или при ее неудовлетворительности. Как нельзя изолированно изучать отдельные обнажения и скважины, так и бесперспективно сводить литологическое изучение к исследованию изолированных образцов. Во всех случаях изучают геологические тела с помощью обнажений, скважин или образцов пород. Неправильно также сразу, с начала изучения идти синтетическим путем, от мелких тел — пород, слоев — к циклитам и далее к свитам, хотя при изложении материала, особенно в учебных целях, такой подход возможен. «Сложить» из мелких кирпичиков-слоев можно только литологическое тело, например фацию, но не свиту, не историко-геологическую единицу. Даже более мелкие парагенезы — циклиты — часто не удается правильно выделить методом *конструирования*.

Итак, специальные литологические исследования надо проводить лишь на хорошей стратиграфической основе. Можно их выполнять параллельно (одновременно) с регионально-стратиграфическим исследованием, которое лучше всего проводить одному и тому же лицу — геологу-литологу. Во всех случаях литологические исследования должны тесно увязываться со стратиграфическими необходимой детальности и качества.

---

## ЦИКЛИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

---

### 17.1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Интерес к циклам в геологии и седиментологии возрастал и угасал тоже циклично, в соответствии с основными воззрениями на развитие Земли и процессы накопления осадков, например с тем, доминировали ли униформистские представления (цикличность признавалась основной формой изменений) или преобладали взгляды о направленном, поступательном и необратимом развитии Земли (тогда циклисты испытывали гонение).

Предпосылки идей о цикличности осадконакопления можно найти у Н. Стенона (1669), М. В. Ломоносова (1763), Г. Х. Фюкселя (1762), Дж. Геттона (1795), Д. И. Соколова (1839), Ж. Кювье (1812 и др.), А. Д. Орбиньи (1849—1852), Ч. Ляйеля (1833—1865). Идеи о цикличности возникали и развивались в разных разделах геологии независимо друг от друга, и при этом использовались нередко разные термины. Вероятно, раньше и четче других оформилось представление о *региональных циклах*, берущее начало, по-видимому, у Г. Х. Фюкселя (1762) и сформулированное Дж. Ньюберри (1860, 1872) как *осадочный цикл*, а Н. А. Головкинским (1868) — как *геологическая чечевица* и отвечающая ей палеонтологическая чечевица. И тот, и другой ученый, видимо, полностью независимо друг от друга одинаково представляли как строение (региональная линза — чечевица, центральная, ядерная часть которой сложена известняками, а периферия — ниже, выше и с боков — глинами и затем песками), так и причину, т. е. происхождение цикла (миграция фаций, вызванная миграцией береговой линии бассейна, что в свою очередь определялось поднятиями и опусканиями дна). Теперь эта чечевица воспринимается как очень упрощенная, механистическая и даже не реальная модель, но тогда это было смелым и плодотворным представлением, базирующимся на уже окрепшем методе фаций А. Грессли. Из него почти автоматически вытекает объяснение миграции фаций

в виде геологической чечевицы — цикла, или, по-современному, циклита, — и одновременность этого объяснения в разных странах. Наиболее разработано оно у Н. А. Головкинского, выведшего его из анализа строения пермских карбонатных и песчано-глинистых отложений востока Русской плиты.

Представление о более крупной цикличности, вплоть до глобальной, оформилось несколько позже. Такая крупная цикличность долго не находила непосредственного выражения в структуре конкретных геологических тел (Деч, Кноринг, 1985, с. 8), а рассматривалась в основном как последовательность однотипных геологических событий, например фаз складчатости, крупных морских трансгрессий и регрессий и т. д. Именно как такая *геоцикличность* рассматривался Г. Э. Огом (начало XX в.) периодический ход геологического процесса, а не его результат, выраженный в соответствующей последовательности слоев. Сам термин «геологическая цикличность» был введен Г. К. Джилльбертом в 1890 г. (Деч, Кноринг, 1985).

*Мелкая цикличность* долго воспринималась лишь как слоистость, как текстура отложений, если не как текстура пород, т. е. на более низком уровне: повторяющиеся серии пород угленосных отложений Европы (с конца XVIII в.), ритмичность флиша (с 1827 г., Б. Штудер и др.), ленточные глины (Л. Де Геер и др.). К ним, вероятно по предложению Дж. Баррела, стали применяться и термины «ритм», «ритмичность», и последние вытеснили в применении к ним «цикл» и «цикличность» (Леонов, 1974, с. 350). Эти элементарные циклиты не прослеживались на площади, т. е. фактически изучались только в вертикальном разрезе, одномерно, что давало право Г. П. Леонову и многим другим трактовать их лишь как ритмы. Однако в настоящее время все чаще удается скоррелировать и далекие разрезы флиша (опыты Н. Б. Вассоевича и С. Л. Афанасьева) и проследить на площади даже тонкие циклиты, что позволяет и их рассматривать как циклы или циклиты.

Конец XIX — начало XX вв. — время развития и углубления представлений о циклах всех намеченных групп, особенно региональных (А. А. Иностранцев, А. Рюто и др.) и глобальных (М. Бертран, Г. Э. Ог, Г. Штилле, С. Н. Бубнов и др.), например геотектонических циклов. А. Рюто (1883, рис. 17.1) довел до совершенной законченности механическую модель цикла — чечевицы (он базировался на изучении третичных отложений Бельгии). В противоположность ему русские геологи — А. Д. Архангельский, Е. В. Милановский, А. Н. Мазарович (1937) и Г. П. Леонов (1952—1961), изучавшие меловые и палеогеновые отложения Поволжья и верхней юры Дагестана, — выделяли осадочные циклы как индивидуальные, неповторимые и реальные геологические



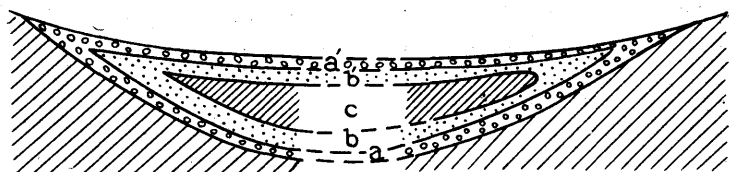


Рис. 17.1. Образование комплекса слоев («литологической чечевицы») осадочного цикла, по А. Рюто (Rutot, 1883):

а — базальные, в основном грубообломочные слои начала трансгрессии; б — песчаные слои — развитие трансгрессии; с — тонкозернистые пелитовые слои максимума трансгрессии; б' — песчаные регрессивные слои и а' — апикальные слои, завершающие регрессию.

тела (рис. 17.2) — региональные стратиграфические единицы (свиты). Это было в значительной степени отрицательной реакцией уже развитой региональной стратиграфии на механистические и в большой мере абстрактные построения на основе якобы единственной причины цикличности — колебательных тектонических движений. Геологи МГУ выделяли осадочные циклы без генетической заданности и не подгоняли выделяющиеся многослой под какую-то модель. Поэтому такой метод и подход стали основой прогрессивного современного направления — формационной стратиграфии, или геостратиграфии (Леонов, 1973—1974), имеющей большое будущее (гл. 16 и 20).

Глобальные геотектонические циклы наиболее полное завершение нашли в концепции фаз складчатости или орогенических фаз Г. Штилле (1924), выделившего в истории Земли многие десятки главных фаз диастрофизма («канон Штилле»), а в 40-х годах — два самых крупных периода (своего рода сверхмерные циклы) — протогеикум и неогейкум, или проще, — протогей и неогей — с рубежом между ними около 1500 млн лет. С. Н. Бубнов (1960) сделал первую попытку определить длительность (в миллионах лет) главных послепротерозойских циклов и обнаружил, что они сокращаются: древнепалеозойский — 185, новопалеозойский — 115, древнемезозойский — 85, древнетретичный — 35. Геотектонические концепции полностью базировались на циклической идее. «Геологическая история нашей планеты есть не что иное, как история следующих друг за другом «циклов» (Ог, 1922, с. 24). В. Е. Хаин (1954, 1964, 1973) в неогее выделил 5 мегациклов, начиная с гренвильского (средний рифей) и кончая альпийским (вместе с киммерийским), продолжительностью от 400 до 150 млн лет. В. П. Казаринов установил в истории Земли 5 крупнейших циклов в 700—800 млн лет каждый.

Одну из последних попыток построить абстрактную, идеальную схему глобальных циклов (но меньшего масштаба по сравнению с вышеназванными геотектоническими) пред-

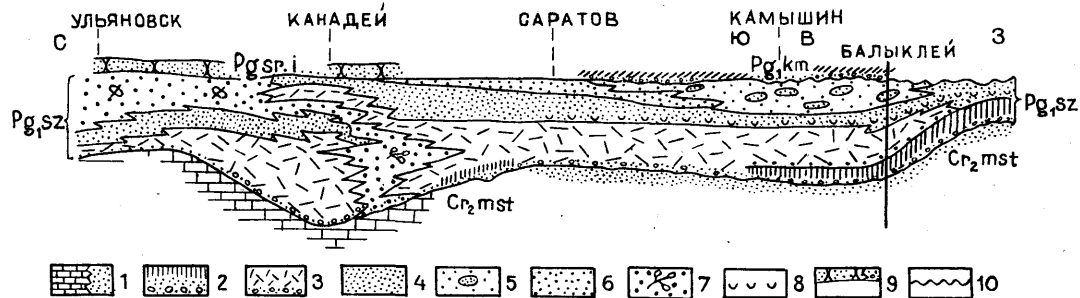


Рис. 17.2. Схема строения сызранского цикла (сызранской свиты) Поволжья (Леонов, 1974, т. 2, с. 359): 1 — маастрихт (мел, глауконитовые пески и песчаники); 2 — березовские слон и слон Белгородни (глауконитовые пески и песчаники, базальный конгломерат); 3 — опоки, диатомиты, опоконидные песчаники нижнесызранских слоев; 4 — глауконитовые пески и песчаники «верхнесызранских» слоев; 5 — пески с «караваями»; 6 — кварцевые пески и песчаники с морскими ископаемыми; 7 — кварцевые пески и песчаники с остатками наземных растений («сосновская» и близкие к ней фации); 8 — устричные банки; 9 — базальные слон камышинского цикла (свиты); 10 — границы размыва

принял А. В. Грэбо (1933, 1936) на основе определенного теоретического представления — пульсационной (осцилляционной, по В. Е. Хаину, 1939) гипотезы — о ходе геологического процесса. В палеозое им выделено 10 циклов, которые укладываются в границы систем (периодов) или отделов (эпох), считавшихся глобальными. Каждый цикл состоял из нижней, трансгрессивной, и верхней, регрессивной, частей. Границы между циклами отвечают, по Грэбо, эпохам обширных поднятий, сопоставимых с фазами складчатости (Леонов, 1973, с. 507—511, рис. XII-22). Большая искусственность, упрощения, подгонка историко-геологического материала под схему обрекли и эту стройную схему на «неприменение», хотя идея о планетарных событиях не угасла, а возродилась в представлениях об эвстатических колебаниях (Вейл, 1977, 1981 и др.) уровня океана (эта периодичность значительно более мелкая, чем циклы Грэбо) и о катастрофах и перестройках. Ю. М. Малиновский (1977) показал глобальность трансгрессий, отвечающих каледонскому, герцинскому и альпийскому циклам, а также и более коротким их фазам — полуциклам и мельче.

Литолога, однако, больше интересуют мелкие циклы, приводящие к формированию чаще всего элементарных или суперэлементарных циклитов, успехи изучения которых в основном связаны с литологией, именно с работами по флишу, угленосным, карбонатным, кремневым и вулканическим формациям. Изучение мелких циклитов тесно связано с генетическим и фаціальным анализами, а также с детальными поисково-разведочными работами на уголь, фосфориты и другие полезные ископаемые и формационным анализом. После того как Дж. Уэллер (1930) происхождение этой цикличности связал с колебательными тектоническими движениями, резко возрос интерес к ней тектонистов, которые видели в мелких циклитах материальное воспроизведение поднятий и опусканий земной коры мелкого масштаба, никакими другими методами не устанавливавшихся, т. е. остававшихся сугубо гипотетическими. С приписыванием циклитам флиша (Н. Б. Вассоевич), угленосных (Ю. А. Жемчужников, Г. А. Иванов и др.), молассовых (В. И. Попов) и других формаций колебательно-тектонической природы изучение цикличности разных порядков объединилось, что способствовало взрывному возрастанию интереса к цикличности, особенно к мелкой (В. Е. Хаин). Ю. А. Жемчужников призывал вообще «мыслить циклами».

Одновременно, однако, возрастала и реакция (Г. Ф. Крашенинников и др.) на всеобщее увлечение цикличностью, особенно против механического к ней подхода и универсализации единственного механизма образования — тектонических колебаний земной коры (ТКЗК), что привело к спаду в 50-х годах интереса к цикличности и, наоборот, к возрастанию

внимания к неповторимым чертам разреза и направленности, поступательности развития. Борьба циклистов и нециклистов способствовала углубленному изучению повторяемости пород и слоев и разработке иных механизмов ее образования (Данбар и Роджерс, 1962; Фролов, 1963, 1965, 1972 и др.). Все это в 70—80-х годах способствовало возрождению интереса к цикличности, которая все большим числом геологов рассматривается как одно из универсальных свойств осадочных толщ, имеющее огромное теоретическое и практическое значение. По проблеме проведен ряд совещаний, симпозиумов и экскурсий, организованных Н. Б. Вассоевичем, Ю. Н. Карагодиным, Р. Э. Эйнасто и др.

В итоге более чем 200-летнего изучения геологической цикличности выяснены ее многообразие, универсальность и огромное значение как для теории, так и для практики геологии.

## 17.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЦИКЛА, ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Наиболее кратко *цикл* (греч. *kuklos* — круг, колесо; лат. *cyclo* — круг) можно определить как *законченный круг явлений*. Это определение охватывает всю природу, общество, знание, искусство и технику. Очевидные следствия из определения: 1) термин относится к процессу, а не к его результату — толще слоев или одному слою, т. е. не к циклиту (см. ниже); 2) цикл может быть и единичным, повторяемость не содержится в понятии; 3) «законченность» предполагает возврат к первоначальному состоянию, например к покою, штилю после разыгравшей бури; 4) взаимосвязь фаз процесса — «круга явлений», которые составляют единство, целостность; 5) цикл может привести к формированию закономерно построенного тела — слою или многослою, — и его также часто именуют циклом. Но по предложению Дж. Уэллера (1930) и Х. Р. Уонлесса (1936) понятия стали разделять и терминами: за причиной циклически построенного тела — процессом — оставили термин «цикл», а его производное — геологическое тело — стали называть *циклотемом* (*cyclothem*), или *циклотемой*, т. е. «циклическим телом». Поскольку Дж. Уэллер изучал циклы угленосных отложений США (пенсильванского, т. е. верхнекаменноугольного возраста, штат Иллинойс), сначала термин «циклотема» относили только к циклическим телам угленосных формаций. Потом его стали распространять и на другие циклы, а в последнее десятилетие утвердился более простой термин С. Л. Афанасьева (1974) — «*циклит*», выдержавший конкуренцию с «циклолитом» (Хаин, 1975), «циклосомой», сокращенно «цикломой» (Вассоевич, 1977) и др.

Итак, более полно *осадочный цикл* можно определить как *законченный круг взаимосвязанных явлений, обычно приводящих к формированию геологического тела — циклита — слоя или серии слоев*. Для цикла характерна *симметричность*, т. е. в нем можно различать, как минимум, две стадии, или фазы: восходящую, прогрессивную (например, усиление шторма, волнения на море и т. д.) и нисходящую, регрессивную — ослабление динамики среды (шторма, волнения), эрозии, затухание вулканизма и т. д. В более длительных циклах можно различать и среднюю фазу, отвечающую устоявшемуся в течение определенного времени режиму. Во всех случаях в цикле имеет место возврат к первичному состоянию (круг замыкается) или к квазипервичному положению, когда происходит развитие по типу спирали. Однако порождение симметричного, «полного», цикла — циклит — обычно *асимметрично* (очередной парадокс), особенно элементарного: первая фаза цикла, сопровождающаяся усилением энергии среды или процесса, не позволяет накапливаться взмучиваемым частицам, и они осаждаются только на фазе ослабления движения, причем происходит гранулометрическая дифференциация (крупные или тяжелые опускаются раньше мелких и легких), и формируется многослой с градиционной слоистостью. Симметричные, или «полные», циклиты среди элементарных редки, но с возрастанием сложности и ранга циклитов они встречаются чаще (см. ниже, 17.3.2). Почему?

Из понятия «цикл» вытекает *цикличность* — свойство цикличного, т. е. «наличие, существование цикла или циклитов в развитии (или строении) чего-либо (Теоретические..., 1977). Хотя цикличность не связана с повторяемостью (цикличность может констатироваться и при наличии единственного цикла), но чаще всего она сопровождается ею, ибо почти всегда осадочный процесс «производит» массу циклов (циклитов). Поэтому логически правильное выражение «циклическая повторяемость» легко сокращается до «цикличности», хотя это и не строго. *Повторяемость*, следовательно, — «самый общий и широкий термин (свободного пользования), охватывающий все случаи повторения чего-либо (или кого-либо) во времени и/или в пространстве» (Вассоевич, 1978, с. 21). Повторяемость можно классифицировать по регулярности (например, ритмичности) и другим признакам. «*Повтор* — автономная единица повторения; то, что повторяется» (там же). «Более или менее регулярная, равномерная повторяемость какой-либо реалии (явления, предмета) во времени и/или пространстве через равные или близкие по величине интервалы есть *периодичность*» (там же). Многие, однако, для периодичности не считают обязательным какую-то регулярность повторения (Н. В. Логвиненко, Ю. А. Жемчужни-

ков и др.), что сближает ее с простым повторением, повторяемостью или делает их синонимами.

При понимании периодичности как правильной повторяемости исчезает различие с ритмичностью, хотя последнее понятие сложнее. Оно происходит от греческого *rhythmos* — *ритм*, такт — и производного от него слова — понятия «соразмерность», т. е. «мерность чередования каких-либо реальных и/или их элементов» (Вассоевич, 1978, с. 22), если не идеально точное повторение (как колебания маятника, удары метронома, сердечные сокращения без аритмии и т. д.), то наиболее равномерное, регулярное, какое в седиментации очень редко. Поэтому предпочтительнее термин «цикл», поскольку в нем не заключена мерность повторения, а «ритм» в качестве синонима цикла или как мелкий цикл (например, флишевый) употреблять не рекомендуется, хотя В. И. Попов (1954, с. 81; 1979) предпочитал «ритм» (а не «цикл») и для крупных тел. Производная от ритма «*ритмичность*» (почти синоним ритма) — равномерное чередование циклов, элементов, повторов, *периодов* (промежутков времени, в течение которых что-нибудь происходит, например период цикла — время от начала до конца цикла) и т. д. Ритмичность может быть и внутри цикла: например, можно сказать «трансгрессивно-регрессивный ритм цикла» (т. е. процесс — цикл — состоит из чередования, смены трансгрессии регрессией). Н. Б. Вассоевич предупреждал о недопустимости смешения ритмичности с цикличностью и ритма с циклом. Они относятся к разным категориям: цикличность, как и этапность, стадийность, выражает закономерную смену элементов, фаз, стадий *внутри* цикла или другой единичной целостности, а ритмичность (правильная, или периодичная, повторяемость) — характер чередования, повторения, а это предполагает множественность.

Остается определить основное геологическое понятие — циклит, с которым конкурирует «литоцикл» (Ботвинкина, Алексеев, 1991). «*Циклит* — это комплекс (система) естественных породных тел, характеризующийся (в вертикальном разрезе скважины, обнажения и т. д.) направленностью и непрерывностью изменения структурных и вещественных элементов, отражающимися в характере границ между ними, и двуединым строением» (Карагодин, 1980, с. 60). Определенные седиментационного циклита полностью аналогично этому, лишь «тела» заменены «слоями» (неудачно названными «осадочно-породными»). Определение излишне усложнено, оно сужает понятие, ограничивая двуединым строением (циклиты могут состоять и из одного, трех и большего числа элементов) и требованием направленности и непрерывности изменения свойств элементов (слоев).

Проще *циклит* определить как *парагенез слоев, связанных более тесно друг с другом, чем со смежными парагене-*

зами, от которых отделены границами большей резкости. Постепенные переходы слоев в циклитах обычны, но они могут быть весьма резкими, например во флишевом циклите планктогенные фоновые известняки без перехода по резкой границе перекрывают турбидиты. Неровная подошва обычна у элювиального слоя в седиментационно-элювиальном элементарном циклите. Циклит может быть представлен, как крайний случай, и одним пластом, в котором, однако, почти всегда есть отличие низа и верха, обозначающее его анизотропию и постепенное, градационное изменение от подошвы к кровле. Циклит есть следствие, производное цикла, но лучше генетический элемент не вводить в определение, хотя представления о способе и условиях формирования, даже сугубо гипотетические, по методу обратной связи, помогают уточнить выделение циклита и его границы.

Прилагательное *циклический* означает, что процесс совершается циклами. По аналогии о разрезе отложений следует говорить *циклитовый*, т. е. построенный циклитами, состоящий из циклитов. Эти характеристики той же категории, что и повторяемость, периодичность и ритмичность. Говорят о флише, шлере, молассе как о циклических формациях, хотя правильнее считать их *циклитовыми*, причем флиш по элементарным циклитам в основном мелкоциклитовый, а шлер и моласса — крупноциклитовые.

В циклите выделяют его элементы, по крайней мере два: нижний и верхний. Для цикла же правильнее говорить не об элементах, а о фазах, стадиях или этапах. Эти термины свободного пользования и применяются к разным по длительности отрезкам времени («безразмерны»). Но Н. Б. Вассоевич (1977, 1978) в понятии «стадия» различает еще три понятия: подстадия, градация и субградация (наинизшее понятие).

### 17.3. КЛАССИФИКАЦИЯ И ИЕРАРХИЯ ЦИКЛОВ И ЦИКЛИТОВ

Классификации циклов (Ц) и циклитов (ЦЛ), как и горных пород, отложений и других природных объектов, могут быть морфологическими и генетическими (Фролов, 1967, 1968, 1984; Ботвинкина, Алексеев, 1991). Остановимся прежде всего на первых рабочих, по которым проводится научное изучение отложений и цикличности, а именно сбор, описание и обобщение материала, а генетические классификации лучше рассмотреть вместе с обсуждением проблемы происхождения цикличности.

Основными среди морфологических являются классификации по размеру или сложности ЦЛ (это их иерархия), по внутреннему строению и полноте, а также по парагенезу с полезными ископаемыми.

### 17.3.1. ИЕРАРХИЯ

В. Е. Хаин (1973) выделил циклы 15 порядков по продолжительности (табл. 17.1): от полумиллиардных (мегациклы, представленные сериями формационных рядов или геотектонических циклов) до 11-летних по солнечной активности (с ними ассоциируются варвы). Если иметь в виду два более крупных цикла в истории Земли — протогей и неогей, — выделенных Г. Штилле, длительностью в миллиарды лет, а также и незаконченный земной цикл в целом (более 4,5 млрд лет) и несколько порядков самых мелких циклов (годовых, сезонных, аэро- и гидродинамических, иногда измеряемых часами), то общее число порядков циклов достигнет или даже превысит 20. Н. Б. Вассоевич (Основные..., 1977, с. 46—48) их сгруппировал в 8 порядковых категорий:

- 1) меньше 1 года — наноциклит (нЦ);
- 2)  $1-5 \cdot 10^4$  лет — микро-Ц (миЦ);
- 3)  $5 \cdot 10^4-5 \cdot 10^5$  лет — мезо-Ц (меЦ) 1-го порядка;
- 4)  $5 \cdot 10^5-10^6$  лет — мезо-Ц 2-го порядка;
- 5)  $10^6-3,5 \cdot 10^6$  лет — макро-Ц (маЦ) 1-го порядка;
- 6)  $4 \cdot 10^6-8 \cdot 10^6$  лет — макро-Ц 2-го порядка;
- 7)  $25 \cdot 10^6-70 \cdot 10^6$  лет — макро-Ц 3-го порядка;
- 8) продолжительнее  $1,5 \cdot 10^8$  лет — мега-Ц (МЦ).

В 1978 г. Н. Б. Вассоевич (Цикличность..., с. 13) выделяет уже 9 порядковых категорий, округлив граничные значения продолжительности циклов до простых величин арифметического ряда, причем каждый уровень Ц от соседнего отличается на порядок:

1	10	$10^2$	$10^3$	$10^4$	$10^5$	$10^6$	$10^7$	$10^8$ лет
Пико-	Нано-	Микро-	Олиго-	Мезо-	Макро-	Супер-	Гипер-	Мегацикл
Приставки (префиксоиды)								

В том же году Н. Б. Вассоевич (Осадочные..., 1978, с. 12—15) выделяет до 25 уровней циклов.

Н. В. Логвиненко и др. (1976, табл. 1, с. 7; табл. 5, с. 18—19) рассматривают периодические процессы по семи порядкам длительности — от миллиардов лет до менее годовых. И. А. Одесский (1950; Одесский, Айнемер, 1951) методом гармонического анализа в разрезе осадочных толщ мезозоя и кайнозоя Туранской и Западно-Сибирской плит установил 8 порядков периодов-циклов: 66—61, 47—51, 45—39, 35—29, 22—17, 13—8 и 5 и 2,3 млн лет. Более мелкие периоды этим методом не фиксируются, но они есть, и их много. Также очевидны и более продолжительные периоды-циклы. Из этого можно заключить, что циклов по длительности значительно больше 20 порядков, и они, вероятно, имеют любые продолжительности и границы. Если есть какие-то чаще осуществ-



Система циклов (тектонических и осадконакопление,  
по В. Е. Ханну, 1973)

Продолжительность циклов, лет	Стратиграфический эквивалент	Тектонический период	Отражение в осадконакоплении	Коррелятивное астрономическое явление
млн 500—600	надгруппа	мегацикл	серия формационных рядов	
150—200	группа	цикл	формационный ряд	полупериод обращения Солнечной системы по галактической орбите
30—60	система	субцикл	формации и ее малые ряды	полупериод пересечения Солнечной системой плоскости Галактики
10—20	отдел	эпоха	субформация	
4—7,5	ярус	фаза	»	
1,5—2,0	подъярус	подфаза	цикл молассовой формации	
тыс. 350—500	зона (горизонт)			
85—140	»			
25—40	пачка		циклотема угленосной формации	изменение наклона эклиптики
6—15	пакет		циклотема (ритм) флиша	
1,5—4,0	пласт (многослой)			изменение приливообразующей силы Луны (?)
годы 400—600	слой		микроритм	колебания солнечной активности
170—200	слоек			
35—50	микрослоек			
11	варвы			обращение Земли вокруг Солнца

вляющиеся на Земле циклы или «периодические» процессы, то они пока достоверно не выявлены, за исключением астрономических. Жизнь Земли и осадконакопление на ней буквально «насыщены» периодами, циклами и ритмами всевозможных порядков, и чтобы понять их, следует вернуться к лозунгу Ю. А. Жемчужникова: *«Надо мыслить циклами!»*

Строгой корреляции иерархических систем циклов и циклитов по длительности, мощности, сложности строения и «радиусу действия» нет, хотя более толстые циклиты чаще оказываются более длительными, сложными и выдержанными на больших площадях. Но это такое правило, которым практически нельзя пользоваться. Приходится разрабатывать независимые, самостоятельные иерархические системы по этим параметрам и в каждом конкретном случае устанавливать между ними корреляцию. Если ориентироваться не на абсолютную длительность (например, в годах), а на соподчиненность и сложность циклитов и отчасти на их размеры (толщину, или мощность), то структурную иерархию циклитов можно представить так, как показано в табл. 17.2.

Намеченные 8 крупных порядков (диапазонов) и около 20 рангов (18 — в геологических порядках, а в чисто литологических — I и II — они не выделены) надо рассматривать как очередную попытку «организовать» сложную иерархию циклитов, учитывающую предыдущие схемы. Если идти снизу, от самых элементарных ЦЛ, то нельзя не выделить ритмичную микрослоистость — *микроциклиты* (МикЦЛ) — текстуру породы, иногда являющуюся сильно уменьшенной макроциклитовостью, в особенности смежного порядка — *минициклитового* (МиЦЛ): сезонные «ленточные глины», «ритмиты», по Л. Н. Ботвинкиной (1966), и другие породы и отложения с миллиметровой (толщина до 5—10 мм) слоистостью, возникающие то как варвы, то как турбидиты, а также и в результате иных процессов, а иногда и в стадию диагенеза.

Определенно надпородные порядки ЦЛ начинаются с *ординарных* ЦЛ (ОЦЛ) (название дается впервые), т. е. с обычных, бросающихся в глаза в любом обнажении *элементарных* циклитов (ЭЦЛ) — флишевых, молассовых и многих других, для большинства из которых Дж. Уэллером (1930) было дано название «циклотем» (syclothem), вошедшее в русскую геологию женским родом — *циклотема* (ЦТ). Так называют основной, по-видимому элементарный, циклит угленосных и других сходных шлировых и молассовых формаций толщиной (мощностью) от 1 до 30 м (чаще 5—20 м) и отвечающий, например, времени формирования субдельты (200—1000 лет или больше) или аналогичному событию. Среди ОЦЛ можно выделять по крайней мере ЦЛ трех уровней (рангов): наиболее просты — двухкомпонентны — флишевые циклиты — минициклотемы (обычно 0,05—1 м, 1-й

## Структурная иерархия основных геологических циклитов (ЦЛ)

Порядок (диапазон)	Геологическое выражение	Ранг	Геологическое выражение — геологические тела
VIII. Супергига-циклит (СГЦЛ)	коровый	3	земная кора прото-неогейные (полициклические ПС) платформенные системы (ПС) моноциклические
		2	
		1	
VII. Гига-ЦЛ (ГЦЛ)	геотектонические	3	полигеосинклинальные и чехлы древних платформ моногеосинклинальные и чехлы молодых платформ гемигеосинклинальные
		2	
		1	
VI. Мегациклит (МЦЛ)	формационные ряды (ФР)	3	полистадиальные (серии ФР) моностадиальные ФР элементарный формационный ЦЛ
		2	
		1	
V. МакроЦЛ (МаЦЛ)	регионально-седиментационные (формационные ЦЛ)	3	серии однородных формаций формация (свита, серия) субформация (свита, подсвита)
		2	
		1	
IV. МезоЦЛ (МеЦЛ)	гиперциклотемы (ГЦТ)	3	ГЦТ 3-го ранга: подсвита, пачка (мегаГЦТ) ГЦТ 2-го ранга: пачка разнородных ЦТ (мидиГЦТ) ГЦТ 1-го ранга: пачка однородных ЦТ (миниГЦТ)
		2	
		1	
III. ОрдинароЦЛ (ОЦЛ)	элементарные ЦЛ	3	циклотемы полные — парагенерации циклотемы элементарные — субпарагенерации минициклотемы — флишевые «ритмы»
		2	
		1	
II. Мини-ЦЛ (МиЦЛ)	варвы		«ленточные» ЦЛ, «ритмиты»
I. МикроЦЛ (МикЦЛ)	текстура осадка (породы)		слоистость ритмичная

ранг). Более сложны простые угленосные циклотемы (2-й ранг, 1—5 м), состоящие из 3—5 элементов и отвечающие фазе формирования субдельты или времени кратковременного субдельтового цикла и сходных событий (см. рис. 11.4, кн. 2, с. 193). Широко распространены более сложные и крупные ЦТ (5—30 м, до 50 м, 3-й ранг ЦТ), часто включающий ЦТ 2-го ранга и несколько угольных пластов. В них насчитывается до 7—8 элементов циклита. Они отвечают длительному времени формирования субдельты или дельты в целом, ледниково-межледниковому циклу и аналогичным событиям.

Выделение *мезоциклитов* (МеЦЛ) — из-за неопределенности их генезиса наиболее трудная проблема. Если элементарные ЦЛ — свидетельства *эпизодов* (Мик- и МиЦЛ, отчасти ОЦЛ) или событий (ОЦЛ, отчасти МиЦЛ), а макро-, мега- и более сложные ЦЛ отвечают стадиям или целым циклам *развития*, т. е. выделяются уже как историко-геологические тела, то мезоциклиты занимают промежуточное положение и неясно, что же за ними стоит — событие или уже фаза развития. Кроме того, если элементарные ЦЛ, в принципе, слагаются монопородными слоями или небольшим числом переслаивающихся слоев (в ЦТ), то МеЦЛ насчитывают до сотен слоев. Лишь платформенные МеЦЛ менее сложны по набору пород и слоев и могут восприниматься при непосредственном наблюдении как ЭЦЛ, хотя по длительности и историко-геологическому значению они уже МеЦЛ или даже МаЦЛ.

МезоЦЛ тем не менее существуют и они представлены ЦЛ, вероятно, не меньше, чем трех рангов. Они выделяются чаще всего формально: МеЦЛ 1-го ранга (10—100 м) как сдвоенные крупные и сложные ЦТ, реже они слагаются большим числом ЦТ, но обычно одного типа и природы (они отвечают малой серии одинаковых циклов, например аллювиальным при неизменных климатических условиях, пролювиальным, турбидитным и т. д.); МеЦЛ 2-го ранга (50—200 м и больше) — это пачка уже разнородных ЦТ, отражающая какое-то развитие (например, смену обстановок), а не просто серию событий одного характера; МеЦЛ 3-го ранга, 100—500 м и больше) — чаще всего полигетероциклотемное геологическое тело, часто состоящее из нескольких МеЦЛ низших рангов и обычно выделяющееся как подсвита или даже свита и, следовательно, имеющее значительное историко-геологическое и структурное содержание (элемент свиты, документирующий фазу или подстадию ее формирования). МеЦЛ, таким образом, занимают промежуточное положение между основным литологическими (Мик-, Ми- и ОЦЛ) и геологическими телами и соответствующими уровнями организации геологических объектов.

Собственно *геологический* уровень циклитов начинается с макро-ЦЛ, т. е. с типичных «циклов осадконакопления» старых авторов, и его можно назвать регионально-седиментационным или формационным (МаЦЛ). Можно различать три ранга (уровня) МаЦЛ: *субформационный* (МаЦЛ-1) — литосвита или подсвита, собственно *формационный* (МаЦЛ-2) — свита как полноценная геостратиграфическая единица, обычно гетеропородная и гетероциклитовая, и некрупные серии, фактически являющиеся регсвитами и *суперформационный* (МаЦЛ-3) — небольшие серии однородных формаций, например 2—3 флишевых, шлировых или молассовых смежных (залегающих друг на друге) формаций. Н. М. Страхов такие серии выделял как одну формацию. Чаще всего МаЦЛ знаменуют стадии развития осадочных бассейнов, регионов или самостоятельных их структурно-формационных зон, например фазы геотектонических циклов.

Диапазон *формационных рядов* (ФР), выделяемый как мегаЦЛ, можно также представить тремя рангами: элементарным формационным циклитом (ЭФЦЛ), например флишем и шлиром (МЦЛ-1), моностадиальным формационным рядом (МЦЛ-2), состоящим из ЭФЦЛ или просто из формаций, отвечающих одной длительной стадии развития геосинклинали или бассейна седиментации, и полистадиальным сериям формаций (МЦЛ-3), включающим все формации, сформированные в сравнительно недолго живущих прогибах. Более крупные и сложные гигантские ЦЛ (ГЦЛ) можно назвать *геотектоническими*, вероятно двух-трех рангов: полным формационным рядом гемигеосинклиналей типа Донбасса, авлакогенов или рифтов (ГЦЛ-1) и длительно прогибающихся платформенных прогибов или окраинных морей, полным формационным рядом моногеосинклиналей, например Верхоянской, или чехлом молодых платформ типа Туранской, Скифской или Западно-Сибирской (ГЦЛ-2) и полигеосинклинальными формационными рядами (ГЦЛ-3), например Кавказа, Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, а также чехлами древних платформ, формирующимися с середины протерозоя.

Мезозойско-кайнозойские чехлы современных океанов, вероятно, могут быть трактованы как ГЦЛ-2, хотя они продолжают формироваться и поэтому могут перейти на более высокий уровень (ГЦЛ-3) или в самый сложный диапазон — *супергигациклитовый* (СГЦЛ), который можно назвать *корвым*, ибо на этом уровне формируется за всю историю Земли ее кора. Низшим рангом (СГЦЛ-1) можно считать циклит — *платформенную систему* (ПС), состоящую из складчатого магмато-метаморфического фундамента (нижний, 1-й циклитовый элемент — ЦЭ) и вулкано-осадочного чехла (верхний, 2-й ЦЭ). Поскольку ПС относятся в основном к неогей (по Г. Штилле), то более высокими циклитами

следует назвать два (СГЦЛ-2): протогей и неогей (более 2 млрд лет первый и свыше 1,5 млрд лет верхний, еще не заверченный). *Земная кора* в целом, вероятно, также может рассматриваться как цикл (СГЦЛ-3) самого сложного и высокого ранга, если не считать всю *планету Земля* еще более крупным и длительным циклическим телом, «жизненный» цикл которой — *единственный* — не завершен (в табл. 17.2 он не показан).

Многоуровневая и сложная иерархия земных циклитов находится в соответствии с такой же протяженной системой геологических объектов (см. гл. 16): атом — Земля. Такая структурная сложность — результат длительной истории Земли и многообразия процессов ее формирования, жизни и изменения.

Макроциклиты удобно подразделять на *местные* (в основном II—IV диапазонов), *региональные* (в основном диапазоны V и VI, но нередко включающие ЦЛ III и IV — вулканические, турбидитовые и др.) и *глобальные*, не только самые крупные (VIII и VII), что вполне понятно, но и многие мелкие (III—IV), например отвечающие эвстатическим колебаниям уровня океана, оледенениям и другим глобальным процессам, оставляющим свой след в слоистой оболочке Земли (великие вымирания, этапы развития биоса, техногенные катастрофы).

Циклиты по толщине (мощности) можно делить на микроциклиты, мелкие (до первых десятков метров), средние (сотни метров), крупные (километровые) и сверхкрупные (многокилометровые). Но циклиты платформ или структур с платформенным режимом (дно океана, срединные массивы в подвижных поясах и др.) мельче по толщине, и нормы должны быть иными.

Циклиты делятся и по *длительности* формирования (см. табл. 17.1).

### 17.3.2. СТРОЕНИЕ ЦИКЛИТОВ

Строение циклитов определяется основными и сопутствующими циклическими процессами седиментации и деструктивными явлениями, уничтожающими полностью или частично результаты первых. Это происходит в стабильных или меняющихся условиях, определяющих «включение» и протекающие циклообразующих процессов и их интерференцию. Все это «записано» в элементах циклитов (символ которых в отличие от сходного ЭЦ — «элементарный цикллит» — приходится писать ЦЭ, т.е. «циклитовый элемент») и в последовательности ЦЭ.

В циклитах выделяются два или больше элементов, разнообразные литологические и связанные с ними палеонтологические, геохимические и другие свойства которых меняют-

ся согласно, коррелятивно, или независимо друг от друга. Среди этих свойств Ю. Н. Карагодин (1980, с. 65) выделяет *существенные*, сводя их к одному — *гранулометрии* слоев или элементов. Для подавляющего большинства ЦЛ, которые формируются процессами механической седиментации, это действующий самый главный признак, определяющий и выражающий их строение и генезис. Лишь в корях выветривания, хемолитах и бентосогенных биолитах (биорифах, торфяниках и т. п.) гранулометрический признак становится второстепенным или вообще «не работает».

Изменение размера зерен в ЦЛ от грубых к тонким Ю. Н. Карагодин (1980, с. 66) назвал *прогрессивным*, вероятно, в противоположность *регрессивным* изменениям — от тонкозернистых осадков и пород к более крупнозернистым, что всегда связывалось с регрессиями моря. Это весьма удачно, логично и прочно. Нельзя только на основании сходства или созвучности терминов всегда видеть за ними трансгрессии и регрессии моря, ибо во многих случаях это вообще может не сопровождаться углублением или обмелением моря, трансгрессиями или регрессиями (отложение турбидитов и т. п.) или даже иметь противоположный характер: прогрессивная часть ЦЛ будет откладываться при регрессии, например при понижении уровня моря мелеющая зона с активной гидродинамикой постепенно сменяется тиховодной лагуной, а потом и континентальной; при противоположном движении береговой зоны, т. е. углублении и трансгрессии в этой зоне при переходе из лагуны обстановки к открытому морскому отложению становится часто все более грубыми, т. е. этот элемент цикла будет «регрессивным». Ю. Н. Карагодин предложил и очень удачные, простые и наглядные символы — высокие, стрелообразные треугольники, острые концы — вершины которых (рис. 17.3) направлены в сторону тонкозернистых слоев.

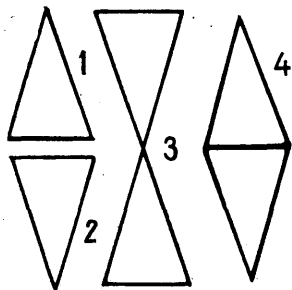


Рис. 17.3. Стреловидные символы проциклитов (1), рециклитов (2) и их комбинаций — про-рециклитов (3) и ре-проциклитов (4), из Ю. Н. Карагодина (1980 и др.)

В сильно схематизированном виде возможны лишь 4 типа изменения гранулометрии: А. Однонаправленные — 1) прогрессивные и 2) регрессивные, и Б. Разнонаправленные — 3) прогрессивно-регрессивные и 4) регрессивно-прогрессивные (см. рис. 17.3). В природе они осуществляются неодинаково. Резко преобладают среди ЭЦЛ асимметричные *проциклиты*, что связано с неполнотой геологической летописи (при симметрично совершающемся цикле седиментация происходит только при ослаблении динамики среды и фактора; см. выше, 17.2) и с очень частыми катастрофи-

ческими циклитобразующими процессами (пеплопад, турбидитный поток, обвал и т. д.), у которых вообще отсутствует фаза (стадия) нарастания динамики, а сразу начинается с наивысшей. Поэтому все три другие модели редки (см. ниже) среди ЭЦЛ (Фролов, 1965). Но с возрастанием ранга они осуществляются все чаще и среди мезо-, макро- и мегаЦЛ становятся равноправными, а в ЦЛ более высоких порядков их выделение теряет смысл.

Обобщенные Ю. Н. Карагодиным четыре типа строения ЦЛ эмпирически распознавались и раньше, чаще всего интуитивно и не системно. Наряду с нормальными асимметричными, считавшимися часто полуциклами, которые Ю. Н. Карагодин назвал проциклитами, выделялись редкие «обратные», или «перевернутые» асимметричные циклы — «ритмы» (Фролов, 1965, рис. 21, с. 111), теперь именуемые рециклитами, а также «замкнутые», т. е. полные циклиты (прорециклиты), графический символ которых — песочные часы (там же), и очень редкие репроциклиты, которые предложено изображать в виде двух треугольников, поставленных основаниями друг на друга.

Количество элементов в циклотемах дельтовых угленосных отложений юры Дагестана (шлировая формация) или среднего карбона Донбасса достигает 7—8 (см. рис. 11.4, кн. 2, с. 193), число слагающих их литотипов — 15—20, а количество элементарных слоев — 20—30, так что они нередко переслаиваются друг с другом, образуя более элементарные циклиты. Полные ЦЛ — прорециклиты (20—30 м) — начинаются косослоистыми песчаниками (морской аллювий — выносы дельтовых рукавов) часто с брекчиями и конгломератами в основании, утоняющиеся зерном снизу вверх, постепенно сменяющиеся тонкопереслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами (отложения култуков, лагун, заливов, зон слабого волнения и течений), затем алеврито-глинистой пачкой с углем (лагунные и болотные отложения и биолит), перекрывающиеся сходной алеврито-глинистой пачкой, но с ихнитолитами (биотурбитами), редкими морскими окаменелостями, с песчаниками или раковинными известняками, с иной направленностью изменения гранулометрии (вверх по разрезу класталиты становятся все крупнозернистее). Заканчивается ЦТ песчаником, постепенно становящимся грубозернистым, обычно с разнонаправленной крупной косою слоистостью с кальцитовыми конкрециями, с редкими раковинами морских двустворок (отложения баров и вдольбереговых течений), венчающимся апикальными маломощными (5—15 см) конгломератами.

Выше по резкой границе со следами размыва иногда залегает «перевернутый» циклит (рециклит), нередко начинающийся пластом угля. Это означает, что в конце предыдущего цикла произошло осушение, а новое осадконакопление



началось в условиях подтопления грунтовыми водами, заболачивания и формирования торфяника, продолжавшегося до его затопления (при непрерывном опускании зоны) морскими водами. В последних при возрастании энергии среды накапливались все более грубые морские осадки до гравелитов и горизонта галечника, заканчивавших рециклит. Если выше осадки становились более тонкими, иногда до более глубоководных глин включительно, осуществлялся полный симметричный ЦЛ — репроциклит, хотя в целом ЦТ трансгрессивная, и только по гранулометрии это репроциклит.

Строение сложных, композитных, т. е. крупных, циклитов (мезо-, макро- и мегаЦЛ) подобно строению элементарных, но среди них чаще встречаются полные и симметричные ЦЛ — прореЦЛ и репроЦЛ, — а также и «полуциклы» — рециклиты: на их образование, следовательно, «снят запрет», как бы наложенный волновыми усилениями и ослаблениями динамики среды на осадконакопление и формирование ЭЦЛ. Действительно, через серию ЭЦЛ, в которых снизу вверх все нарастает крупность зерна базального элемента, легче и естественнее перейти ко все более контрастным и грубым по гранулометрии ЦЛ средней (при симметричности ЦЛ) или верхней (в реЦЛ) части, поскольку усиление динамики среды с каждым новым циклом не взмучивает уже зафиксированные в разрезе ранее накопившиеся слои, часто даже успевшие затвердеть.

В проблеме строения ЦЛ *проведение их границ* остается трудной задачей. Подходы к ее решению были эмпирические морфологические и дедуктивные генетические. Наиболее распространенным среди первых было убеждение, что начало ЦЛ, особенно ЭЦЛ, надо проводить по подошве конгломератов или грубых песчаников, если они есть в разрезе, так как это наиболее заметная граница и к тому же несущая генетическую информацию — о максимальной энергии среды в момент отложения грубых кластолитов. Хотя это общепризнано, но прослеживание такой резкой, часто эрозионной границы на площади, например в Донбассе, Дагестане и других густо разбуренных или хорошо обнаженных регионах, показало, что она может становиться не резкой и нередко не узнается среди других границ слоев на том или ином расстоянии. Поэтому предлагалось «начинать» циклотемы с пластов угля, так как возможность их формирования определялась выравниванием и заболачиванием на обширных площадях (важный фациальный репер), и угли хорошо узнаются в разрезах. Спорили лишь по частному вопросу — по подошве или кровле угольного пласта следует проводить границы циклов? Ни этот вопрос, ни само предложение не стали общепризнанными. Выдвигались в качестве границы ЦЛ и известняки, хотя они более редки и для разделения ЦЛ имеют те же недостатки, что и пласты углей.

Предложение начинать ЦЛ с пика трансгрессии или с самых глубоководных отложений, признаком которых считались самые тонкие, глинистые или известняковые слои, — надуманное и нереализуемое, так как глубина палеобассейна — самый гипотетичный параметр среды, как и «пик трансгрессии»; проведение границы внутри толщи однообразных глин вообще невозможно — это «резать по живому».

Можно поэтому в основном согласиться с Л. Н. Ботвинкиной (1965), считавшей, что «за начало «цикла» следует брать то, что удобно геологу». Чаще всего сама природа «квантирует» циклиты, разделяя слои границами разной резкости. Наиболее резкие границы, «подкрепленные и усиленные» к тому же наиболее грубыми породами, а еще лучше — и горизонтами выветривания или элювирования (Фролов, 1984), можно и следует принимать за границы наиболее крупных циклитов, а менее резкие, по нисходящему порядку, — за границы все более мелких ЦЛ и тел. Там, где границы теряют свою резкость и узнаваемость, надо уметь их проследить по разнообразным прямым и косвенным признакам, а это зависит от опытности и зоркости геолога. Резкие границы имеют больше шансов вывести геолога и на явное или скрытое несогласие, а это уже большое открытие для науки и практики.

### 17.3.3. ПАРАГЕНЕЗ С ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМЫМИ

Циклиты могут классифицироваться по любому полезному ископаемому, залегающему в нем первично или вторично (инъецированно); различают ЦЛ угленосные, сланцевосные, соленосные, фосфоритосные, рудоносные (почти любые руды) и другие, а также ЦЛ с нефтью, газом, водой или с туфами, смектитовыми глинами, цеолитами, трепелами, опоками, диатомитами, известняками, солями. Эта классификация объективная, т. е. морфологическая, но несущая большую генетическую информацию.

Генетические классификации рассмотрены ниже (см. 17.5).

## 17.4. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ. ЦИКЛИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Изучение цикличности — текстуры толщ, формаций и более крупных геолого-тектонических комплексов — производится для: 1) решения стратиграфических задач (местное расчленение, корреляция разрезов, региональное расчленение); 2) в целях генетического (фациально-генетического) анализа (определение генезиса пород, слоев и циклитов); 3) выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых. Все эти задачи решаются *циклическим анализом*

(ЦА), являющимся фактически синонимом выражения «изучение цикличности».

Методика циклического анализа разрабатывалась в основном с 20-х годов XX в. геологами разных стран. Наиболее разработанной считается методика *фациально-циклического анализа* геологов-угольщиков школы Ю. А. Жемчужникова, изложенная в руководствах и приложениях к конкретным формациям (Жемчужников и др., 1959, 1960; Ботвинкина, 1965, 1978; Ботвинкина и др., 1956; Ботвинкина, Алексеев, 1991; и др.). Сущность ее в тщательном, детальном изучении разрезов (преимущественно керна скважин), в выделении по комплексу «*первичных генетических признаков*» *литогенетических типов* (ЛГТ) пород, позднее П. П. Тимофеевым трактуемых как *генетические типы*, изучении их распределения в разрезе и на площади, в выделении по их парагенезам циклов, т. е. циклотем, интерпретации их как те или иные генетические типы циклитов и отнесении групп тесно связанных друг с другом ЛГТ к тем или иным *фациям* стандартной обстановки осадконакопления, которая восстанавливается на детальности (по элементам циклов — «регрессивным» и «трансрессивным») палеогеографических картах. Методика эта широко применяется до настоящего времени, несмотря на некоторые ее слабые стороны, которые заставили Г. А. Иванова (1967) предложить свой, фациально-геотектонический, метод, А. Г. Кобилева (60-е годы) — метод фациально-фазового (парагенетического) анализа, Н. Ф. Балуховского (1965, 1966) — формационно-циклический метод, В. Т. Фролова (1960, 1965, 1984) — генетический анализ (см. гл. 18), в котором изучение цикличности играет одну из основных ролей.

В любом ЦА важна прежде всего методика выделения ЦЛ, т. е. *естественных парагенезов слоев, связанных друг с другом более тесно* (включая и постепенные фациальные переходы), *чем с соседними* (смежными) *парагенезами — циклитами того же ранга*. Эта методика различна при выделении мелких, чаще всего элементарных ЦЛ и региональных ЦЛ формационного уровня. Последние выделяются методами региональной стратиграфии (см. гл. 16, 19 и 20). Мелкие циклиты редко удастся проследить на значительной площади; они в основном выделяются в вертикальном разрезе, но правильность этого выделения должна контролироваться изучением поведения ЦЛ и их границ на возможно большей площади: если не позволяет обнаженность или дислоцированность, то используют густую сеть буровых скважин и сейсмостратиграфические разрезы.

Нередко геолог видит ЦЛ раньше отдельных составляющих их слоев—элементов, когда они четко «нарезаны», как бы квантированы самой природой, т. е. имеют резкие границы и выразительны литологически, как, например: во фли-

ше: пара контрастных по цвету (светлому и темному) слов, метко названных С. Л. Афанасьевым «аяксами» (неразлучными античными друзьями), воспринимается как единая гамма, как двуцветная радуга. Дальнейшее изучение состоит уже в анатомировании, т. е. в анализе, разделении ЦЛ на составляющие элементы — слои, анализе изменчивости последних, особенно в вертикальном направлении, анализе границ и взаимопереходов и общем литологическом и литогенетическом изучении, описании и изображении, а заканчивается синтезом данных изучения разных сторон слоев разными методами и генетической интерпретацией. Внимание обращают на особенности гранулометрии (размер зерен, сортировку, форму зерен) и текстур, на расположение более крупных включений и положение их по отношению к палеогоризонту, текстурных знаков на подошве и кровле пластов, на состав пород, проявления биотурбации и других процессов выветривания. Это позволяет выделить литотипы слоев (см. гл. 18), что облегчается многократной повторяемостью слоев в разрезе.

Когда ЦЛ крупнее и менее выразительны, методика их выделения не такая непосредственная, а более сложная, требующая предварительного изучения повторяемости слоев в разрезе, анализа их границ и оценки их на резкость и возможную выдержанность и, самое главное, выделение и изучение литотипов слоев (ЛТС). Предварительно намеченные ЦЛ в дальнейшем неоднократно экзаменуются на правильность включения крайних слоев в этот, а не в смежный ЦЛ (прослеживанием на площади, наблюдением по другим ЦЛ за их границами и фиксацией более тесной связи — постепенных переходов и т. д.).

**Методика** собственно изучения ЦЛ в основном раскрыта при рассмотрении их выделения. Кроме того, циклиты в целом и по элементам изучаются литологически и литогенетически (гл. 18), поскольку ЦА не самоцель, а средство генетического и формационного (гл. 20) анализов. В аспекте собственно ЦА следует добавить: процедуру *опробования* из каждого ЦЭ и даже слойка с прицелом на оценку изменений свойств пород по телу ЦЛ; сбор возможно большего объема *количественных данных*, особенно по толщине слоев и их более частных «связок» со смежными, т. е. частных парагенезов внутри ЦЛ (так обнаруживается и изучается и «вложенная», более мелкая циклитовость); *зарисовки* и фотографирование ЦЛ. Зарисовки делаются в виде рельефных колонок в детальных (1:10; 1:100 и др.) и более мелких масштабах — как отдельных ЦЛ (рис. 17.4), так и их серий и более крупных ЦЛ. Правая сторона колонок обычно является и гранулометрической кривой, в масштабе (нередко не строгом) изображающей изменение размера среднего диаметра зерен слоев и отдельных их уровней. При этом

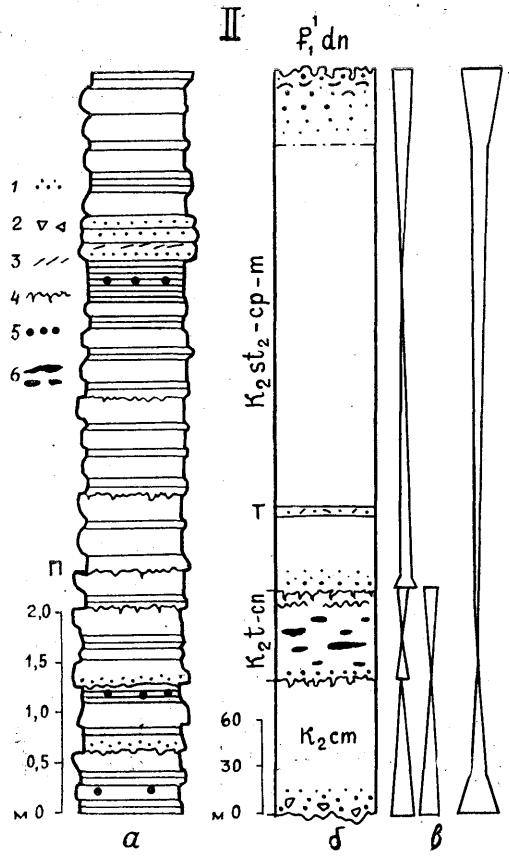
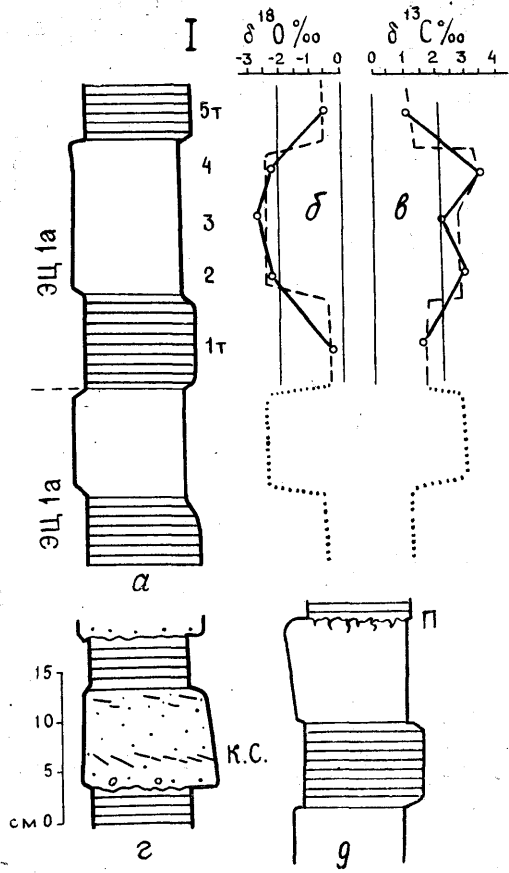


Рис. 17.4. Периодиты (Ia, б, в) и событийные (Iг) элементарные (I), мезо- и макроциклиты (II) верхнего мела Крыма.

Элементы циклита (ЭЦ): частые горизонтальные линии — «мергели» серые; белые (без крапа) — известняки белые, мелоподобные; левое ограничение колонок — рисунок профиля обнажения (выступы и ниши), правое — гранулометрическая кривая (отклонение вправо — поглубение зерна); 1т, 2, 3, 4, 5т — номера образцов на изотопный анализ (1б, в) и определение нерастворимого остатка (1т, 5т — образцы из серого слоя); К. С. — мелкая, сантиметровая косая слоистость в биокластовых известняках с песчаной структурой; П — панцирь в седиментационно-элювиальном циклите, закачивающемся неровной границей с ризолитами; 1б и 1в — кривые изменения по циклиту изотопного состава кислорода и углерода: сплошная — точки анализов соединены прямыми линиями, прерывистая — предположительная кривая с учетом вероятного ее поведения для однородных по составу и условиям слоев, пунктирная — то же для другого циклита. IIа — элементарные циклиты — периодиты и некоторые флювиально-планктоногенные и седиментационно-элювиальные — в части разреза сеномана на северном склоне горы Сельбухра; 1 — пески и песчаники глауконитовые и кварц-глауконитовые; 2 — сидикласты известняка; 3 — мелкая косая слоистость; 4 — наиболее крупные серии стилолитов; 5 — приртовые конкреции; 6 — халцедоновые конкреции. IIб — общий схематический разрез верхнего мела бассейна р. Бодрак (приток р. Альма): Т — наиболее толстый (10 см) туф, превратившийся в смектитовую глину — кил;  $P_1^{1}dn$  — датские известняки. IIв — условные стреловидные символы про- и репроциклитов верхнего мела Крыма и его свит — сеноманской, турон-коньякской и верхнесантон-кампан-маастрихтской

обычно самые грубые слои или уровни представляют отрезки кривой, дальше других отклоненные вправо, а на уровне тонкозернистых кривая максимально отклоняется влево.

Справа и слева колонок наносят другие данные по минеральному составу, особенно аутигенным минералам, конкрециям, текстурам, окаменелостям, литотипам и генотипам (дают их индексами), более мелкой циклитовости (кривыми и треугольными символами) и т. д. Помещаются и номера образцов.

**Генетическое истолкование** данных изучения — отнесение ЛТС к генетическим типам отложений и ЦЛ к генетическому типу ЦЛ — производится в конце изучения, но начинается (в виде предположений, рабочих гипотез) почти с выделением ЦЛ, а потом, в ходе изучения, оно неоднократно проверяется. Более обоснованно оно дается на базе изучения не одного ЦЛ, а их серий, что позволяет использовать очень сильный метод — сравнительный анализ — и определять генотипы по многим конкретным слоям и циклитам. Генетические истолкования облегчаются при прослеживании ЦЛ на площади и особенно при построении фациально-палеогеографических карт по ним в целом или по верхней и нижней частям или элементам (Ботвинкина, Алексеев, 1991, рис. 3, 60) или блок-диаграмм (там же, рис. 55, 56 и др.) и фациальных профилей.

Неоднократно предпринимались попытки *математического* изучения цикличности (Вистелиус, 1948, 1980; Дафф, Хал-

лам, Уолтон, 1971; Логвиненко и др., 1976; Деч, Кноринг, 1985). Хотя больших результатов пока они не дали (это направление находится еще на стадии накопления материала), их надо продолжать.

Интересны и полезны методы математико-графической корреляции (коннексии) флишевых разрезов (Вассоевич, 1948 и др.; Афанасьев, 1976; и др.), позволяющие подойти к решению одной из самых трудных проблем стратиграфии и одновременно проливающие свет на генезис флиша, например через установление большой (до сотен километров) протяженности тонких слоев и циклитов.

## 17.5. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЦИКЛИТОВ

### 17.5.1. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Почти все процессы на Земле совершаются циклично и приводят к формированию тех или иных «своих» циклитов — особых генетических типов циклитов (ГТЦ). Постепенно преодолевается упрощенное представление о тектонической природе всех или подавляющего большинства ЦЛ и их ГТ. *Тектонические колебательные движения* (ТКД) считались универсальной причиной циклитов всех рангов, может быть за исключением сезонных варв. Даже флишевые ритмы еще в 1951 г. лучшим знатоком флиша Н. Б. Вассоевичем объяснялись как результат трансгрессий и регрессий, вызванных ТКД, приводящими каждый раз то к подъему дна моря на 1—2 км, то к его опусканию типа провала на эту же глубину. При этом геологов не смущало нарушение этим объяснением всех норм меры и здравого смысла. А в циклотемах угленосных формаций, которые в 1930 г. Дж. Уэллер объяснил трансгрессиями и регрессиями (ТиР) и ТКД соответствующей частоты, и сомневаться не разрешалось.

Таким образом, еще в 50—60-е годы различались фактически два ГТ циклитов: тектонический господствующий, особенно для средних и более крупных ЦЛ, и *сезонный*, применявшийся к миллиметровым циклитам, по существу к текстуре породы. Третья группа Ц — *космические*, или *астрономические*, циклы. Хотя о них говорили давно (Миланович, 1914; Чижевский, 1976; Шнитников, 1949, 1951; Тишинский, 1966; и др.), но лишь в 70—80-е годы они стали обоснованнее привлекаться для объяснения конкретных ЦЛ (Хаин, 1973; Афанасьев, 1976; Малиновский, 1982; и др.). Все большая роль в образовании ЦЛ разного ранга открывается для *вулканических* процессов, обычно включаемых в тектонические причины, что не совсем правильно: вулканизм — самостоятельный фактор, хотя и тесно связанный с тектогенезом. Таким образом, наметились четыре основных крупных, слож-

ных генетических типа ЦЛ (ГТЦЛ): космический, земной климатический, земной вулканический и земной тектонический. К ним можно добавить пятый — техногенный.

И все же список главных ГТЦЛ следует продолжить, ибо все больше выясняется самостоятельная циклитобразующая роль самих процессов *седиментации*, подчиняющихся своим внутренним законам и саморазвивающихся (Фролов, 1965, 1972 и др.). Пример — осадконакопление в дельтах и их формирование (см. ниже, 17.5.3). Вероятно, известную самостоятельную роль в образовании ЦЛ играет и *жизнь*, что позволяет ставить вопрос о биоциклитах (табл. 17.3).

Генетическую классификацию циклитов следует рассматривать лишь как предварительный неполный и не строго логичный список основных генетических типов циклитов разных порядков и рангов. Трудности построения строгой классификации объясняются полигенетичностью многих циклитов, в формировании которых принимают участие многие процессы и факторы, и их поэтому трудно отнести к какому-то одному генетическому типу. Например, эвстатические колебания уровня океана (ЭКО) — казалось бы, чисто экзогенные явления, может быть, в основном климатические. Однако, вероятно, главной причиной их значительной (до

Таблица 17.3

Генетическая классификация циклитов — генетические типы ЦЛ (ГТЦЛ)

Генетические			
Классы (ряды)	Роды (группы)	Виды (типы)	Примеры
1	2	3	4

А. Природные (естественные)

I. 1. Космические	1. Событийные	1. Метеоритные 2. Астроблемные	180-миллион-летние циклы развития Земли Ц в 0,492 и 1,2—1,3 млн лет 30—40-тысячелетние Ц Ц в 80—90 лет. Приливы Ц в 11 лет Варвы Месячные
	2. «Орбитальные»	1. Галактически годовые 2. Колебания эксцентриситета орбиты Земли 3. Изменения наклона эклиптики 4. Год Урана 5. Год Юпитера 6. Год Земли 7. Лунные 8. Суточные 9. Луноприливные	



1	2	3	4
<b>II. Земные и космо-земные</b>			
<b>2. Климатические, в основном космо-земные</b>			
3. Биоциклы	1. Тектоно-трансгрессивно-регрессивно-климатические	1. 180-миллионлетние циклы развития Земли 2. 90-миллионлетние полуциклы развития Земли 3. 22-миллионлетние Ц потепления	Геотектонические Ц комплексного генезиса Трансгрессивно-теплоклиматические оптимумы Трансгрессивно-теплоклиматические оптимумы 350—500-тысячелетние 90—140 > 30—40 > (отступление и наступание ледника) 6—9-тысячелетние Тысячи — сотни лет — смена псевдорегрессий псевдотрансгрессиями Сотни лет — годы и месяцы — темпеститы Чередование расцвета и вымирания биоса Уход фауны в убежища и возвращение Трансгрессии — регрессии — сезонные циклы в океане Сгущения окаменелостей и ОВ в ЦЛ (в ЦТ) Латеритные и эвпелагические ЦЛ  Почвообразовательные, панциреобразовательные ЦЛ 1. Субдельтовые (при перекомпенсации), биогермовые и др. 2. Аллювиальные 3. Панциреобразовательные
	2. Гляциальные (ледниковые)	1. Периоды  2. Эпохи 3. Стадии	
	3. Собственно климатически-погодные	1. Чередование сухих и влажных эпох  2. Ураганы, штормы, бури	
	1. Великие вымирания 2. Экобиоциклы 3. «Биосферные ритмы» Ю. М. Малиновского (1982) 4. Фациальные биоциклы	1. Сотни миллионлетние  2. Миллионы — сотни лет  Волны жизни — десятки млн лет — сезоны  Десятки тысяч — сотни лет	
4. Седиментационные	1. Седиментационно-элювиальные	1. Длиннопериодные — десятки млн лет — сотни тыс. лет 2. Среднепериодные — миллионы — сотни лет  3. Мелкопериодные — тысячи — десятки лет	

1	2	3	4
<b>III. Земные, в основном эндогенные</b>			
<b>5. Вулканические</b>	1. Рифтогенные 2. Ц вулканического очага-района 3. Ц вулкана 4. Ц по пеплам	1. Длительные — сотни — десятки млн лет 2. Средней длительности — млн лет 3. Короткие — десятки тыс. лет 4. Разной длительности	Формационные ряды — формации, серии Субформация, мезоциклиты Циклотемы и суперЦТ МаЦЛ, МеЦЛ, ОЦЛ и МиЦЛ
<b>6. Тектонические</b>	1. Протогей и неогей 2. Платформенных систем 3. Геотектонические 4. Субгеотектонические (формационных рядов) — ФР 5. Формационные 6. Субформационные 7. Сейсмогенные	1. Самые крупные ЦЛ (млрд лет) 2. ЦЛ древних платформ (млрд лет) 3. Полигеосинклинальные (0,5 млрд лет) 4. Моногеосинклинальные (180—200 млн лет) 5. Гемигеосинклинальные 6. Полистадиальные 7. Моностадиальные 8. Субстадиальные (фазовые) 9. Серии, свиты 10. Подсвиты, пачки 11. Элементарные парагенезы слоев 12. Интервалы между землетрясениями	Глобальные СГЦЛ — стадии необратимой эволюции Материковые СГЦЛ ЦЛ долгоживущих подвижных поясов Чехлы древних платформ МЦЛ моноцикловых подвижных поясов Чехлы молодых платформ Авлакогенные формационные ряды Серии ФР ФР Элементарный формационный ЦЛ Макроциклиты МезоЦЛ тектонически-колебательных движений Тектоногенные (?) ЦТ МеЦЛ, ОЦЛ, МиЦЛ

**Б. Искусственные (техногенные) земные**

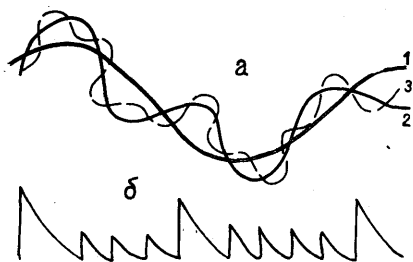


Рис. 17.5. Циклограммы — синусоиды (а) разных порядков (частоты колебаний), интерферирующих между собой, и ломаная, зигзагообразная циклограмма (б), отвечающая чаще встречающимся циклитам

водят и опускания суши. Тем не менее такие ЦЛ помещены в группу климатических.

Так же трудно выделить вклад космических факторов, поскольку их появление происходит через «включение» или стимулирование земных процессов — тектонических или климатических, а также биологических. Ю. М. Малиновский (1982) показал, что разнообразные пульсационные или колебательные волновые процессы разной периодичности сложно интерферируют между собой, то усиливая, то ослабляя другие в зависимости от синфазности или, наоборот, появлялись не синфазно, приводя, например, к бурному развитию биоса, часто «наводнявшего» океаны, или к его гибели и лавинному накоплению биогенных компонентов, в том числе и редких рудных, в осадках. И климатические процессы, связанные взаимодействием с широтной климатической зональностью, — результат сложного взаимодействия космических и тектонических условий и процессов. Все это принято изображать в виде синусоид разной частоты, накладывающихся друг на друга и сложно интерферирующих друг с другом (рис. 17,5, а). Не все из них совершаются правильно волнообразно, а часто взрывообразно, для чего больше подходит ломаная линия с пиками и провалами (рис. 17.5, б). При расшифровывании циклограммы следует выделять синусоиды разных порядков и пытаться увидеть за ними участвовавшие в циклической седиментации процессы и факторы.

### 17.5.2. КОСМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Космическое влияние все больше проясняется по мере углубления космо-земных связей. Мы «всюду находим циклические процессы, являющиеся результатом воздействия

космических сил» (Чижевский, 1973, с. 33). Особенно сильно и многообразно влияние Солнца: через количество и распределение тепла (что зависит в основном от наклона эклиптики и эксцентриситета орбиты), и жесткое излучение, сильно меняющееся в солнечных 11- и 90-летних («вековых») циклах, с которыми связаны не только процессы в атмосфере (озоновый слой Земли), но и циклы жизни и даже многие физико-химические процессы. Усиление солнечной активности не только уменьшает температурный градиент по широтам Земли (сглаживает их контрастность) и вызывает потепление климата, но и увеличивает скорость осаднения из коллоидных растворов и т. д. (Эйгенсон, 1963), увеличивает высоту векового прилива океана, замедляет вращение Земли. Колебания угла эклиптики больше сказываются на климате высоких широт, чем низких. Влияние астрономических факторов сильнее колебаний солнечной активности: колебания эклиптики с периодом 41 тыс. лет и колебания эксцентриситета орбиты Земли с периодами 0,492 и 1,2—1,3 млн лет (Шараф, Будникова, 1968). Но и астрономические факторы не всемогущи, ибо ими можно объяснить лишь этапность оледенений, а не четвертичное оледенение в целом. «Чтобы возникло оледенение, должно произойти наложение астрономических факторов на какое-то более долгопериодическое явление, изменяющее климат в высоких широтах» (Малиновский, 1982, с. 11), например высокое поднятие там больших участков суши.

Долгопериодные потепления климата Земли (через 20—25 млн лет) синхронны с мировыми трансгрессиями, которые оказались в основном одновременными на всех материках (Малиновский, 1963, 1982; Казаринов, 1976; Найдин, 1976; и др.). С этими фазами связаны многие биологические и седиментологические процессы, колебания критической глубины карбонатакопления: она сильно увеличивалась в теплые эпохи — позднем мелу, палеоцене, позднем эоцене (максимальная для кайнозоя), среднем миоцене и голоцене (меньшая, около 5 км). На эти мировые события накладывается еще более долгопериодный процесс — волна максимальных вертикальных движений материков, идущая с запада на восток (период — 180 млн лет, полупериод, приводящий к синфазности удаленные материки, — 90 млн лет) и объясняющая определенную разновременность максимумов трансгрессий на разных материках, что позволило А. Л. Яншину (1973) отрицать мировые трансгрессии и регрессии. Ю. М. Малиновский примирил эти два взаимоисключающих утверждения и показал, что правы и Д. П. Найдин и А. Л. Яншин (диалектическое единство противоположностей!).

Новый генетический тип циклитов — *периодиты* (Циклическая..., 1985), или известково-мергельные циклы, — по

длительности (около 41 тыс. лет) близок к изменениям наклона эклиптики и, таким образом, вероятно, имеет астрономическую первопричину. В последние годы периодиты установлены в верхнемеловых отложениях Крыма (Фролов, Сридхаран, 1995). От событийных циклитов их отличает одинаковая плавная смена каждого элемента — известняка и мергеля, что делает неопределенным начало ЦЛ и его завершение (см. рис. 17.4). Никакие резкие границы и перерывы в периодитах не устанавливаются, что свидетельствует о непрерывности медленной седиментации и растянутой на сотни-тысячи лет смене накопления белых и чистых известняков (при температурах 22—24 °С) серыми глинистыми, когда температура воды была на 6—8 °С ниже. Следовательно, колебания наклона эклиптики могли вызывать колебания климата — похолодание и гумидизацию в одни периоды и потепление и аридизацию — в другие. Многие сотни однообразных ЦЛ — периодитов толщиной 20—40 см трудно объяснить другими причинами.

### 17.5.3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕЛЬТОВЫХ ЦИКЛОТЕМ

Для подробного описания всех генетических типов ЦиЦЛ нужна отдельная книга. Но происхождение угленосных циклотем (УЦТ), на примере которых можно понять седиментационный механизм образования циклитов этого уровня, необходимо рассмотреть. Дж Уэллером (1930) им прописан (но не доказан) тектонический колебательный механизм формирования, казавшийся настолько простым, очевидным и реальным, что он принимался без обоснований. Этому способствовало и господствующее положение тектоники: тектонисты верили, что с помощью тектонических движений они могут все объяснить. К. Данбар и Дж. Роджерс (1962), проанализировав этот тектонический механизм, пришли к выводу, что он скорее нарушал бы последовательность напластования, чем создавал бы циклотемы. Они не нашли альтернативный механизм, хотя рассматривали и эвстатические колебания уровня океана и другие процессы. А способ образования ЦТ и других элементарных и не очень крупных ЦЛ был почти очевиден, но увидеть его мешали зашоренность универсальной «отмычкой» — тектоникой — и мысль о едином универсальном механизме (а тогда таковым мыслился только тектонический). При этом руководствовались простой логикой: раз цикличность универсальна, то и причина ее должна быть универсальной, единой. Это был какой-то упрощенный математический или физический, а не геологический подход. Основа последнего — ожидание полигенетичности одного и того же тела или следствия — из-за сложного многообразия геологических процессов, их на-

ложения друг на друга и конвергенции признаков и следствий.

Толчком к поискам не гипотетического, а естественного механизма образования ЦТ были факты расщепления пластов угля (см. рис. 11.3) аалена Дагестана (Фролов, 1963, 1965, 1972) и другие особенности строения этих и иных угленосных и безугольных отложений, которые противоречили колебательно-тектоническому механизму. В качестве реальной была привлечена детально изученная седиментация в дельте Миссисипи (Fisk, 1944, 1948 и др.; Mooge, 1966; Russell, 1936; Kolb, Van Lopik, 1958; Coleman, 1976; и др.). Аккумулятивное тело дельты формируется не единым фронтом, а крайне неравномерно, секторами — субдельтами, или ло-

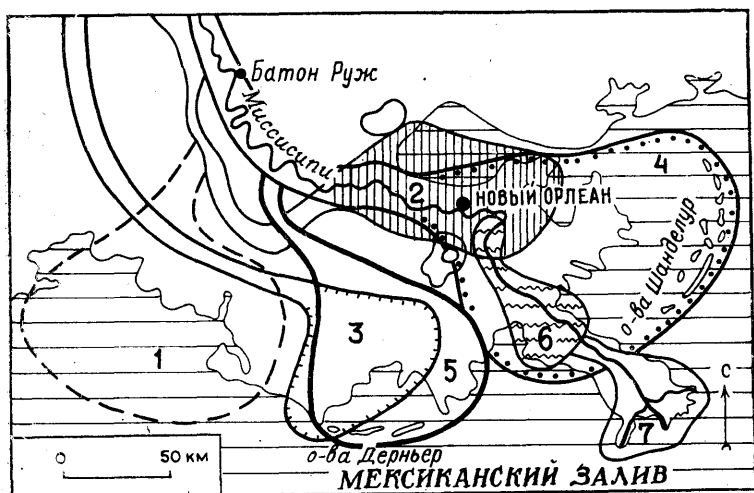


Рис. 17.6. Субдельты — лопасти дельты Миссисипи в голоцене (Лидер, 1986; Фролов, 1972):

1 — Сейл-Сайпрмор (или Техе), 2 — Кокодри, 3 — Теч, 4 — Сен-Бернар, 5 — Ла-Фурт, 6 — Плакшмин, 7 — современная Бэлайз, или Бёрдфут («Птичья лапка»)

пастями. Лучше восстановлены последние 7 субдельт (рис. 17.6), каждая из которых формировалась в среднем в течение  $500 (\pm 200)$  лет, причем места построения новой субдельты резко смещались от предыдущей, река как бы прыгала в новый сектор общей дельты. Прыжок в новый сектор главной протоки происходил после перекомпенсации данного сектора осадками, проградационно далеко в море продвинувшими внешний край дельты (авандельты) и создавшими надводную равнину, которая перестала заливаться в паводки. Реке приходилось нести воды почти горизонтально, поэтому она прорывала себе новый канал глубиной до 20—

30 м в том участке общей дельты, который давно не принимал речные осадки и успел опуститься под уровень моря вследствие общего непрерывного прогибания побережья. Так начинала формироваться новая циклотема, в основании которой залегают глыбовые и щебенковые седикласты — свидетели катастрофического прорыва и выпаживания каналов в полузатвердевших отложениях. На них наслаиваются косослонистые пески речных выносов в море (подводный, или морской, аллювий), одновременно продвигающие речной поток, ограниченный с боков высокими валами (почему они обязательно образуются?), на многие десятки километров в сторону моря, где они перекрывают морские песчаные, известковые и глинистые отложения. Одновременно навстречу, к берегу, медленно смещаются песчаные острова прибойного генетического типа, начавшие формироваться как подводные валы на внешнем краю авандельты, например о-ва Шанделур.

Познанный седиментационный механизм прерывистой седиментации в процессе саморазвития дельты позволяет прогнозировать следующий прыжок. Куда вскоре прорвется главный рукав Миссисипи? Лишь субдельта Бердфут «против правил» не сделала прыжок вдоль береговой линии, а переместилась (тоже скачком) на юг, т. е. практически в направлении проградации 6-й дельты. Эта аномалия — знак «включения» нового фактора, которым, вероятно, было крупное оползание рыхлых масс на континентальном склоне.

Размеры только голоценовой дельты Миссисипи превышают 400 км по фронту и 300 км по ширине, а отдельных субдельт — соответственно 150 и 200 км, что равно размерам циклотем Донбасса. При этом пласты известняков, в основном биогенных, формирующихся в обширных заливах и проливах авандельты, и пласты углей (мангровых и болотных) могут «переходить» из одного циклита в другой и распространяться на большую площадь. Такая полная аналогия современных и древних циклотем позволяет обойтись без гипотетических колебательных тектонических движений Уэллера соответствующего масштаба, что впервые было сделано по отношению угленосной толщи аалена и верхнего тоара Дагестана (Фролов, 1965, 1972). Для образования ЦТ, следовательно, не требуются ни чередование опусканий и поднятий или хотя бы остановок прогибания (по не менее неправдоподобной гипотезе П. Прюво, Pruvost, 1935). Наоборот, чем *равномернее* «однонаправленное» прогибание, тем *правильнее* получается *циклитовость*, хотя длительность циклов может быть разной (очередной парадокс!): время формирования ЦТ определяется и количеством приносимого рекой материала, компенсирующего опускание. При снижении поступления терригенного вещества, например при ари-

дизации климата или сокращении водосбора, ЦТ образуются более медленно. Диалектика процесса в том, что первопричины (прогибание и принос материала) нециклически (или циклически с большей периодичностью), непрерывны и однонаправлены, а результат (седиментация) циклически (закон перехода количественных изменений в качественные и закон инверсии).

В еще более грандиозных масштабах этот механизм действует в Восточном Китае благодаря прыжкам р. Хуанхэ, амплитуда которых достигает 1000 км: почти в течение двух тысячелетий (2300—602 гг. до н. э.) она впадала в Ляодунский залив на широте Пекина, скачкообразно меняя сектора; с I по XIX в. она неоднократно меняла направление своего течения, впадая то в заливы Бохайвань и Лайчжоувань, то (с 1324 по 1852 гг.) на 600 км южнее, в Желтое море. С 1852 г. она снова впадает в заливы Бохайвань и Лайчжоувань, и ее современная субдельта разделяет эти заливы, имея размер по фронту свыше 100 км и 60 км выдвигая только субаэральной части. По существу весь Ляодунский залив и Желтое море есть авандельта (большей частью подводная дельта) Хуанхэ, на юге объединяющаяся с дельтой Янцзы. Направления рукавов Хуанхэ хорошо датированы в значительной мере потому, что смена ее русла всегда была национальной катастрофой, оставлявшей о себе память и почти сравнимой с библейским Всемирным потопом, а для седиментолога — каналы, заполненные глыбовыми седикластами — свалами.

Подобная событийно-катастрофическая седиментация устанавливается в большинстве современных и древних дельт (юра Дагестана, каменноугольные дельты Англии, США и др.). По аналогии с большой долей вероятности можно утверждать, что седиментологический механизм образования элементарных циклитов ранга циклотем присущ шлировым, молассовым и другим сходным по скоростям осадконакопления формациям, и этот механизм может испытывать деформирующие влияния эвстатических и тектонических колебательных движений уровня океана и дна, а также других процессов. О его большой универсальности свидетельствует и объяснение без тектонически-колебательного механизма образования речных и морских коралловых террас (Фролов, 1968, 1972, 1984).

#### 17.5.4. ОБРАЗОВАНИЕ ФЛИШЕВЫХ ЦИКЛИТОВ

Механизм спазматических мутевых потоков совсем иной по сравнению с седиментационно-дельтовым, но и он формирует правильные циклиты без колебательных тектонических движений. Он совершается везде и всегда (начиная с архея; Фролов, 1973) при соответствующих условиях: на-



личии достаточных масс рыхлого материала в геоморфологически или сейсмически неустойчивом положении (вблизи крутого склона). На суше он реализуется селями и вообще пролювием — аналогами турбидитов и более грубых подводных катастрофических отложений. В водной среде создаются дополнительные условия для «взвешивания» мутевого потока, его большего разгона (ускорения), проноса на сотни километров (возможность корреляции тонких пластов флишевых циклитов) и градационной дифференциации осадочного материала по размеру, форме и удельному весу в разрезе и на площади. Эти акты совершаются практически мгновенно (часы — дни), но за это короткое время успевает накопиться 50—100% мощности циклитов, а в промежутках между мутевыми потоками или оползнями происходит медленная фоновая седиментация, формирующая второй ЦЭ, например планктоногенные карбонатные или кремневые отложения. Чаще всего он незначителен по мощности, нередко отсутствует, и поэтому фактически заметно не влияет на приращение мощности циклитов. Это объясняет очевидной парадокс осадконакопления, в данном случае флиша: какими бы неоднородными ни были периоды между мутевыми потоками (даже отличающимися в тысячи и миллионы раз), циклиты будут практически равновеликими.

Сход мутевых потоков или оползней совершается при достижении предела устойчивости откоса рыхлых масс, и они, сами по себе, как снежные лавины, приходят в автокинетиическое движение. Но чаще всего откос до этого полного «созревания» не доходит, так как в природе находится много «спусковых крючков» (штормы, землетрясения, пеплопады, искусственные нагрузки и т. д.), раньше «срока» провоцирующих сход лавин рыхлого материала — илистого, песчаного или щебнистого. Здесь можно найти участие и тектонического фактора — землетрясений, но отнюдь не колебательных тектонических движений, трансгрессий или регрессий. Хотя последние иногда косвенно принимают участие в возникновении мутевых потоков или оползней: во время оледенений вследствие большого понижения уровня океана нижняя часть шельфа и верхняя часть континентального склона оказываются в зоне активной волновой динамики, а по осушенной большей части шельфа реки доносят свой рыхлый материал почти до бровки шельфа, откуда ему уже легко сойти под уклон, особенно в каньоны, вершины которых нередко поднимаются высоко на шельф (и тогда речные потоки и выносы непосредственно смыкаются с перемещением материала по подводным каньонам, например у Риони, Бзыби).

### 17.5.5. ДРУГИЕ СОБЫТИЙНЫЕ ЦИКЛИТЫ

*Бури, смерчи, ураганы, тайфуны, цунами* и другие *катастрофические события* в атмосфере и гидросфере, эпизодически или периодически перемещают рыхлый материал в пустынях или морях, формируют элементарные циклиты (например темпеститы — отложения штормов), часто весьма похожие на турбидитные. Различные циклиты создаются *вулканическими извержениями* (пеплопадами), чередованиями форм вулканизма (эффузивной, эксплозивной и гидротермальной) как из собственно вулканитового материала, так и из приведенного в движение экзогенного и ранее отложенного вулканитового. Во внешне однообразных нециклитовых толщах, обычно глинистых или пелитоморфных карбонатных, выпадение экзотического пеплового осадка создает стратификацию, и по этим осадкам можно выделять как элементарные, так и мезо- или макроциклиты. Здесь толщи «нарезаны» на циклиты не столько самим процессом седиментации, сколько внедрением внешнего по отношению к ней процесса и материала. Возможность таких инъекций — характернейшая черта седиментогенеза, резко отличающая его от эндопетрогенеза.

### 17.5.6. ТЕХНОГЕННЫЕ ЦИКЛИТЫ

Техногенные ЦЛ, к сожалению, все больше внедряются в природные, и типы их разнообразны: от взрывных (особенно ядерных), гигантских обвалов, отвалов и искусственных насыпных сооружений до сбросов сточных вод, отравляющих реки, водоемы и населяющий их биос и являющихся местными или региональными катастрофами, нередко перерастающими в глобальные. Эти процессы, как и природные, создают или только «нарезают» циклиты разных порядков. Многие из них будут восприниматься как геохимические циклиты. Особую группу техногенных ЦЛ составляют те, которые связаны с сельскохозяйственной деятельностью — распаиванием почв, внесением удобрений, приведением почвы в бесплодное состояние, способствованием панциреобразованию (на хлопковых полях) и т. д.

О циклитах осадочных пород и толщ можно сказать, что они практически *любого генезиса*, и поэтому они *универсальны*. Но то же справедливо и по отношению к самим осадочным породам — они также полигенитичны и всевозможны. Следовательно, цикличность — универсальное, всеобщее свойство осадочных пород и их формаций. Поэтому, чтобы понять их, *надо искать циклиты!* Не те, так другие типы ЦЛ обязательно найдутся в осадочных образованиях, даже во внешне нестратифицированных и неслоистых. Отсутствие циклитовости — аномалия, но весьма информатив-

ная. Истолковав ее, ищут более крупную цикличность, в которую входит данный нециклитовый элемент (обвальное накопления, морена и др.).

Цикличность осадочных толщ — основной документ *пульсационности* осадочного процесса, и эта пульсационность разнообразна по силам, порядкам, периодичности. Основной способ ее восстановления в прошлых эпохах — изучение цикличности осадочных толщ.

## 17.6. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЦИКЛИЧНОСТИ

Изучение цикличности (Цть) имеет огромное научное и практическое значение. В *теоретическом* отношении Цть играет ту же и даже большую роль для отложений, что и слоистость для познания генезиса пород. Изучение Цти — ключ к процессам, т. е. к генезису как отложений, так и пород. По Цти вместе с литогенетическим анализом восстанавливается прежде всего *режим* осадконакопления и основной его параметр — *периодичность*, т. е. периоды пульсаций, а также *конкретные силы* и процессы. ЭЦЛ — *элементарная ячейка формаций* (см. гл. 20), познать которые невозможно без выделения ЦЛ, этих квантов седиментации, в своем составе заключающих практически полные наборы — парагенезы формациеобразующих пород и генетических типов отложений. По ЦЛ познается и генезис элементарных парагенезов слоев, заключающих угли, горючие сланцы, фосфориты и другие полезные ископаемые, восстанавливаются седиментационные процессы и обстановки накопления осадков. Поэтому такое большое место занял циклический анализ в угольной геологии, откуда он распространился на нефтяную и другие разделы науки о Земле.

Общее теоретическое значение цикличности в том, что она *основа единого, целостного взгляда на природу внешних геосфер*, и понять функционирование и эволюцию их невозможно без изучения Цти. Циклический подход помогает познать и такой направленный процесс, как развитие и эволюция жизни, ибо они также совершаются циклично. Цикличность развития биоса порождает цикличность осадконакопления, но в еще большей мере имеет место обратная связь и, кроме того, их интерференция. Циклический подход — *основа мировоззрения* геолога, географа и биолога.

*Практическое* значение цикличности сказывается прежде всего в *регионально-стратиграфических работах* и *геокартировании*, так как ЦЛ — *основные структурные единицы* супракрустальных толщ. Циклицы служат для *корреляции разрезов* и их *расчленения* почти с любой детальностью — от глобальных до мелких местных ЦЛ. Стратиграфическая

роль циклитов была понята и оценена практически на заре геологии — уже в начале XIX в.

При *анатомировании* отложений прежде всего имеют дело с циклитами, позволяющими «свернуть информацию» и оперировать не калейдоскопом слоев и пород, а более ограниченным числом и типами их часто стандартных наборов — «обойм» — и экономнее описать толщи.

Многие *осадочные полезные ископаемые* или даже их большая часть образуются в результате циклических процессов и в формациях размещены по той или иной циклической закономерности (Дмитриев и др., 1974; Дружинин, 1982; и др.). Следовательно, и *поиски* их, как и разведка и оценка запасов, невозможны без знания циклического строения. Это относится не только к «инситу», но и к перемещенным полезным ископаемым — нефти, газу, воде, урановым, медным и другим рудным залежам и месторождениям, поскольку они размещаются в связи с литологическими свойствами слагающих циклиты пород.

*Россыпи* тяжелых минералов и самородных элементов, фосфоритов, глауконитов, сидеритовых механических накоплений, галечников, гравелитов или грубых песков и другие механогенные полезные ископаемые залегают, как правило, в основании ЦЛ или в их нижнем элементе, т. е. являются базальными, что обычно упрощенно трактуется как их трансгрессивность. Реже они являются *апикальными*. Угли, горючие сланцы, глины обычно занимают среднее или верхнее положение в ЭЦЛ, а известняки, особенно пелитоморфные, диатомиты, радиоляриты, опоки, трепела, кремни слагают большей частью верхний элемент. Такое же положение у латеритов, бокситов и железных руд в элювиальных ЦЛ, а каолины слагают их среднюю или нижнюю часть.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

(учение о генетических типах отложений)

### 18.1. ИСТОРИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

#### 18.1.1. ЗАРОЖДЕНИЕ АНАЛИЗА

Происхождением осадочных пород геологи интересовались всегда. Во всяком случае как морские некоторые из них определялись еще Л. да Винчи, Н. Стено, М. В. Ломоносовым и др. Первые четкие генетические понятия и методы, однако, появились лишь в 40-х годах XIX в., когда молодой швейцарский геолог Аманц Грессли (1838—1841) на конкретном региональном материале (юра кантона Солеруа, Юрские горы) сформулировал *понятие фации*, не только разработал фациальный метод стратиграфии (см. гл. 16), но и использовал фациальную структуру отложений, а также петрографическую и палеонтологическую характеристики фаций для палеогеографических реконструкций (см. гл. 19). Его фации конкретны и привязаны к определенному месту и времени формирования.

Одновременно французский геолог Констан Прево (1838—1839), исходя из общих соображений о том, что в каждый геологический период формируются различные по условиям образования отложения, наметил ряд *формаций*, т. е. «образований» («formations»), которые представляли собой уже генетические *типы* отложений, хотя сформулированные еще недостаточно четко и последовательно (см. гл. 1.2.1 кн. 1 и гл. 19.1). Но они действительно не связаны с какой-то определенной эпохой (как связаны фации А. Грессли), т. е. имеют общее генетическое значение, как и генетические типы русских геологов. В 1881 г. на 2-й сессии Международного геологического конгресса термин «*формация*» был рекомендован именно в этом генетическом значении, хотя и без необходимых уточнений, по каким генетическим признакам — характеру среды, солености, глубоководности, способу образования или иному — их следует противопоставлять друг другу. Это обесценивало методическое значение понятия (особенно по сравнению с таким четким,

как «генетический тип» А. П. Павлова и других русских геологов второй половины XIX в.), и оно скорее стало общим выражением без фиксированного содержания (см. гл. 20).

Представление о *генетических типах* континентальных отложений развивалось независимо от понятия фации, принявшегося к морским образованиям, и эти понятия и методы практически не «встречались» друг с другом. Различные генотипов, долго оставаясь чисто русским методом, превращалось в сильное учение (см. гл. 1.2.1 кн. 1 и гл. 18.5). Состояние и уровень генетических представлений в России конца XIX и начала XX в. были выше, а понятийная база более развитой и прогрессивной и ее терминология более правильной и разработанной, чем в западноевропейской и американской геологии. Это объяснялось более последовательным применением *историко-геологического подхода*, разработкой А. П. Карпинским (1880—1919) *палеогеографического* метода геотектонического анализа, Н. И. Андрусовым (1884—1924) — *сравнительного* изучения (и метода) древних (главным образом, неогеновых) и современных (в основном черноморских) отложений и развитием литологических исследований (см. гл. 1.2.1 кн. 1). А. Д. Архангельский первым провел комплексное исследование (верхнего мела Русской плиты), сочетавшее строгое регионально-стратиграфическое изучение с литологическим, а на стадии генетических интерпретаций — с привлечением данных по современной океанологии (см. гл. 19).

Генетическое направление при изучении морских отложений развивали М. А. Егунов (1897), Г. А. Надсон (1903), Л. Кайё (Саух, 1894, 1916 и др.), Дж. Баррел (Barrel, 1912, 1913), Дж. Хиршвальд (Hirschwald, 1912), Х. Дрю (Drew, 1914), А. Гребо (Grabau, 1913) и др.

### 18.1.2. РАЗВИТИЕ АНАЛИЗА (1917—1945 гг.)

В период между мировыми войнами генетический анализ совершенствовался интенсивно, чему способствовало бурное развитие литологии, геохимии, палеоэкологии и общих геологических исследований, вызванных небывало возросшим заказом промышленности и сельского хозяйства к поискам и наращиванию запасов месторождений полезных ископаемых (см. гл. 1.2.2 кн. 1). Выделение генетических типов континентальных четвертичных и неогеновых отложений стало обязательным при геолого-съёмочных работах.

В 1923 г. Ю. А. Жемчужников разработал инструкцию по изучению косо́й слоистости и ее генетической интерпретации (публикация 1926 г.). Л. В. Пустовалов, А. В. Казаков и Г. И. Теодорович (в основном после 1945 г.) разработали геохимические методы генетического анализа (учение о геохимических фациях), а А. Е. Ферсман с 1922 г. — учение о стадиях литогенеза; усилилось изучение *источников веществ*.

ва, условий и способов известковой седиментации (на Большой Багамской банке и рифах), кремненакопления, туфов, глауконитов, палеоэкологии (Дж. У. Хедпеч, Х. С. Лэдд, Р. Рихтер и др.), современных и древних дельт (К. Х. Чедвик, Х. Н. Фиск, Р. Рассел и др.) и подводных каньонов (Р. А. Дэли, 1936; Ф. Х. Конен, 1937), что привело к великому открытию роли мутевых потоков в образовании флиша (1950 г. и позже). Для развития генетического анализа большое значение имели исследования угленосных отложений Г. Ф. Крашенинниковым, Т. Н. Давыдовой, Ц. Л. Гольдштейн, Ю. А. Жемчужниковым и Г. А. Ивановым.

### 18.1.3. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АНАЛИЗА

После 1945 г. генетические представления пронизывают большинство геологических и литологических работ, особенно в СССР. Четче оформляется учение о генетических типах *молодых континентальных отложений* (Николаев, 1946, 1948, 1952; Шанцер, 1948, 1950, 1966, 1980), бурно развивается *фациально-циклический метод* изучения угленосных отложений (Жемчужников, 1947; Жемчужников, Яблоков, 1956; Жемчужников и др., 1959—1960; Ботвинкина и др., 1956; и др.) и его модификации (Иванов, 1956, 1967 и др.; Кобилев, 1953; и др.). Из этих литогенетических исследований вырос метод генетического анализа морских отложений, с 1952 г. разрабатываемый автором (Фролов, 1960, 1963, 1965, 1968, 1970, 1984 и др.). Так было преодолено *методическое разобщение* генетического изучения континентальных отложений, проводившееся в основном методом выделения генетических типов, и морских образований — исключительно методом фаций. Стали применяться оба метода в комплексе, что значительно углубляло познание происхождения всех осадочных образований и формаций, будь то морские и континентальные, экзогенные и вулканогенные, седиментогенные и элювиальные.

Новый мощнейший импульс генетический анализ получил из палеоэкологических (Р. Ф. Геккер, В. П. Маслов, С. В. Тихомиров, Д. Л. Кальо и др.), геохимических (Н. М. Страхов и др.), аутигенно-минералогических (А. Г. Коссовская, Ю. П. Казанский, В. И. Муравьев и др.), формационных (В. И. Попов, Н. Б. Вассоевич и др.), инженерно-геологических (Е. М. Сергеев, Г. С. Золотарев, В. Т. Трофимов и др.), геокриологических (Э. Д. Ершов, Н. Н. Романовский, А. И. Попов, И. Д. Данилов и др.) исследований и широкого изучения морских отложений (М. В. Кленова, А. П. Лисицын, В. П. Зенкович, Д. Е. Гершанович, И. О. Мурдмаа и др.), создавшего актуалистическую базу. Больших успехов в познании генезиса осадочных образований добились иностранные геологи и географы.

История развития генетических исследований показывает: 1) огромное научное и практическое значение генетического анализа как в широком, так и в узком его понимании (см. 18.2); 2) необходимость единого подхода к изучению как континентальных, так и морских, как современных, так и древних, как экзогенно-осадочных, так и вулканогенно-осадочных отложений, что становится особенно ясным при изучении осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, в которых и те и другие часто тесно связаны закономерными парагенезами; 3) необходимость применения для любых отложений как фациального (см. гл. 19), так и генетического (в узком смысле слова) метода.

## 18.2. ПОНЯТИЕ ГЕНЕЗИСА И ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Под *генезисом*, или происхождением, геологического объекта понимают прежде всего *способ* его образования, или *ведущий процесс*. При выяснении генезиса геолог стремится ответить на вопросы: как? каким образом? в результате какого процесса? произошли, образовались минералы, горные породы, отложения, свиты слоев, месторождения полезных ископаемых, складки, разрывы и т. д. Знание *способа образования* выражает самое существенное и специфичное в понятии о генезисе и определяет *генетический тип* объекта.

Происхождение геологического объекта, однако, полностью еще не раскрывается понятием о способе образования. Полное определение генезиса требует знания *условий* протекания геологического процесса, порождающих тот или иной процесс или по крайней мере оказывающих на него влияние, так или иначе видоизменяя его. При расшифровке условий образования выясняется, в какой среде — воздушной (субаэральной) или водной (субаквальной), при каких температуре и давлении, в какой по энергетичности аэро- и гидродинамике, при какой концентрации вещества, каких щелочно-кислотных (pH) и окислительно-восстановительных (Eh) потенциалах, пассивном или активном тектоническом режиме и прочих параметрах среды осадконакопления и окружающих обстановок происходило формирование отложений.

Итак, генезис в *широком* смысле слова (*s. lato, s. l.*) включает как способ, так и условия образования и еще источник вещества, тогда как генезис в *узком*, строгом смысле (*s. stricto, s. str.*) прямо выражает *только способ образования*. Можно предложить за узким понятием оставить термин «генезис», а за широким — «происхождение», хотя первичные их значения одинаковые.

Понятие генезиса *s. str.* охватывает: 1) все процессы накопления осадков из воздушной и водной среды, т. е. седи-



ментацию в собственном смысле слова; 2) процессы преобразования осадков и любых пород на месте на поверхности литосферы и в ее самой верхней части, т. е. их метасоматоз или, более широко, выветривание; 3) все процессы преобразования и новообразования пород в стратисфере в стадиях диа-, ката- и метагенеза. Выяснение процессов первой и второй групп, т. е. образования и преобразования осадков и пород в стадиях выветривания и осадконакопления на поверхности литосферы или в ее верхней части, можно называть *генетическим анализом* в узком смысле слова (*s. str.*). Выяснение третьей группы вопросов может входить в этот же анализ, но из-за его специфичности он чаще рассматривается отдельно как *стадиальный анализ* (см. кн. 1, гл. 3.8, с. 218).

Понятию генезиса в узком смысле близок тот аспект происхождения пород, который раскрывает источник вещества, или их компонентный состав. Поскольку осадочные породы формируются практически из любых источников (см. кн. 1, гл. 4), эта часть генетического анализа весьма важна и является самостоятельным видом исследования — *компонентным анализом*: среди компонентов экзолитов преобладают не минералы, а литокласты и широко распространены биокласты и витрокласты. Задача анализа — установление групп и типов компонентов осадков и пород: терригенных, вулканогенных, биогенных, химических седиментогенных и постседиментогенных, а также эдафогенных («дном рожденных», т. е. мобилизованных на морском дне), космогенных и техногенных (см. кн. 1, гл. 4). Следует как разноразличные различать понятия «генетические типы отложений» (ГТО) и «генетические типы компонентов» (ГТК) пород. И если мы употребляем не только выражения «терригенная порода», «эдафогенный песчаник» и т. п., а и «терригенные отложения», «эдафогенные отложения» и т. п., то последние не являются генетическими типами отложений в общепринятом смысле, а лишь группами пород преимущественно терригенного или, наоборот, эдафогенного состава. Как ГТО они могут быть самыми разнообразными, например «терригенные отложения» — коллювиальными, пролювиальными, аллювиальными, озерными, прибойными, донно-флювиальными морскими, турбидитами и другими, а «эдафогенные отложения» — подводно-элювиальными, донно-флювиальными, подводно-коллювиальными и турбидитными.

Широкое понимание генезиса или *происхождения* пород и отложений помимо способа образования и компонентного состава включает и разнообразные условия, начиная со стадии мобилизации вещества в бассейне или за его пределами и его транспортировки и кончая условиями преобразования в постседиментационных стадиях. *Физико-химические усло-*

*вия* — характер среды (воздушная, водная, подземно-водная, фумарольная), соленость воды, температура, газовый режим (Ен и др.), рН и др. — непосредственно представляют обстановку осадконакопления в определенной зоне бассейна и в постседиментационном преобразовании осадков и пород. Они восстанавливаются *комплексными исследованиями*, включающими *аутигенно-минералогический анализ (АМА)*, *геохимическое и палеоэкологическое* изучение, определение палеотемператур — *палеотемпературный анализ* — и другие методы.

Палеогеографические и палеотектонические условия — форма, размеры, глубина бассейна и его частей, положение береговой линии, тектонический режим, рельеф и климат суши, режим питания осадочным материалом, гидродинамика и др. — определяют не столько возможность и условия образования индивидуальной породы или отдельного отложения, сколько формирование крупных толщ слоев — осадочных формаций. Однако без этого аспекта происхождение отдельных пород было бы распознано неполно, часто недостаточно уверенно. Эти общие условия распознаются *формационным* (гл. 20) и *фациальным* (гл. 19) *анализами*, изучением терригенных и аутигенных минералов — *терригенно-аутигенно-минералогическим анализом* (ТМА и АМА), органических остатков, следов жизни — *палеоэкологическим анализом* (ПЭА), повторяемости пород (циклитовости) — *циклическим анализом* (ЦА) и т. д. Наконец, знание условий преобразования осадка и породы после их возникновения, без чего картина происхождения была бы неполна, важно не только для того, чтобы восстановить облик первичного накопления (снять наложенные изменения), но и проследить развитие минерального вещества в недрах Земли в масштабе геологического времени и помочь геотектонике восстановить геодинамическую эволюцию, что выполняется *стадиальным анализом*.

Изучение происхождения пород и отложений в этом всеобъемлющем понимании можно назвать *общим генетическим анализом* или генетическим анализом в *широком* смысле (ГА s. lato).

### 18.3. СООТНОШЕНИЕ СПОСОБА И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Тот или иной способ накопления отложений, как и образование минералов и пород, определяется комплексом условий, которые, таким образом, оказываются первичными — решающими. Но, с другой стороны, геологический процесс и его результат, например отложения определенного типа, меняют прежние условия и создают новые — вторичные, производные. Так, отложенные массы наносов у берега реки

или моря меняют течение, отклоняя его в сторону и создавая тихоходные условия там, где раньше был быстрый поток, и позволяют откладываться илам на грубых песках; отклоненный поток начинает эрозию на месте предшествующей седиментации и т. д. Порождаемое прикрепляющимися организмами рельефное образование на дне моря влияет на изменение условий в данном участке моря и особенно сильно по достижении базиса действия волн, когда появляются другие рельефообразователи, ускоряются рост биогерма и скорость накопления сопутствующих осадков, возникают лагунные и коллювиальные обстановки. Более того, процессы биосинтеза глобально изменяют условия окружающей среды и состав атмо- и гидросферы, влияя на хемогенное и даже механогенное осадконакопление (см. гл. 14). Таким образом, условия и процесс находятся в диалектической органической связи, т. е. влияют друг на друга, и успешно их изучить можно только в единстве.

При более детальном изучении, однако, необходимо их раздельное рассмотрение. Это позволяет оценить роль и вклад каждой стороны генезиса и определить области и степень их взаимовлияния и относительной независимости. Последняя часть весьма значительна, и многие способы накопления отложений самостоятельны и сильно космополитны. Так, аллювиальный способ формирования отложений сохраняет свою сущность в различных климатических (гумидных, аридных, холодных и теплых) и геоморфологических условиях (горных и равнинных), оставаясь в главном независимым от них. Условия климата и рельефа лишь слегка видоизменяют аллювиальный процесс, накладывают на аллювий определенный отпечаток, не меняя его по существу. Вместе с реками, пересекающими разные климатические и другие географические зоны, аллювий оказывается «транзитным», космополитным, построенным как единое тело или единый организм, «конечности» которого могут находиться в совершенно разных (горных или равнинных, влажных или сухих) зонах, основная, средняя, часть — «туловище» — в других условиях, а устья, дельты — в третьих, например речные тела Миссисипи, Волги, Енисея, Нила и т. д.

Независимость аллювия от условий, естественно, не абсолютная: условия регионального, а иногда и местного ранга накладывают на него определенный отпечаток, обуславливая появление тех или иных его географических (климатических, геоморфологических) вариантов. Еще более независимы от местных условий и космополитны отложения туфов: разносясь по воздуху на сотни и тысячи километров от центра извержения, а иногда и неоднократно обращаясь в стратосфере вокруг Земли, пирокластический материал откладывается на огромных площадях, плащеобразно и фациально и генетически *несогласно* перекрывая все зоны и фа-

ции однородным накоплением. В морях и океанах терригенный материал также разносится на сотни и тысячи километров от источника, например айсберговым или припайным льдом, и, вытаявая, откладывается на разнообразные пелагические осадки.

*Независимость способа формирования многих отложений от местных условий — существенное отличие экзогенного породообразования от эндогенного* (магматического и метаморфического) и определяется меньшей плотностью и исключительно большими подвижностью и энергетичностью атмо- и гидросферы по сравнению с более плотной и стабильной литосферой.

Зависимость (или независимость) способа от условий неодинаковая у разных процессов и ГТО. Последние по возрастанию этой зависимости можно расположить в ряд, в начале которого располагаются туфы, ледниковые отложения в океанах (айсберговые и припайные) и на континентах, аллювий, затем контуриты и некоторые другие отложения глобальных течений в океане типа пассатных и Гольфстрима, эоловые навейные (эоловые лёссы) и перевейные (пески), турбидиты, планктоногенные отложения в океанах. Значительно больше «привязаны» к месту (источнику материала и месту его отложения) пролювий, волновые и тиховодные отложения на шельфе, в лагунах, озерах, коллювий, болотные отложения, торфяники, биогермы и, наконец, полностью «несвободный» от условий элювий (в нем, как и в коллювии, по зависимости есть своя градация). Установление континентального и морского *рядов транзитности* (или космополитности), помимо помощи в систематизации особенно парагенетических типов (ПГТ) и в сравнительном изучении ГТО и ПГТ (см. гл. 20), позволяет более глубоко познать континентальный и морской седиментогенез.

Выявленная независимость способа от условий образования отложений подтверждает необходимость не только раздельного их рассмотрения и изучения, но и обеспечения каждой из этих сторон происхождения *самостоятельными рядами понятий и терминов*. Основным понятием, выражающим способ образования, как уже отмечалось, является *генетический тип отложений* (ГТО), как элементарный, так и более крупные и сложные — в ранге групп и рядов. Основное понятие, выражающее условия накопления, — *обстановка осадконакопления* (см. гл. 19) или *географическая фация* (см. гл. 16 и 19). В известной степени связующим звеном между ними служит одно из важнейших понятий генетического анализа — понятие о *парагенетических ассоциациях* (ГТО (см. гл. 20), т. е. о *парагенотипах* (ПГТ).

## 18.4. ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ

Понятие о *типе* создается, как известно, в результате *типизации*, т. е. создания представления об *общем*, присущем группе **конкретных объектов или явлений**, которые могут обладать одним, несколькими или многими общими признаками. Чем больше общих признаков, тем уже область охвата типом количества конкретных явлений или тел. Типизация — это *абстрагирование*. Она производится группированием конкретных единичных предметов или явлений чаще всего по одному общему признаку (или по группе взаимосвязанных признаков) в целях выработки представления об их **общем, типичном виде, например по цвету, строению, составу, происхождению и т. д.** Типичное можно рассматривать как статистически среднее или, чаще, как крайнее в определенном отношении значение, например индивидуальный объект с наиболее полным набором типовых и четко выраженных характеристик. В последнем случае мы имеем дело с прототипом, с которого «списан» тип, но с добавлением, усилением его **характеристичных черт**, что превращает его тоже в абстракцию. Тип, следовательно, *абстракция, а не конкретное тело*. Например, элювий — не геологическое тело, а наше представление о способе образования конкретных тел, в качестве которых выступают те или иные коры выветривания, представляющие тип (элювий). Точно так же аллювий — не геологическое тело; последним является **лентовидное формирование определенного состава и строения**, о котором раньше говорили, что это индивидуальная «**аллювиальная формация**» (здесь абстрактное и конкретное слились в одном конкретном теле).

Типы *иерархичны*, т. е. различаются прежде всего уровнями организации или сложности. Наименьший, элементарный, тип в биологии получил ранг и название *вида*, который может расчленяться на подвиды и/или разновидности. В геологии для этого используется термин «*тип*». Более крупные типы — роды, а в геологии — группы. Самые крупные типы в биологии так и называются «*типы*», а в геологии — классы или ряды.

Отложения могут типизироваться по самым разным признакам и аспектам происхождения. Наиболее ценны и разработаны типизации по типам геологических процессов их формирования, или, что одно и то же, по способам образования, по происхождению компонентов осадочных пород и отложений и по разнообразным условиям: средам, химическим условиям, динамике и энергии среды, глубинам водоемов, удаленности от берега, геоморфологическим формам, климату и тектоническому режиму. Многие из этих сторон условий проявляются в *совместном влиянии*, что позволяет говорить об *обстановках осадконакопления*, а также о па-

леогеографических, палеотектонических, палеовулканических, палеоклиматических обстановках. По ним также производятся типизации, особенно широко распространена ставшая обязательной типизация по *ландшафтам*, или географическим *фациям*, если их понимать как «единицы ландшафта», по Д. В. Наливкину. По существу, это типизация по обстановкам осадконакопления или, если иметь в виду прошлые эпохи, по палеогеографическим обстановкам (см. гл. 19).

В генетическом анализе *главной* является *типизация* отложений по *ведущему геологическому процессу*, или *способу формирования отложений*, которая приводит к выделению *генетических типов отложений* (ГТО). ГТО — это типичные (и типовые, т. е. стандартные) *модели* формирования отложений на поверхности литосферы или вблизи нее, которые почти всегда являются сложными «клубками» разнообразных более элементарных физических, химических, механических, биологических и других процессов, т. е. *динамическими системами* со свойствами двух групп: во-первых, обусловленных *суммированием* составляющих, во-вторых, *эмерджентными*, возникающими на базе *органичного* объединения процессов в систему и выражающимися, например, в стратификации, границах, форме тел, появлении субвертикальных направлений. Наиболее четко свойство эмерджентности проявляется в *элювиальном* процессе, или в *выветривании*, объединяющем все элементарные процессы, но не сводящемся к ним. Обычно один из элементарных процессов (см. 18.5) становится *доминирующим*, что позволяет по нему выделить и назвать тип. Но чем крупнее ГТО, тем менее заметной становится роль конкретных физических, химических и иных процессов, а в элювии в целом последние оказываются глубоко погруженными, «внутриутробными», так как их «переплавляет» общий геологический процесс выветривания, или элювиирования.

Во всех случаях за доминирующим способом, дающим название типу, стоят и другие участвующие процессы, так что «чистых», однофакторных, или «моногенетических», способов формирования ГТО нет. Это, однако, не дает повода выделять смешанные типы или вообще ставить под сомнение возможность выделения моногенетических ГТО и ослаблять павловский подход. А. П. Павлов (1899, 1951) предупреждал: «Мы не имеем никакого права описывать делювиальные отложения как эоловые или даже считать их за образования смешанные, потому что только тогда мы распутаемся в сложных и разнообразных типах послетретичных и новых отложений, когда в каждом типе сумеем отличить главное и существенное и, говоря о генетических типах, будем ясно и определенно представлять себе главнейший, существенный процесс, имевший место при образовании каждого типа».

Помимо базисной типизации (по моногенетичности) важна типизация отложений на основе их объединения в естественные парагенезы (Шанцер, 1966; см. 19.5), хотя она не лежит в генеральном русле павловского подхода. В настоящее время она привела к утверждению понятия о *парагенетических ассоциациях* ГТО — *парагенотипах* (ПГТ; Фролов, 1978, 1980, 1984), разработке их классификации и использованию ПГТ для определения геотипов (см. гл. 20). Парагенетическая типизация уже не может ориентироваться на генетическую однородность, поскольку ПГТ как бы «обречены» на *гетерогенность*: они объединяют разнородные ГТО, у которых общее только место, условия, *обстановка* формирования, что сближает ПГТ с географическими фациями (см. гл. 16 и 19) или делает их тождественными. Одновременно ПГТ тождественны и с циклитами (см. гл. 17), которые являются естественными парагенезами не только литотипов, но и генотипов: природа облегчила выделение ПГТ в разрезах и парагенетическую типизацию в целом.

Итак, в качестве выводов можно сформулировать некоторые принципы генетической типизации отложений:

1) разделения понятий о способе и условиях формирования отложений, поскольку первый в экзогенной обстановке нередко оказывается весьма независимым (хотя и относительно) от условий соответствующего ранга;

2) ведущего значения и примата способа образования, отражающего генезис в прямом смысле термина и практически не применявшегося к морским отложениям до 60-х годов; способ образования, объясняющий главные особенности строения и размещения отложений, *полнее* выражается *собственными литологическими признаками* пород и слов и поэтому *легче* и обоснованнее восстанавливается по их морфологически выраженным особенностям, что *помогает* расшифровывать и *условия* накопления;

3) моногенетичности, или однородности по генезису, — условие более правильного распознавания типов, особенно древних отложений;

4) учета историко-геологических оснований типизации, если это не противоречит предыдущему принципу, не нарушает моногенетичность; самостоятельное историко-геологическое значение подводного элювия и хемогенно-биогенных отложений, не говоря уже о вулканогенно-осадочных, позволило выделить их из чисто динамического или механогенного ряда;

5) историко-геологической конкретности и целостности, ведущих к выделению парагенетических ассоциаций генотипов — парагенотипов и формаций, т.е. комплексов отло-

жений, однородных по месту или условиям (обстановке) накопления; по способу образования они разнородны, как и генетические типы, по Е. В. Шанцеру (1966).

## 18.5. ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА

Одно из фундаментальных в геологии, понятие о генетических типах отложений (ГТО) стало применяться русскими геологами во второй половине XIX в., когда Г. А. Траутшольд ввел понятие «элювий», В. В. Докучаев разработал учение о почве как особом ГТ осадочных образований, С. Н. Никитин таковым считал аллювий, А. П. Павлов (1888 и др.) выделил пролювий, делювий и многие другие ГТ и более четко сформулировал понятие о ГТО. Однако развернутого определения ГТ он не дал, только позже, в сноске-дополнении редактора перевода книги Э. Ога «Геология» (1924, с. 145) написал, что русские геологи помимо расчленения четвертичных континентальных отложений по возрасту еще их подразделяют на *генетические типы* — совокупности «отложений, образовавшихся в результате работы определенных геологических агентов». А. П. Павлов, таким образом, определял ГТО через *способ или геологический процесс* формирования отложений, а не через условия, которые прямо не входят в определение.

Экзогенных геологических агентов, приводящих к формированию ГТО, немного: ветер, текучая вода, лед, гравитация и некоторые другие, к которым мы теперь можем добавить биос, вулканизм (не чисто экзогенный агент), работу моря. По ним мы могли бы выделить около десятка ГТО, а их значительно больше. Агенты, следовательно, не позволяют генетически расчленять все разнообразие отложений достаточно детально. Но осмысливая павловское определение ГТО, Е. В. Шанцер писал (1966, с. 10): «За павловскими словами «определенный геологический агент» фактически кроется представление об определенном типе экзогенного геологического процесса, составляющем причину образования отложений данного генетического типа». Типов геологических процессов значительно больше, что и позволяет по ним выделить несколько десятков ГТО.

В основе выделения ГТО, таким образом, лежит тот или иной тип геологического экзогенного процесса. Но как его понимать? Е. В. Шанцер показывает это на примере противопоставления речного аллювия и делювия: оба они являются результатом работы текучей воды, т. е. в основе их образования лежит деятельность одного и того же главного агента денудации, переноса и отложения. «Однако формы проявления этой деятельности резко различны, и их с полным правом можно рассматривать как совершенно особые геологические процессы, принципиально, качественно отли-



чающиеся друг от друга по своему морфогенетическому эффекту и историко-геологической роли в изменении облика суши. Аллювий как генетический тип объединяет отложения русловых водных потоков — рек и ручьев. Они осуществляют *линейный размыв*, или *эрозию*, врезают в поверхность суши эрозионные долины, тем самым расчлняя ее и делая ее рельеф более неровным. Делювий образуется как осадок, намываемый мелкими струйками талых и дождевых вод, стекающих со склонов, за счет смытых с верхней части последних продуктов выветривания горных пород. *Склоновый смыв*, осуществляемый этими струйками, относится к группе процессов *площадной денудации*. Его морфологический эффект прямо противоположен эффекту линейного размыва, или эрозии, и состоит в выполаживании склонов, смягчении контрастов рельефа, относительном выравнивании поверхности суши» (Шанцер, 1966, с. 11).

На базе единого павловского понимания ГТО тем не менее развились различные подходы, наиболее четко выраженные самыми крупными специалистами в этой области — Н. И. Николаевым (1946, 1948, 1952 и др.) и Е. В. Шанцером (1948, 1950, 1966 и др.): подход Н. И. Николаева Е. В. Шанцер назвал «чисто динамическим, или динамико-геологическим», а свой, получивший наибольшее признание, — «историко-геологическим», точнее «историко-генетическим». Соответственно неодинаково содержание ГТО: «в первом — *родство физической природы движущих факторов*, во втором — не столько родство физических факторов, сколько *парагенетические связи отложений* и одинаковая роль в моделировке рельефа и формировании осадочного чехла, т. е. сходные результаты работы агентов» (Шанцер, 1966, с. 26).

Последняя точка зрения обосновывается на примерах противопоставления аллювия и делювия, аллювия и флювиогляциальных отложений, делювия и пролювия, которые попарно весьма близки по своей физической природе, но существенно отличаются по форме накоплений, парагенетическим связям и общей роли в формировании осадочного чехла и рельефа. Генетическое родство постепенно, таким образом, отступает на второй план, и из генетического понятия ГТО у Е. В. Шанцера становится парагенетическим, парагенотипом. Рассмотрим это подробнее.

Одна из ценных сторон подхода Е. В. Шанцера — естественность объединения отложений в типы и типов в более крупные единицы — роды (группы) и классы (ряды). При этом достигается объединение родственных отложений не по какому-то одному (например, физическому процессу), а по сумме признаков, результирующихся в главном — геологической форме («геологической телесности») накопления, отражающей реальный итог интерференции, или взаимодействия, многих процессов. Многосторонне родственные

отложения оказываются не разобщенными, а рассматриваются в составе естественных сообществ — парагенезов, с которыми геолог имеет дело в разрезах, например в виде элементарных циклитов. Это не может не облегчить распознавание таких парагенезов и в их составе — отдельных типов отложений. Такие парагенезы часто замечаются раньше своих составных частей. В парагенетическом подходе основное внимание обращается не на индивидуальные слои, литотипы, а на их сообщества, которые более конкретны и естественны, следовательно, и более реальны — это геологические тела.

И здесь незаметно происходит *трансформация* одного понятия — генетического — в другое, парагенетическое, одного уровня (генетического типа) — в другой (формационный). Основное свойство генетического типа — генетическая *однородность*, или моногенетичность, — отодвигается на второй план или просто подменяется другим, во многом противоположным, а именно свойством быть парагенетическим понятием, т.е. генетической *неоднородностью*, гетерогенностью по способу образования. В самом деле, если пролювием считать не только отложения конусов выноса временных потоков, но и аллювиальные тела, которые формируются в пределах конусов в течение нормальной межселевой работы потока, то он действительно становится парагенезом разных типов отложений, т.е. разнородным генетически, и эта категория уже не генетическая, а парагенетическая, формационного характера, поскольку разные генотипы объединены, совмещены в пространстве (греч. «пара» — рядом, возле) не родством способа образования (он разный), а лишь местом на поверхности Земли. Разные генотипы парагенеза — пролювий и аллювий — отвечают не только разным режимам, приводящим к существенно различным накоплениям, но и разным стадиям жизни потока. В ископаемом состоянии они воспринимались бы как разные генетические типы с резко различной формой накопления (веерной у пролювия и лентовидной у аллювия), разной промытостью (непромытые, с мелкозёмом у пролювия и промытые у аллювия) и другими отличиями.

Е. В. Шанцер совершенно прав, когда такие «генетические типы» трактует как историко-геологические, ибо в них очевиден примат историко-геологической (историко-генетической) «характеристики над характеристиками частными — литогенетической и собственно динамико-геологической, которые входят в первую лишь как ее составные части, так сказать в снятом виде» (1966, с. 15). Но научная и в особенности методическая ценность понятия «генетический тип» определяется не столько его историко-геологическим и парагенетическим характером, сколько генетической целостностью и однородностью. Это особенно выявляется при изучении морских образований и древних отложений в целом,

когда роль простого и наиболее «разрешающего» метода генетического анализа — геоморфологического — уменьшается, и отнесение слоев к тем или иным генотипам приходится основывать на результатах более косвенных и комплексных исследований, прежде всего на данных литогенетического изучения. Но для этого «генетические типы» Е. В. Шанцера мало подходят. Не случайно этот исследователь долго сопротивлялся распространению представлений о ГТО на субаквальные, особенно морские, и на древние отложения, считая, что там они малопригодны. Но и тут он ошибся: понимаемые как парагенезы разных отложений и ГТО Е. В. Шанцера нашли свое важное место и при изучении морских и древних отложений, но только как *парагенотипы* (см. гл. 20) — элементарные ячейки геоформаций (Фролов, 1978, 1980, 1984). Это единицы более высокого порядка по сравнению с «*моногогенетическими*», т. е. простыми по генезису, однородными ГТО.

И здесь мы должны отдать должное Н. И. Николаеву, всегда отстаивавшему важность однородности ГТО как более универсального подхода и метода, способствующих преодолению узкой области применения важнейшего понятия геологии (четвертичные континентальные образования) и распространению его на морские и древние отложения. Поэтому Н. И. Николаев горячо поддерживал первые попытки распространения понятия о генетических типах на морские и древние отложения. Его ГТО иногда мельче шанцеровских, но они генетически чище, однороднее, и поэтому легче восстанавливаются по собственным литологическим (литогенетическим) признакам, когда геоморфологический метод (по положению в рельефе) не может быть применен. Он и сам рассматривал в общей схеме ГТ прибрежно-морские, биогенные и вулканогенные отложения и боролся с общей точкой зрения на морские отложения как на один генетический тип (Мирчинк, 1935; Шанцер, 1948 и др.). Однако понятию ГТО угрожает опасность измельчения — отнесение его к осадкам, породам вместо «отложений», что снижает уровень ГТО, ибо «генетический тип — это не тип осадка, а тип отложений, т. е. категория, объединяющая комплексы осадков и осадочных образований вообще...» (Шанцер, 1966, с. 14).

Е. В. Шанцер практически не дал определения ГТО, ибо то, что им выделено курсивом, скорее следует рассматривать в качестве примера, как не надо давать определения (1966, с. 14).

Отсутствие удачного определения ГТО, если не считать павловского, слишком краткого, заставило автора сформулировать свое (Фролов, 1984, с. 28): «*Генетические типы — отложения, возникшие в результате экзогенного геологического процесса определенного типа, т. е. порожденные тем*

или иным доминирующим способом накопления — вулканическим, биологическим, химическим или чисто механическим, — проявляющимся в определенных, чаще всего динамических формах аккумуляции или их модификациях, зависящих от местных условий».

Если определение удачное, оно не требует разъяснения. Данное же надо пояснить, точнее — прокомментировать. ГТО в нем определяются через тип геологического процесса, следовательно, генетические типы таковы, каковы геологические типы процессов формирования отложений. Строго определение заканчивается словами «способом накопления». Все последующие слова — разъяснение, попытка хотя бы методом перечисления представить самые крупные способы формирования отложений, наметить их дробление по формам аккумуляции на меньшие ГТО, указать на преобладание динамических форм, хотя возможны и нединамические, и на еще меньшие ГТО (или подтипы), которые могут выделяться и по условиям, обстановкам. Последнее с первого взгляда вообще алогично, ибо ГТО выделяются не по обстановкам, не по условиям, а по процессам, способам накопления. Но такое отступление от принципа сделано для того, чтобы дать обоснование различия как отдельных ГТО тиховодных накоплений в лагунной, западно-шельфовой и пелагической зонах водоемов, в которых осаждение тончайшего материала происходит по-разному, и это различие определяется и толщиной слоя воды, который вынужден проходить этот материал, нередко лишь в виде копролитов. Впрочем, введение указания на условия можно считать некоторым минусом определения, и его можно опускать.

Итак, что же такое тип экзогенного (включающий и вулканогенный, поскольку он совершается в экзогенных условиях) процесса формирования отложений? Прежде всего следует различать процессы образования осадков (пород) и отложений (см. кн. 1, гл. 5.5.1, с. 264—270), отличающиеся уровнями сложности (организации). Процессы образования осадков элементарнее, проще, кратковременнее процессов формирования отложений, поэтому их больше (см. там же, с. 266—267). Из многочисленных литогенетических процессов не все поднимаются на более высокий уровень — на уровень формирования отложений, как не все минералы становятся пороодообразующими. Не дают отложений все постседиментационные процессы — диа-, ката- и метагенетические, хотя такими способами образуются мощные и крупные тела, например саткинские магнезиты на Урале.

Процессы образования отложений в целом на 80—90% повторяют процессы образования осадков, но они более длительны и комплексны, хотя отложение может быть и простым, как бы одноактным, например отложение пеплового туфа, обвального накопления или импактита. При доми-

нировании какого-то одного способа формирования большинства отложений почти всегда действуют другие процессы (при смывании — осыпание, солифлюкция, крип, а результат — делювий), остающиеся подчиненными, не определяющими лицо накопления. Однако часто какой-то «примешивающийся» процесс начинает конкурировать с главным, «типообразующим», тогда приходится говорить о гибридных отложениях, например делювиально-пролювиальных. Хотя в реальных разрезах такие слои или многослои мы должны распознавать и выделять, как типы их нельзя воспринимать и в классификации их не должно быть. «Тип» отражает типичное, ясное, полное, эталонное, образцовое — только тогда он будет служить оценке любых реальных, конкретных, в том числе и сильно смешанных по генезису, геологических тел со стороны их способа образования, т. е. будет особой «единицей измерения». Мы можем говорить — «чистый тип» или, наоборот, «нечистый, не типичный делювий», если заметно участие осыпного, пролювиального или другого материала и процессов. Представление о чистых типах позволяет как бы взвешивать на весах моногенетичности реальные отложения.

Все калейдоскопическое многообразие процессов формирования осадков и их сложное переплетение для углубления их изучения, выделения ГТО и построения их классификации необходимо свести к немногим, типичным и геологически значимым. Следовательно, предстоит абстрагирование, обобщение и отбор, т. е. *типизация процессов* образования отложений. Списки таких геологических процессов даны Е. В. Шанцером (1948, с. 13, рис. 1) и более полные на то время — Н. И. Николаевым (1952, с. 256—258, рис. 3—7), а на данное время наиболее полные — В. Т. Фроловым (1992, кн. 1, с. 269—270). Главных, т. е. наиболее крупных, способов пять (если не считать техногенный): вулканический, химический, биологический, механический и элювиальный. Они объединяют более частные процессы и подразделяются на более мелкие типы.

Среди процессов формирования ГТО резко преобладают динамические, и Е. В. Шанцер долгое время не видел иных. Даже элювий ставился в ряд динамических ГТО — как образование с «нулевой» динамикой, как топографически перемещенные продукты выветривания. Н. И. Николаев раньше других (1952, с. 258, рис. 7) выделил биогенные отложения как самостоятельный ГТО. В. Т. Фролов (1968, 1970, 1984) уже на самом высшем таксономическом уровне — генетического ряда — выделил хемогенно-биогенные отложения в составе двух групп, четырех подгрупп и 11 ГТО. Внутри этих подразделений использовался динамический признак («активноводные» и «пассивноводные» отложения).

## 18.6. КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ

Генетические типы отложений (ГТО) многоуровневые (отражение многоуровненности геологических процессов) и связаны друг с другом *многомерно* (отражение многосторонности генезиса и множественности парагенезов ГТО), что затрудняет расположение ГТО в линейный ряд.

*Иерархия* ГТО чаще всего трехуровневая: элементарный — генетический тип собственно, более крупный — группы ГТО (генетические группы) и самые крупные — генетические ряды, что примерно соответствует общенаучным градациям: вид—род—класс. Нередко выделяются подгруппы и подтипы (или разновидности). В настоящее время есть тенденция отделения элювия от отложений, что приводит к необходимости вводить четвертый основной уровень в ранге *надкласса*, а если его считать уровнем класса, то более мелкий (ряды) отвечает семейству биологической классификации.

Классификации ГТО строились только для континентальных отложений, поэтому первые разработанные классификации морских ГТО (Фролов, 1968, 1970, 1984 и др.) не могли не создаваться отдельно. Но оказалось, что ГТО обеих классификаций во многом (больше чем на 90%) аналогичны (Фролов, 1986). Это дает возможность их объединения (табл. 18.1), что еще раз подчеркивает *космополитность* большинства способов образования отложений.

Таблица 18.1

Общая классификация генетических типов отложений

Над-класс	Класс (ряд)	Род — группа и подгруппа	Вид — тип — отложения
1	2	3	4
Отложения	вулканогенно-осадочный	эффузивно-осадочная	лавокластиты гиалокластиты эффузивные
		эксплозивно-осадочная — туфы	пирокластические потоки шлаковые конусы тефровые обрушения (обломочные лавины) «направленных взрывов» гидроэксплозивные притрубочные грязевулканические
		гидротермно-осадочная	вулканический элювий гидротермные отложения
	хемогенно-биогенный	хемогенная	активноводные

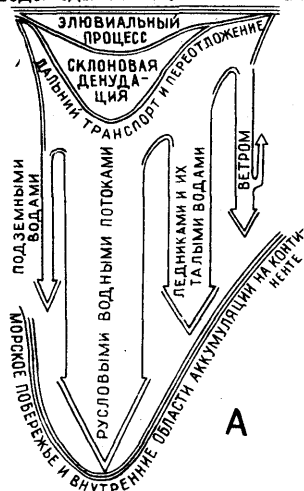
1	2	3	4
Отложения			озерные лагунные западинно-шельфовые пелагические } тиховодные
		биогенная	торфяные озерные строматолитовые » планктоногенные } континентальные
			мангровые подводно-луговые биогермные банки ракушняковые планктоногенные лагунные, западинно-шельфовые, пелагические } морские
	механо-генный	коллювиальная (склоновая): гравитационная	обвалыные осыпные } коллювий обрушения
			оползневые солифлюкционные } коллювий оползания
		делювиальная (коллювий смывания)	делювий
		потоково-водная (флювиальная)	пролювий аллювий речные выносы (бассейновый аллювий) стоковых течений приливные вдольбереговых течений донные шельфовых течений контуриты турбидиты донных абиссальных течений
		застойно- или тиховодная	озерные болотные лагунные западинно-шельфовые пелагические
		подземноводная	пещерные (включая и натечные) отложения источников вне пещер

1	2	3	4
		ледниковая (гляциальная):	основные (донные) морены абляционные морены краевые морены } собственно ледниковая (ортогляциальная)
		водяно-ледниковая (парагляциальная)	ледниково-речные (флювиогляциальные) внутри- и приледниковые ледниково-озерные (лимногляциальные)
		марено-гляциальная	морены подводные айсберговые припайные
		ветровая (эоловая)	перевеянные (перфляционные) — пески эоловые навеянные (суперфляционные) — лессы »
		волновая	прибойные волновые собственно темпеститы (штормовые)
Образования собственно (экзогенные)	элювиальный	физический элювий	развалы каменные
		механический элювий	перлювий (горизонты конденсации)
		биоэлювий	почвы (автоморфные и гидроморфные) биотурбиты (ихнитолиты)
		хемозэлювий	панцири (кирассы, креты) хемозэлювий собственно гальмиролититы
Космогенный		импактиты	
Техногенные		механогенная: насыпная	{ отвалы плотины
		подпрудно-осадочная	— подпрудно-озерная
		потокково-водная	— каналовые
		взрывная	конусы и веера взрывных технокластолитов
		хемогенная	водоемов выпаривания отложения отстойников

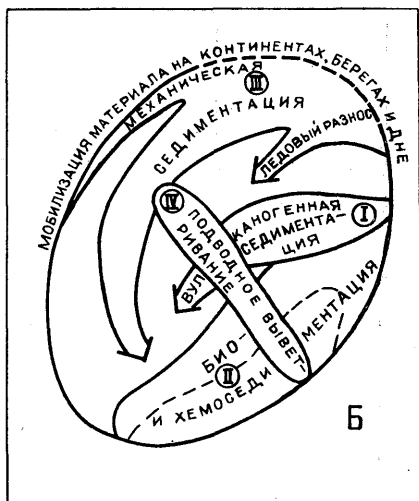


Как бы ни располагать в один ряд главные, т. е. крупные, ГТО, он всегда будет нести черты искусственности. В классификациях континентальных ГТО схемы обычно *начинают с элювия*, производящего первичную мобилизацию осадочного вещества для других, уже механических ГТО, что отражает пути и формы его миграции от водоразделов до водоемов (рис. 18. 1, А). В схеме классификации морских ГТО (Фролов, 1984), наоборот, элювием заканчивается система типов (рис. 18. 1, Б), ибо чаще всего под водой выветрива-

ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЕ ПРОСТРАНСТВА СУШИ



А



Б

Рис. 18.1. Схемы основных способов формирования генетических типов континентальных (А, по Шанцеру, 1966) и морских (Б, по Фролову, 1984) отложений

ются уже отложенные осадки любых типов, т. е. элювиальный процесс *завершает* седиментогенез. Если распространить этот порядок и на континентальные отложения (Фролов, 1986), то на уровне надклассов вначале должны быть помещены *отложения*, а «неотложения» — элювий — в конце ряда. Отложения лучше начать с наиболее экзотичного и удаленного от «нормальных» экзолитов вулканогенно-осадочного ряда, компоненты пород которого первичны, т. е. не прошли мобилизацию выветриванием. Последовательность групп естественна: от еще близких к чисто вулканическим образованиям — лавам эффузивно-осадочных отложений (лавокластитов и эффузивных гиалокластитов) к эксплозивно-осадочным, т. е. к туфам, и закончить ряд гидротермно-осадочными образованиями: гидротермными отложениями (яшмы, другие силициты, железные и другие руды и т. д.) и вулканическим элювием, который можно поместить в элювиальный класс, хотя из-за тесной парагенетической и

генетической связи оправдано и рассмотрение с другими вулканолитами.

К вулканоосадочным образованиям примыкает хемогенный ряд, ибо хемогенные отложения часто невозможно разделить на гидротермальные или чисто экзогенные, например, в яшмах, других силицитах, железных и марганцевых рудах и т. д. Можно различать активноводные и господствующие тиховодные хемогенные отложения. Среди последних как самостоятельные ГТ (или подтипы, определяемые местными условиями, в частности типом водоемов) полезно различать озерные (например, самосадочные солевые), лагунные, западинно-шельфовые (объединяют разнообразные по типам водоемы не на океаническом дне) и пелагические. Биогенный ряд, тесно связанный с хемогенным, можно объединить в один генетический хемогенно-биогенный ряд. Это обширная, разнообразная и научно и практически очень важная группа ГТО раньше, особенно у Е. В. Шанцера и его сторонников, «растворялась» среди чисто динамических, механических отложений и явно недооценивалась. Иногда выделялись торфяники, но они помещались в элювиальный ряд.

Биогенные отложения на самом деле и по «генотипообразующей» роли могут быть противопоставлены всем другим, абиогенным формированиям на самом высоком уровне — класса или надкласса. Они создают не только особую геохимическую обстановку на Земле, на суше и в водоемах, но и крупные формы рельефа глобального характера (барьерные рифы), подавляют другие процессы формирования отложений и формируют не только породы и отложения, но и геологические формации (биорифовые, планктоногенные, угольные и др.). Даже если торфяник формируется в болотах, было бы ошибкой относить его к болотным отложениям, что хорошо видно по их *фациально-несогласному* залеганию, когда они выходят из болот на водоразделы и покрывают нередко сплошным чехлом обширные регионы, например в Западной Сибири.

На континентах биогенные отложения представлены торфяниками (условное название, объединяющее все накопления остатков высшей растительности, низинные, верховые, водораздельные), озерными строматолитовыми биогермами и озерными планктоногенными горючими сланцами. Более разнообразные морские отложения объединяют как в основном органические мангровые (угли), подводно-луговые горючесланцевые типа черной авандельты Волги, так и разнообразные биогермовые (береговые, шельфовые, включающие и барьерные рифы, и атолловые формации), банки ракушняковые, чаще всего устричные, и три ГТ планктоногенных накоплений (лагунные, западинно-шельфовые и пелагические, например меловые).

Самый обширный, механогенный класс, или ряд, в противоположность вулканогенным и хемогенно-биогенным, первичным по компонентам, объединяет накопления *вторичных*, лишь механически переотложенных компонентов. ГТ разных рангов выделяются по формам, путям и способам перемещения обломочного материала с водоразделов по уклону рельефа (реже — ветром — в обратном направлении) до океанического дна (см. рис. 18, 1, *a*). Сначала чисто гравитационно на склонах (коллювиальная или склоновая группа), на которых с выполаживанием все большую роль в перемещении материала начинает играть текучая вода, производящая «плоскостной» смыв (делювий); потом материал подхватывается русловыми потоками — временными (пролювий) и постоянными (аллювий), а также под землей (пещерные и источниковые, фонтанальные отложения), перехватывается озерными и болотными водоемами.

Большая же часть рыхлого материала достигает моря и океана и там уносится разнообразными морскими течениями или перерабатывается волнением, способным более грубый материал подать вверх по подводному склону (прибоем), где часто он подхватывается ветром, перемещающим его в глубь континентов перевеванием (дюны, барханы) или навеванием (эоловые лёссы); наиболее крупные толщи эоловый механизм формирует в пустынях. Особый способ перемещения — горными и равнинными, материковыми ледниками и связанными с ними тальми водами, как внутриледниковыми, так и периледниковыми, формирующими специфичный парагенез ледниковых отложений на суше, в морях и океанах, имеющий огромное историко-геологическое значение.

Всем упомянутым ГТ, являющимся *отложениями*, противопоставляются «неотложения», *образования s. str* — элювиальный (над)класс (ряд) — оставшиеся на месте (т. е. топографически неперемещенные) продукты физического выветривания механического, биологического и химического выветривания как на суше, так и на дне морей и океанов, представленные как вторичными (развалы, перлювий, биотурбиты), так и новообразованными компонентами (руды железа, алюминия, каолины, смектиты, палыгорскиты, глауконититы и т. д.) — большей частью экзогенные метасоматиты (панцири, латеритные и другие химические коры выветривания, гальмиролититы). Исключительно важны почвы в научном (документ климата, геоморфологии, биоса) и практическом отношениях.

Импактиты из-за их экзотичности и редкости лучше поместить в конце природных образований, а техногенные отложения (ТеО), в основном механогенные и хемогенные,

противостоящие всем природным, должны закончить систему ГТО. Список ТеО можно было бы продолжить и, самое печальное, он не закончен исторически: что еще придумает человек для отравления и другой порчи природы?

## 18.7. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГЕНОТИПОВ

### 18.7.1. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

18.7.1.1. **Эффузионно-осадочные отложения** представлены двумя умеренно распространенными типами — лавокластиты и эффузивными гиалокластиты. Лавокластиты (Малеев, 1977; Фролов, 1984, рис. 2 и 3) — грубообломочные (0,1—1,0 м) почти всегда моновулканитовые, чаще всего базальтовые, реже андезитовые брекчии (см. гл. 13.7.2 кн. 2). Способ образования: в основном механическая фрагментация внешней части лавовых потоков при их движении, особенно при быстром застывании в результате термического «шока» и соприкосновении с водой (эффект закладки).

Гиалокластиты (Ритман, 1958; Фролов, 1984 и др.), называвшиеся ранее аквагенными туфами, — темно-серые среднеобломочные, в основном песчаные, моновулканитовые, главным образом базальтовые, часто палагонитизированные и превращенные в смектитовые и хлоритовые глины.

18.7.1.2. **Эксплозивно-осадочные отложения** — туфы (см. гл. 13 кн. 2) — значительно более распространенные и часто формациеобразующие накопления, встречающиеся не только в геосинклинальных и других подвижных поясах, но и на дне океанов и на платформах, разнообразные литотипически и генетически (по крайней мере 7—8 ГТ). Ближе всего к лавам *пирокластические потоки* (или пирокластопотоковые туфы) — ПКП — брекчии, дресвяники, пески моновулканитовые, неслоистые или с неясной грубой слоистостью (включая и косую). По генезису близки к игнимбритам (см. гл. 13.7.2 кн. 2, с. 396).

**Шлаковые конусы** — аутигенные, в основном ювенильные, с первичным периклинальным наклоном (25—45°) слоистости от жерла, в элементарных слоях без сортировки, глыбово-песчаные, у базальтовых часто с фигурными веретеновидными бомбами (горячее пластичное состояние равных фрагментов лав, вращающихся и застывающих в воздухе), с дифференциацией по размеру обломков по типу осыпных конусов (см. рис. 18.2), обусловленной скатыванием по склону конуса крупных обломков к его подножию. Состав преимущественно моновулканитовый, базальтовый и андезитовый (см. гл. 13.7.2 кн. 2, с. 396—397).

**Тефровые туфы** — горизонтально отложившаяся из пирокластической тучи ювенильная *тефра*, т. е. непереотло-

женные накопления пирокластического материала вне шлаковых конусов, в которых тефра при осыпании все же перетеклаывается и сортируется, т. е. формально перестает быть тефрой. Состав чаще всего моновулканитовый, ювенильный, от базальтового до риолитового, размер обломков тонкий, пылеватый на далеких дистанциях, песчаный, дресвяный и грубый вблизи конусов, где обычны и бомбы до 2 м в диаметре, нередко при падении уходящие в глубь тефры (она в этих случаях сравнима со снегом, например у Толбачика, извержение 1975—1976 гг.) и образующие воронки (см. гл. 13.7.2, с. 397—398). Плащеобразно, *фацциально несогласно* перекрывающая все зоны, тефра даже у конуса редко достигает метра, а на расстоянии в сотни километров образует слои в 1—2 мм или тоньше. Но даже и такие тончайшие «хвосты» сохраняют чистоту состава и несмешанность, если выпадали на тиховодные участки дна. Когда же гидравлическая крупность пепловых частиц меньше «динамичности» среды, тефра перетеклаывается — формируются туффиты (по-другому — тефроиды). Из-за «непитательности» тефра редко биотурбируется.

Многоактивные пеплопады вблизи вулкана накапливают многометровые многослойные тефры, например у моноконусов ареального поля Толбачика 4—5 м, реже — до 10 м. В невулканических районах геолог имеет дело почти только с тефровыми туфами, и они легче распознаются по экзотичности в разрезе, на фоне чисто экзогенных отложений. От сходных турбидитов они еще отличаются малым содержанием первичных глинистых или других тонких седиментогенных компонентов, как и неветрелостью, моновулканистостью и другими признаками туфов.

*Обрушения вулканической постройки, или обломочные лавины*, — одни из самых мощных одноактных накоплений (до 50 м или больше), выделялись ранее (Фролов, 1984 и др.) под названием *резургентных туфов* — взрывных накоплений материала не ювенильного, а разнообразных пород, слагавших крупную, в несколько километров, вулканическую постройку, т. е. дробившихся в твердом состоянии (см. гл. 13.7.2, с. 398—399). Это и определяло их диагностические признаки: резкие угловатость и разновеликость обломков, гигантский (до 10—15 м) размер многих блоков, полную несортированность, неокатанность и неслоистость, некоторую разновулканистость состава, а также своеобразный холмистый, мелкосопочный, точнее мелкоконусовый (высота конусов до 15 м), рельеф, который резко отличает их от других накоплений и позволяет узнавать на аэрофотоснимках или наземных фотографиях (А. Б. Белоусов, М. Г. Белоусова, устное сообщение).

В этих туфах еще много загадочного, хотя лучшие их примеры формировались у нас на глазах: во время знамени-

того катастрофического извержения вулкана Безымянного в 1956 г. на Камчатке; извержений Шивелуча (1964 г., Камчатка) и вулкана Сант-Хеленс (1980 г.) в Каскадных горах штата Вашингтон (США), детально, по секундам зафиксированного на киноленту и во многом прояснившего этот ГТО. Установлено, в частности, что это объемное (до 1—3 км<sup>3</sup> и больше) по массе мобилизованного материала перемещение (на 20—25 км) и накопление произошло до собственно вулканического извержения, но всего за несколько секунд до первой его фазы — «направленного взрыва». Материал был холодным, а если и разогревался, то не сильно. Обрушение верхней части конуса Сант-Хеленс было с северной, на Безымянном — с восточной стороны. В эту сторону с большой скоростью, преимущественно по долинам и понижениям, и перемещалась масса дробленого материала. Главной движущей силой, вероятно, было автокинетическое ускорение под действием силы тяжести, как это имеет место в снежных лавинах. Импульсом служило землетрясение локального характера, в свою очередь вызванное продвижением магматического диапира, которое сопровождалось также локальным вспучиванием постройки, провалами, растрескиванием и другими перестройками в области кратера и конуса и отдельными взрывами. Возможно, вклад вносило и проникновение воды (из снежной шапки) по ослабленным зонам и превращение ее в пар. Таким образом, катастрофическое лавинное обрушение было подготовлено сильной дробленностью, особенно верхней части кратера.

Трактовка лавин обрушения вулканической постройки как отложений направленного взрыва (Горшков, Богоявленская, 1965) оказалась ошибочной потому, что тогда не удалось зафиксировать то, что *направленный взрыв* последовал секунды спустя после обрушения и дал небольшое количество материала (толщина слоя до 1 м) в основном песчаной размерности, который почти терялся на фоне мощных накоплений лавины обрушения. Самостоятельный ли это тип туфов или разновидность тефровых? Материалом, вероятно, служила не только пробка кратера, но и тело криптокупола с восточной стороны вулкана, дробление и выброс которых сопровождался сильнейшим взрывом пелейского типа, за чем последовала нормальная работа вулканического или плинианского типа, дающая тефровые туфы. Направленность взрыва предопределена обрушением, и главное в нем, может быть, не направленность, а, вероятно, дробление криптокупола и кратерной экструзии.

Тип *отложений направленного взрыва* определяется ювенальностью материала (первое отличие от лавин обрушения), переносившегося горячим (обугливание растительных фрагментов при температуре в первые сотни градусов) и взвешенно, хотя и приземленно он «стекал» в долины), от-

кладывавшегося также и на водоразделах (хотя и слоем меньшей толщины) и даже преодолевавшего препятствия-барьеры. Все это свидетельствует о переносе его горячей волной, нагруженной пирокластами и потому расслаивавшейся на два-три горизонта (наподобие турбидитного течения), из которых откладывались разные литотипы, обычно четко и в выдержанном порядке сменявшие друг друга в разрезе. Размерность лапиллиевая и песчаная, сортировка от плохой до средней. Формально их можно принять за свидетельства разных фаз извержения, хотя они накапливались одновременно и практически мгновенно.

Движение пирокластической волны, отложившей «туфы направленного взрыва» в их новом, современном понимании, достаточно сложно и несомненно многообразно, что определяется участием многих факторов: силы взрыва, температуры обломков, состояния и вязкости исходного магматического расплава или экструзии и количества пирокластов в порожденной взрывом волне. Эта многофакторность предполагает и многообразие пирокластических лавин, к которым, несомненно, относятся и *палящая туча* Мон-Пеле (о. Мартиника), и какая-то часть того сложного пирокластического потока Везувия, который похоронил в I в. Помпею, Геркуланум и Стадию. Все больше укрепляется общее название для этой группы туфов — *отложения пирокластических волн* (pyroclastic surge).

Туфы пирокластических волн по характеру движения, транспортировки пирокластов и седиментации занимают промежуточное положение между пирокластическими потоками и тefровыми туфами. Некоторые их виды близки к гидроэксплозивным туфам, так как вероятно участие гидроэксплозий (А. Б. Белоусов).

*Гидроэксплозивные туфы* формируются безжерловыми фреатическими извержениями (см. гл. 13.7.2 кн. 2, с. 399).

*Притрубочные туфы* формируются вокруг кимберлитовых трубок взрыва (см. гл. 13.7.2 кн. 2, с. 399, 400). Могут быть приняты за экзокластовые (обвальные, осыпные, оползневые) и импактитовые образования.

*Грязевулканические туфы* нефтегазоносных районов (Апшерон, Керченский полуостров и др.), несмотря на иной источник взрывогенерирующего тепла и другой, углеводородный состав взрывающихся газов, должны рассматриваться вместе с магмовулканическими, так как ни в процессе, ни в форме накоплений нет существенных отличий, и эти типы могут быть спутаны. Высота вулканических конусов-сопок достигает 300 м, их склоны и наклон слоистости более пологие по сравнению с магматическими конусами, состав чисто экзогенный, осадочный, с преобладанием глинистого вещества (обломки и заполнитель, а также дайки и силлы).

Многие из туфов формируются под водой, в основном на континентальной коре и на глубинах не больше 500—1000 м, когда давление столба воды делает невозможным большинство извержений в эксплозивной форме из-за уравнивания давления газов в магматическом очаге.

18.7.1.3. **Гидротермно-осадочные образования** — хемогенные, часто это руды цветных металлов, железа, марганца, серы, мышьяка, сурьмы, ртути и т. д., а также каолины, кремни, яшмы и др.

По способу образования они подразделяются на метасоматиты и отложения. *Метасоматиты*, удачно названные *вулканическим элювием*, формируются при гидротермальной и фумарольной переработке вулканитов и осадочных образований на месте из остающихся от выноса компонентов первичных пород и осадков, т. е. почти полностью аналогично экзогенному элювированию. А. С. Калугин (1967) называл их «фумарольно-сульфатарной корой химического выветривания», что точно определяет тип генетически, но длинно для названия. Кроме того, «привязывание» типа к выветриванию не совсем правильно, лучше применить более общее название — «элювий» (лат. «элювио» — вымывание, удаление).

Современный континентальный вулканоэлювий тем не менее имеет ряд отличий от экзогенного, обусловленных более высокими температурами (десятки и первые сотни градусов) и иным составом растворов, более концентрированных, агрессивных, в основном кислых и бескислородных, быстрее перерабатывающих породы по сравнению с экзогенным, даже тропическим элювированием. Большая часть воды и газов, а также катионов и анионов не ювенильна, а экзогенна, инфильтрационна или элизионна, отжатая из седилитов или освобожденная из стратисферы прогревом в зоне влияния глубинного магматического диапира. Движение флюидов в основном идет снизу вверх, т. е. противоположно «промывному гидролизу» обычного элювиования, но на склонах вулканов они движутся и нисходяще, а метеорная вода имеет и здесь обычное направление движения. Пути движения элювирующих флюидов определяют форму тел метасоматитов: они субвертикальные, глубоко уходящие в недра, и совмещаются с зонами повышенной тектонической трещиноватости и разломами — проводными путями флюидов. Но верхняя часть тел субгоризонтальна, может быть уподоблена шляпке гриба на ножке трещиноватой зоны. Чаше, однако, сочетание верхнего тела метасоматитов с вертикальной напоминает букву Г (почему?).

Современный вулканоэлювий представлен зонами, или полями, отбеливания — белыми или разноцветно пятнистыми крупными участками или концентрическими поясами, в которых на поверхности или вблизи нее накапливаются ли-



мониты, сульфидные руды, опалиты, сульфатолиты и другие соли, жилы и грифоны самородной серы, а ниже они обычно сменяются мощными белыми каолинами. Но зональность и строение вулканозэлювия чаще всего исключительно сложные (это обычно выражается термином «пятнистость»), что наглядно представлено на стенках каньона Долины гейзеров на Камчатке и отражает сложные пути перемещения растворов в разных направлениях в зависимости от режима гидротерм и метеорных вод.

Отличия в минеральном составе наиболее значительны: в типичном экзогенном элювии нет закисных минералов, особенно сульфидов, а также разнообразных сульфатов, мышьяковых, сурьмяных и других редких соединений и самородной серы и очень редко встречаются опалиты, а в вулканозэлювии все это обычно. Отсюда и иной комплекс полезных ископаемых. Однако, по крайней мере, одна из основных групп компонентов — глинистая (каолины, смектиты, палыгорскиты и др.) — общая. В целом, несмотря на существенные различия, оба типа едины в главном: в способе (жидкий метасоматоз) и условиях (приповерхностных) формирования; в общем характере возникающих продуктов — аморфных, колломорфных, микро- и скрытокристаллических, сильно гидратированных, в значительной мере окисленных, в преобладании не эндогенных, а экзогенных элементов, соединений и минералов (глинистых, кремневых, гидроокисных, сульфатных).

Широко распространен и *подводный* вулканозэлювий. Он стал изучаться 20—30 лет назад (Д. Метьюз, А. Р. Гептнер, Н. Н. Перцев, В. Л. Русинов, А. Миясиро, Т. И. Фролова, В. Б. Курносков и др.). На южном склоне Бермудского поднятия обнаружены интенсивная калишпатизация (до 60—80% породы) базальтов, развитие селадонита, апофиллита, свидетельствующих о гидротермальном, хотя и низкотемпературном (40°C) метасоматозе, палагонита, смектитов (с привнесом магния из морской воды), цеолитов, хлоритов, палыгорскитов, сепиолитов, кальцитов, сульфидов (пирит, халькопирит и др.) и т. д. Интенсивнее изменяются трещиноватые зоны, брекчии и периферия шаров базальтов. Д. Х. Метьюз (1973) в восточной части Атлантики установил довольно высокотемпературное (более 200°C) преобразование базальтового стекла в сидеромелан, основной массы в хлорофейт (аморфную фазу будущего хлоритового смектита), а при температурах около и ниже 200°C плагиоклаз: замещается ортоклазом, образуются цеолиты, среди которых отсутствуют низкотемпературные филлипсит и клиноптилолит, характерные для глубоководных осадков, происходит аргиллизация (образование фибропалагонита и фиброхлорофейта). Срединно-атлантические базальты испытывают натровый метасоматоз (Миясиро, 1973). О. С. Ломова (1975,

1979) показала образование палыгорскитовых и сепиолитовых глин в связи со щелочным вулканизмом Восточной Атлантики.

Древние вулканоэлювиальные образования хорошо изучены в связи с колчеданными и другими рудными месторождениями Урала, Казахстана и других регионов, приуроченных к полям *вторичных кварцитов* — ископаемых аналогов современных фумарольно-сульфатарных зон отбеливания (Прокин и др., 1973; Наковник, 1947, 1964 и др.; Набоко, 1959, 1963 и др.; Омельяненко, 1975, 1978 и др.).

*Гидротермные отложения* объединяют осадки вулканических и не связанных с вулканизмом эндогенных источников на поверхности литосферы или вблизи нее, например в пустотах лавовых потоков. Они чаще всего генетически связаны с вулканоэлювием, поставляющим большую часть растворенных компонентов для химического осаждения на суше (гейзериты и т. п.) и под водой. Оно начинается еще в пределах сульфатарно-фумарольных полей в мелкой форме — сульфидные лужи, серые грифоны — конусы высотой до 5—10 м, которые входят в парагенез вулканоэлювия, — продолжается в ручьях и речках, дренирующих поля отбеливания, в виде лимонитовых каскадов — железных руд иногда промышленного масштаба, а также отложений опала — опалитов и продолжается в озерах (в том числе и кратерных), лагунах, западинах на шельфе, а иногда и в пелагиали. Гидротермальный внос происходит и на дне водоемов и уже достаточно хорошо изучен в рифтовых зонах океанов, в Красном море и других районах с металлоносными осадками (А. Р. Миллер, Г. Н. Батурич, И. М. Варенцов, Г. Ю. Бутузова, А. П. Лисицын и др.).

Помимо некоторых яшм и других силицитов гидротермно-осадочный генезис в водоемах вероятен у части железных и марганцевых руд. Они обладают обычными текстурно-структурными признаками — тонкой слоистостью, аморфностью, оползневыми деформациями слоистости и т. д., — что создает проблему разграничения их с экзогенными химическими отложениями того же состава. Геохимические отличия имеются, но пока они не универсальны. К гидротермным следует отнести накопления ясного гидротермального источника, какими являются мало оторванные во времени и в пространстве отдельные кремневые, железные и марганцевые отложения ранга ГТ. При неуверенности их следует считать экзогенными. По существу это единый генетический тип отложений (см. кн. 2, гл. 10). О гидротермальности свидетельствуют «обратная» геохимическая зональность (восстановленные формы элементов у источника и окисленные на удалении от него), ассоциация с сульфидами меди, свинца, цинка и другими гидротермальными соединениями и минералами, как это имеет место в красноморских рудных осадках.

Особый вид современных гидротермолитов — открытые в 1977 г. с подводного обитаемого аппарата «Олвин», принадлежащего Океанографическому институту в Вудс-Холле (штат Массачусетс, США), подводные «черные курильщики» — темные из-за пылеватых сульфидов металлов горячих (до 350°C) гейзеров в Галапагосском рифте (Тихий океан) и продуктов их седиментационной работы — конусов и колонн сульфидных руд с большим содержанием цинка, меди, свинца, мышьяка, сурьмы и других элементов. У рудных грифонов был открыт необычный глубоководный биоценоз с крупными (до 30 см в диаметре) двустворками, медузами, червями, креветками, рыбами и совсем неизвестными животными в виде длинных (до 2 м) белых трубок, названных вестиментиферами. Основу биоценоза образуют хемосинтезирующие бактерии или другие микробы, использующие тепло и состав гидротерм и находящиеся в начале пищевой цепи. Были открыты и белые «курильщики», безрудные постройки которых состоят, вероятно, из опалитов, сульфатолитов и каолинита и других глинистых минералов.

В 1986 г. А. П. Лисицын и другие советские, а также мексиканские ученые с подводного пилотируемого аппарата «Пайсис» (судно «Академик М. Келдыш») повторили открытие в рифте Калифорнийского залива и в хребте Хуанде-Фука. Они наблюдали сульфидные башни до 10 м высотой, но вычислили высоту других, засыпанных в большей своей нижней части осадками, до сотни метров. В пробах образцов сульфидных руд и сульфатных продуктах их окисления содержались нефтяные продукты, вероятно природные, возможно образующиеся при ускоренном из-за сильного теплового потока созревании планктоногенного и бентосного органического вещества. Следует ожидать новых открытий и в формировании отложений этого и иных типов.

Один из хорошо изученных районов гидротермального вулканогенно-осадочного седиментогенеза — Жайремо-Атасуйский в Центральном Казахстане (Д. Г. Сапожников, А. А. Максимов, А. А. Рожнов, Е. И. Бузмаков, Ф. Ф. Таранушич, В. И. Щибрик, А. Б. Веймарн и др.). На одном из типичных месторождений — Каражальском — руды залегают непосредственно на базальтах и их туфах, приурочены к глубоководным карбонатным и глинистым (местами тонко-турбидитовым) отложениям, накапливавшимся в тиховодных котловинах с застойным режимом. Рудные слои согласны со слоистостью вмещающихся пород, по составу окисные, с характерной для вулканогенно-осадочных образований геохимической зональностью: ближе к источнику вещества они менее окисленные, хлорит-сидерит-магнетитовые с подчиненным содержанием гематита, дальше от него — магнетит-гематитовые и, наконец, чисто гематитовые. С глубиной окисная железомарганцевая минерализация сменяется сульфид-

ной, что указывает на глубинное происхождение рудного вещества. В пространственном разобщении железных (на западе, ближе к источнику) и марганцевых (на востоке) месторождений проявляется обычная и для экзогенных руд общая геохимическая зональность, связанная с разной геохимической подвижностью этих элементов и их соединений. Оруденение сопровождается выносом больших масс кремнезема, образующего пласты сургучных яшм. Повышенное содержание свинца, цинка, бария, германия и других элементов также указывает на гидротермальный источник рудного вещества.

Уральские девонские марганцевые месторождения во многом близки к жайремским. Здесь обычен четкий парагенез яшм, неясных кремней и марганцевых руд, установленный еще в 1936 г. Л. С. Либровичем (см. гл. 10, с. 144). Часто сантиметровыми слоями яшмы и манганолиты переслаиваются друг с другом. Гидротермны и многие джеспилиты докембрия.

### 18.7.2. ХЕМОГЕННО-БИОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Самые специфичные на Земле хемогенные и биогенные отложения (ХБО), или хемобиолиты, тесно связанные друг с другом, лучше рассмотреть как единый генетический ряд. Они имеют огромное научное и практическое значение, и поэтому многие из них хорошо изучены.

18.7.2.1. **Хемогенные отложения** представлены двумя подгруппами — активноводными и тиховодными отложениями.

**Активноводные хемогенные отложения (АВХО)** сравнительно редки, практически только карбонатные, известковые и доломитовые (см. гл. 7 кн. 2, с. 53), с характерной оолитовой структурой пород, формируются у выходов источников на суше и дне морей, например Каспийского и Черного. Они позволяют восстанавливать условия подвижных вод, например волнение и мелководность: это обеспечивает прогревание и насыщение карбонатами. Хемогенная садка из перенасыщенных истинных растворов происходит на взмучиваемых песчинках. Нередко с чисто химическим процессом садки совмещается биохемогенный, водорослевый. Форма тел пластовая, толщина их — от долей метра до первых метров, реже — десятки метров. Слоистость часто косая или волнистая. Обычны следы перерывов и надводного и подводного элювирования (миникарст, панцири и развалы).

**Тиховодные хемогенные отложения (ТВХО)** распространены широко, разнообразны минералогически, литологически и фациально, имеют большое практическое значение как полезные ископаемые. Озерные, лагунные, западинно-шельфовые и пелагические ТВХО — видимо, самостоятельные ГТО.

*Озерные хемогенные отложения* формируются в настоящее время только в пустынях и прибрежных морских водах аридной зоны, где из прогретых вод выпадают карбонаты (включая и натровые, содовые), сульфаты, хлориды, иногда бораты. Толщина накоплений: метры — десятки метров. Слоистость четкая, горизонтальная, в основном сезонная, ленточная. Строение циклитовое, циклиты разных рангов — от микро- до мезоциклитов. Источником вещества служат реки или временные потоки, а также соляные купола (у озер Эльтон и Баскунчак в северном Прикаспии).

В глубоком докембрии к озерным, вероятно, можно отнести и железорудные, кремневые и некоторые другие отложения.

*Лагунные хемогенные отложения (ЛХО)* — основной тип хемогенных отложений в настоящее время. Только в этой переходной от континента к морю зоне при аридности климата (обеспечение выпаривания и избавление от разбавляющего терригенного материала) происходит мощное соленакопление в водоемах типа Кара-Богаз-Гола, поскольку рядом — постоянный и неисчерпаемый источник солей (вода Каспия или, лучше, более соленых морей и океанов). При необходимой сбалансированности темпа прогибания солеродного бассейна и питания соленой водой процесс формирования отложений может совершаться как угодно долго и приводит к формированию не только отложений, но и мощных геологических формаций эвапоритов (см. гл. 8 кн. 2). Они четко цикличны, цикличность многопорядковая, от миллиметровой до километровой, и ее образование происходило в основном при однонаправленном тектоническом движении — прогибании, без колебательных движений. Последние нарушают ритм образования седиментационной цикличности и приводят к формированию крупных циклитов, периодичность которых нередко «несогласно» прерывает седиментационную.

Диагностические признаки лагунных эвапоритовых отложений (ЭО) хорошо известны и очевидны: это прежде всего специфичный минеральный и породный состав, который, однако, является общим с другими типами хемолитов. От озерных ЭО их отличают морские элементы (бары, морская фауна, часто биогермы и т. д.), большие мощности и размеры (Наливкин, 1955, с. 319—362 и др.), а от западношельфовых ЭО — вхождение в парагенез континентальных элементов (золотых, субэральных панцирей, почв и др.), а также приливных, прибойных и др. береговых отложений.

К ЛХО относятся и железорудные отложения, для которых лагунные водоемы служили ловушками рудного вещества. Если их лагунность доказать фациально-генетическим анализом можно, то химический седиментационный способ накопления рудного вещества и руд — очень трудно; требу-

ются детальные, комплексные литологические и геохимические исследования.

*Западно-шельфовые хомогенные отложения (ЗШХО)* также практически только карбонатно-эвапоритовые, хотя в древних бассейнах могли таким способом формироваться и кремневые и рудные отложения. ЗШХО довольно разнородный и не четко ограниченный тип: от лагунных ЭО условно его отделяют большие размеры (сотни и тысячи километров) и иной, в основном открыто-морской парагенез, но по существу это гигантские лагуны, в качестве которых выступают полуизолированные шельфовые моря. Современных примеров таких бассейнов нет, а ископаемые довольно многочисленны: моря цехштейна Европы (от Польши до Северного моря включительно), перми Предуралья и Прикаспия, позднефаменский залив центра Русской плиты — Данково-Лебедянский бассейн, Усольский бассейн раннего кембрия юго-запада Сибирской платформы, Мичиганский и другие силурийские бассейны Канадской платформы и т. д. Глубины были наибольшими, до 100 м или несколько большими, что установили Я. К. Писарчик (1958) для Усольского бассейна и В. Г. Махлаев (1959, 1964) для Данково-Лебедянского по широкому распространению водорослей в доломитах. Отложения четко стратифицированы, цикличны и закономерно фациально изменчивы (см. гл. 19) в соответствии с планом изменения солености вод и других параметров водоемов и их зон. ЗШХО, повторяясь в разрезе и на площади, вместе с другими ГТО строят эвапоритовые формации или входят элементами в карбонатные шельфовые формации.

*Пелагические хомогенные отложения (ПХО)*, если не считать гидротермальных и железомарганцевых корок в океане (см. гл. 10 кн. 2), не известны среди современных образований и редки в фанерозое. Наоборот, в докембрии они не редки и встречаются не только в карбонатах, но и в силикатах, железных рудах и других отложениях. Спектр хомогенных карбонатолитов, вероятно, был шире и включал сидерит и магнезит (см. гл. 7 кн. 2 и гл. 14). Несравненно шире шло хомогенное доломитообразование по сравнению не только с современным, но и с палеозойским, о чем свидетельствует микрозернистость большинства доломитов. Хотя большая часть джеспилитов, очевидно, имеет гидротермально-осадочное происхождение, нельзя исключить их образование за счет терригенного вноса.

Большая выдержанность на площади, явная или скрытая тонкая слоистость, нормальная морская фауна, парагенез с открыто-морскими и часто с глубоководными отложениями позволяют многие нижнепалеозойские микрозернистые известняки и доломиты считать хомогенными пелагическими.

Возможно, к пелагическим, но мелководным следует отнести мощные (до 4000 м) известняки Багамской банки,

накапливающиеся почти непрерывно в течение последних 130 млн лет в условиях постоянного аридного климата со скоростью до 80 см за 1000 лет (Лисицын, 1974); мельчайшие (в несколько микронов) иголки арагонита выпадают химически или биохимически из пересыщенных сильно проргетых над плоской поверхностью банки вод.

Хемолиты как ГТО трудны для распознавания из-за невыразительных диагностических признаков, мало отличающих их от биохемогенных, гидротермных и механогенных отложений. Поэтому генезис пелитоморфных отложений часто остается неясным даже после комплексного изучения. Приходится их трактовать тогда как тиховодные отложения определенной фациальной обстановки и разрабатывать более тонкие методы генетического анализа, включая и геохимические.

**18.7.2.2. Биогенные отложения (БО)** разнообразнее хемогенных и распространены шире, но практически только в неогее. Их можно разделить на бентогенные (или бентосогенные) и планктоногенные.

Более многочисленные бентогенные образования представлены по крайней мере шестью ГТО (см. табл. 18.1), если к ним относить и торфяные, а также мангровые отложения. *Торфяные отложения (ТО)* — важнейший тип автохтонных накоплений органической массы в основном высшей растительности (см. гл. 11 кн. 2), преобразующейся в диа- и катагенезе в торф, бурый и каменный угли. Травяная или древесная масса накапливается в болотах, озерах, лагунах, а также на низинных водоразделах между ними, на которых уровень грунтовых вод совпадает с поверхностью Земли или находится вблизи нее, что создает анаэробные условия, необходимые для сохранения органического вещества (ОВ) от окисления, и способствует его преобразованию в торф. Различают торфяники низинные и верховые, вероятно справедливо Е. В. Шанцером (1980, с. 23) и другими возводимые в ранг самостоятельных ГТО: они отличаются типом растительной массы и режимом ее накопления и преобразования. Толщина торфа достигает сотен метров, хотя современные торфяные накопления обычно измеряются десятками метров. Диагностические признаки ТО очевидны: прежде всего органический состав, малая зольность, развитая почва с корнями растений, парагенез с глинистыми, точнее илистыми, болотными и озерными отложениями. Аллохтонные угли — иной, механогенный тип отложений, хотя некоторая внутренняя аллохтония возможна в торфяных отложениях — как результат проточности болот или фаз спазматических переотложений.

*Озерные строматолитовые образования (ОСО)* — биогермы и биостромы высотой до 5—10 м — формируются си-

незелеными водорослями (цианобактериями), развивающимися в современных и третичных пресных водах, например в алтайских, североамериканских и др. Характерные столбо- и грибообразная форма, повторяющаяся в уменьшенном виде и во внутренней текстуре, микро- и мелкоциклитовость, отвечающая периодам роста и его остановок, первичная кавернозность, пористость и литологические признаки строматолитов позволяют уверенно их диагностировать. Встречаются не часто.

*Мангровые биогенные отложения* (МБО) — накопления ОВ древесных растений, растущих в соленой воде в приливной зоне тропических или субтропических побережий. Это морские аналоги торфяников, от которых они отличаются большей зольностью органической массы и парагенезами с морскими прибрежными отложениями. К ним относятся многие угольные пласты паралических толщ, особенно палеозойских, например каменноугольных, Донецкого, Рурского и других бассейнов.

Современные мангры широко распространены по всем низинным побережьям, и ширина их зоны в дельтах Нигера, Ганга, Брахмапутры, Иравади, Флай и Маркхэм (Новая Гвинея), Амазонки и других рек достигает десятков километров. Органическая масса накапливается не только в заливах, лагунах и болотах, но и на аккумулятивных островах и при непрерывном опускании достигает по мощности многих десятков метров. Средняя толщина пластов угля этого типа — 1—2 м, но некоторые превышают 10—20 м. Угольные толщи многопластовые (до 100 и более), четко циклитовые, угли чистые и высокозольные, фюзен обычно отсутствует, что свидетельствует о прекращении торфонакопления вследствие погружения под уровень морской воды. Другие диагностические признаки (парагенез с прибрежно-морскими отложениями, иногда с морской фауной, известняками и т. д.) также определены и позволяют устанавливать не только тип, но и береговую линию палеобассейнов, нулевые глубины, обычно теплый климат и другие палеогеографические параметры. Велико и экономическое значение МБО.

*Подводно-луговые отложения* (ПЛБО), или отложения подводных лугов, представлены горючими сланцами бентосного происхождения. Современным их аналогом являются заросли водной, главным образом высшей, растительности — черни (так они выглядят сверху), или подводные луга, широко распространенные, например, на авандельте Волги. В условиях не очень активной гидродинамики органическая масса не целиком окисляется или разносится, а переходит в осадок и захороняется. Она зольная, минеральная примесь часто преобладает, например в углистых аргиллитах аалена Дагестана и других дельтовых угленосных толщах. Обычны милли- и сантиметровые линзочки гагата (см. гл. 11 кн. 2),



развивающегося по стволам деревьев. Слоистость тонкая, милли- и сантиметровая, толщина пластов обычно меньше метра.

Распространены ПЛБО широко, но изучены слабо Н. М. Страхов к этому типу отнес горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi d'Orb.* и условно среднеордовикские кукерситы Эстонии: присутствие среди водорослей высокоорганизованных высших растений — биомических гомологов современной *Zostera*; наличие специфического биоценоза, отличного от биоценоза вмещающих пород; ограниченность сланцевых пластов по площади, своеобразии органической массы — пониженное содержание С и Н и наличие фенолов — указывает на значительную примесь гуминовых веществ (Г. Л. Стадников).

*Биогермные образования* (БГО), включающие и *биостромы*, — четкий и ясный ГТО биологического происхождения: они строятся прикрепляющимися беспозвоночными и водорослями, формирующими каркас или заросли, способные улавливать тонкий известковый ил и затем расти в высокодинамичной зоне. Биогенные постройки достигают 100 м и более в высоту и распространяются прерывисто на сотни и тысячи километров (Большой Барьерный риф Австралии, рифы по берегам Флориды и западного побережья Мексиканского залива, пермские и девонские рифы Предуралья и Прикаспия и т. д.). Различают биогермы и биостромы (греч. «герм» — столб, «стром» — слой, пласт) коралловые, строматопоровые, водорослевые, мшанковые, губковые, устричные и другие моллюсковые, фораминиферовые, серпуловые, отчасти баянусовые и криноидные. Многие из этих организмов ассоциируются друг с другом, а также стадийно, по мере роста постройки и вхождения ее в волновую зону, сменяют друг друга. Диагностируется БГО уверенно по форме в разрезе и плане, биосоставу, неслоистости или неясной и неправильной слоистости, большой первичной и вторичной пористости, вертикальным или веерообразно расположенным столбикам с выпуклой кровлей и такой же внутренней текстурой, при перекристаллизации — по массивности и изотропности (Уилсон, 1980; Королюк, Михайлова, 1968 и др.; Фролов, 1984 и др.). По БГО устанавливаются малые глубины, теплые воды, низкие широты, активная гидродинамика, нормальный газовый режим, отсутствие мутности, часто активный тектонический режим, колебания уровня океана и направления господствующих течений и ветров. Являясь реперным ГТО, биогермы освещают генезис соседних отложений. Из биогермных тел добывается до 30—40% нефти и газа. Они формируют рифовые формации трех типов (см. гл. 20).

*Банки ракушняковые* (БР), или *органогенные*, генетически и фациально близкие к БГО, но уступающие им по размерам

(толщина редко больше 10 м, протяженность — сотни метров — первые километры) и разнообразию биостроителей: это обычно пеллециподовые (устричные и др.), гастроподовые, брахиоподовые, реже водорослевые, мшанковые линзы. По ним устанавливаются активная и умеренная гидродинамика, донные течения, малые или средние (до первых сотен метров) глубины, твердое дно, его нормальный газовый режим и направление берега: банки обычно параллельны ему и протягиваются на многие километры при ширине от метров до километров. Современные устричники выдерживают отлив и формируются на дне до десятков метров глубины на скалистом (раковины горизонтальны или наклонны), песчаном или илистом дне (положение вертикальное, макушкой вниз) на расстоянии от берега от нуля до десятков километров. Вообще БР опускаются до глубин в сотни метров. Контроль солености и температуры более жесткий по отношению к личинкам, чем к взрослым особям. В целом устрицы не переносят повышенную соленость и способны развиваться при сильнопониженной (до 1%). Температурный контроль менее жесткий, но в холодных водах развитие сильно замедляется, с теплыми течениями устрицы расселяются за Полярным кругом: известны поселения у юго-восточного побережья Гренландии. Устрицы типа грифей выдерживают температуры от  $-5$  до  $+35$  °С. Но чаще встречаются тропические и субтропические устричники. Площади их банок достигают сотен квадратных километров, мощность 10 м и более, они часто ассоциируются с конгломератовыми известняками и фосфоритами или элювиальными развалами и перлювием — явными свидетелями сильных донных течений.

Если биогермы стали образовываться с середины протерозоя (а каркасные — с середины ордовика и настоящие экологические рифы — с силура), то БР — с силура (пентамерусовые), если не считать позднекембрийских и ордовикских банкоподобных скоплений фосфатных створок оболид, чаще всего являющихся перлювием. В палеозое господствовали брахиоподовые банки (продуктусовые, строфеодонтовые, стрингоцефаловые и пентамерусовые), а в мезокайнозое — пеллециподовые.

**Планктоногенные отложения** представлены четырьмя ГТО: озерными, лагунными, западинно-шельфовыми и пелагическими накоплениями большого научного и практического значения.

*Озерные планктоногенные отложения* (ОПЛО) представлены разнообразными литотипами: диатомитами, известковыми харовыми илами, сапропелями и горючими сланцами. Толщина слоев часто превышает 10 м. В основном они фитогенны. Диагностируются по пресноводному биосу, типу ОВ, тонкой слоистости и континентальному парагенезу, а

также геохимическими методами, устанавливающими пресноводность (см. гл. 4 кн. 1 и гл. 19).

*Лагунные планктоногенные отложения* (ЛПЛО) широко распространены как в антропогене, так и в древних формациях (Наливкин, 1955, с. 370—378) и ценны для науки и практики. Современные лагуны расположены в различных климатических зонах и имеют соленость от самой низкой (например, Куршская) до самой высокой (Кара-Богаз-Гол, Шарк-Бей в Австралии и др.). Литотипы — карбонатные, кремневые и органические, в основном фитогенные, отложения — аналогичны озерным (ОПЛО), но более разнообразных геоморфологических обстановок, включая кратерные и атолловые лагуны. Особенно ценны лагунные горючие сланцы (ГС) типа современных куронгитов в Австралии (см. гл. 11 кн. 2) с высоким содержанием жировых веществ, накапливаемых бурой водорослью *Botryococcus braunii*. Хотя в них и ископаемых ГС ОВ редко преобладает над минеральным (глинистым, карбонатным или кремневым), весь облик и геохимия, а также практическая ценность определяются им. Толщина слоев от дециметров до десятков метров (Грин-Ривер, США) и даже до 180 м (Фушунь, Китай), а протяженность тел ГС до сотен километров. Диагностические признаки определяются их тиховодностью (первичная илистость, восстановленность форм железа, отсутствие биотурбации и др.), битуминозным типом ОВ и прибрежно-морскими парагенезами ГТО (песчаные или биогермовые бары, приливные, золотые, дельтовые и др.). Так, нижнеордовикские фитогенные граптолитовые диктионемовые ГС Эстонии и Ленинградской области толщиной до 9 м к югу, в сторону моря фациально замещаются баровыми и дюнными песками с оболочками. Кимериджские ГС Северного Кавказа залегают в доломито-известняковой формации (аридный тип), а абдуллинские ГС ранней перми Уфимского плато накапливались в депрессиях рифового рельефа.

*Западинно-шельфовые планктоногенные отложения* (ЗШПЛО) сходны с ЛПЛО по литотипам и текстурно-структурным признакам и отличаются открыто-морским парагенезом (довольно грубозернистые песчаные и раковинные донно-флювиальные отложения, перлювий и др.). Преобладают фораминиферовые, кокколитовые и диатомовые отложения, особенно не в геократические эпохи, например в позднем мелу и палеоцене-эоцене, когда (а также в нижнем мезозое и палеозое) накапливались и радиоляриевые отложения. Диатомиты Сахалина (палеоген), США, Аляски и Канады богаты углеводородами промышленных масштабов.

*Пелагические планктоногенные отложения* (ППЛО) отличаются большими площадями, пелагическими парагенезами и нередко большими мощностями в сотни метров, особенно в мезозое и кайнозое, когда наиболее бесспорно форми-

ровались океанские ППЛО: нанопланктонные и фораминиферовые, радиоляриевые и диатомовые, а также органоминеральные отложения — «сапропелевые горизонты». Их накопление контролируется климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностями. Из двух основных порообразователей — глобигерин и глобороталий — в умеренных и отчасти в прохладных водах преобладают первые, а в теплых — вторые. В целом фораминиферовые осадки тяготеют к экваториальным и тропическим водам и только в Атлантическом океане доходят до 50° с. ш. Почему? В Тихом океане, наоборот, карбонатонакопление в целом смещено на юг (до 40—50° ю. ш.), а на севере редко бывает за пределами 20° с. ш. Почему? Крупные размеры (0,01—1,0 мм) объясняют близкое совпадение площадей фораминифер в воде и осадках и дают возможность накапливаться на вершинах гор и поднятий. При медленной седиментации, особенно на глубинах, близких к критическим, илы не цельнораковинные, а тонкодетритовые, что связано с распадением раковин на мельчайшие фрагменты вследствие подводного элювирования, а также при «фильтрации» через планктонофагов. При избирательном растворении возникают более разнородные осадки, иногда принимаемые за динамически обусловленные, например за турбидиты.

Более распространенные с позднего мела нанопланктонные, кокколитовые или меловые отложения отчетливо демонстрируют практически общее свойство всех ППЛО — полную биотурбированность, «стирающую» их седиментационную тонкослоистую текстуру, гомогенизирующую осадок и превращающую в биоэлювий, свидетельствующий о нормальном газовом режиме не только у дна, но и в осадке, по крайней мере в его верхней части. Вертикальная зональность запрещает карбонатным осадкам формироваться ниже критической для них глубины, и только более стойкие к растворению кокколиты иногда выдерживают глубины в 4,5—5,0 км.

Кремневые литотипы ППЛО — диатомовые и радиоляриевые отложения и их постседиментационные производные — трепела и опоки, также гранулометрически являющиеся пелитами и алевритами, во многом похожи на карбонатные ППЛО, но чаще обогащены в верхней части гидроокислами марганца и железа, т. е. сильнее элювированы и химически, что свидетельствует о еще меньших скоростях седиментации. Современные пояса их формирования обусловлены широтной, климатической (два высокоширотных, в основном диатомитовых, и один экваториальный, радиоляриево-диатомитовый), вертикальной (преимущественно ниже КГК) и апвеллинговой зональностями. Последняя объясняет с первого взгляда необычный парагенез биосилицитов с турбидитами (Урал, Дальний Восток, островные дуги и др.): области «лавиной» седиментации — континентальные склоны, на

которых интенсивны апвеллинги, приводящие к пышному расцвету диатомей, радиолярий и других планктонных форм.

К ППЛО относятся также некоторые горючие сланцы доманикового типа (другая их часть — ЗШПЛО) — отложения удаленных от берега застойных впадин с тончайшей слоистостью (отсутствие биотурбирования). Обилие в них тентакулитов и птеропод (стилиолин) позволило Н. М. Страхову сделать вывод и о большой продуктивности фитопланктона (не оставившего ясных форменных улик), без которых невозможно представить пышное развитие зоопланктона и nekтона (гониятиты, наутилоидеи и др.). Общий с вмещающими породами биоценоз и отсутствие своего особого биоценоза — дополнительные аргументы в пользу планктонного генезиса. Необходимое большое количество питательных веществ — нитратов, фосфатов, а также, вероятно, и кремнезема — не могло полностью поступать с суши (она была удалена), что заставило С. В. Максимова (1970) искать эндогенный источник. Не только типичные среднефранкские доманиковые сланцы восточной части Русской плиты и западного склона Урала (здесь они имеются также в живете и фамене) Н. М. Страхов относит к ППЛО, но и посидониевые сланцы нижней юры ФРГ, хадумские (нижнеолигоценовые) и среднесарматские сланцы Кавказа, юрюзанские сланцы Уфимского плато и даже некоторые граптолитовые сланцы. Очевидно, сюда следует отнести и кумскую свиту среднего эоцена Северного Кавказа битуминозно-глинисто-карбонатного состава, обогащенную остатками рыб и обладающую тончайшей слоистостью.

### 18.7.3. МЕХАНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (МО)

Механогенные отложения (МО), или механолювий, — самый обширный, генетический ряд, объединяющий *чисто динамические* формы накоплений, материал которых вторичный, реликтовый, а не новообразованный: терригенный, эдафогенный, вулканогенный и биогенный. МО повсеместны и формировались с самого зарождения Земли, сначала, возможно, путем акреции метеоритного материала, а затем гравитационными коллювиальными способами. МО, таким образом, являются *фоновыми* для других ГТО и седиментации в целом. Это ценнейшие документы динамических процессов и условий (обстановки) на поверхности Земли и эндогенных режимов, в частности климата, рельефа, ветров, течений и т. д. Они заключают нефть, газ, воду, уголь, руды, россыпи и сами часто используются как стройматериалы.

18.7.3.1. **Коллювиальные (склоновые) отложения (КО)** объединяют чисто гравитационную и делювиальную (коллювий смывания) группы. В первой, динамически более разнообразной, различают коллювий оползания.

Гравитационный коллювий (ГК) объединяет два надтипа и четыре ГТО. Коллювий обрушения — это обвальные и осыпные отложения. *Обвальные отложения (ОБО)*, или *дерупций*, — первая фаза перемещения обломочного материала с водоразделов или других высот и склонов как на суше, так и под водой, что позволяет различать самостоятельные типы или подтипы по среде отложения. Обрушение склонов всегда катастрофично, но в качестве самостоятельного ГТО имеет смысл рассматривать только достаточно крупные накопления, так как мелкие обвалы не распознаются и входят в иной тип — осыпные отложения. Приводораздельные части склонов готовятся к обвалам длительно — ослаблением устойчивости, появлением трещин отседания или разгрузки, но последним толчком обычно служат землетрясения, хотя обвалы совершаются и без их участия. О масштабах обвалов можно судить по Усойскому завалу, в 1911 г. перегородившему р. Бартанг на Памире плотиной высотой более 0,5 км и длиной более 1 км и образовавшему подпрудное озеро глубиной до 500 м и длиной в сотни километров. Примером подводных обвалов может служить нижнебайосская «глиняная брекчия» мощностью свыше 200 м, обнажающаяся на р. Бодрак в Крыму. Диагностические признаки очевидны: большие массы несортированного и нестратифицированного материала однородного состава, отвечающего составу местных пород, наличие глыб до десятков метров в диаметре, признаки дробления в твердом состоянии, небольшое количество мелкозема, ограниченность распространения и веерная форма в плане, парагенез с подпрудноозерными отложениями (у наземных ОБО).

*Осыпные отложения (Осо)*, или *десперсий*, формируются чаще обвалов, но обычно не катастрофично, а более или менее постепенно, порциями-«квантами», постоянно, но неравномерно во времени. Процесс накопления дисперсен и состоит из скатывания или скольжения отдельных глыб, а также смещений больших масс в виде осовов рыхлого материала. Помимо веерной формы отдельных осыпных конусов, нередко сливающихся боками в пояса, присклонового положения, несортированности, неокатанности и неслоистости, отсутствия аллохтонного материала, диагностична обратная сортировка материала по размеру: вверху, в вершине осыпи, остается более мелкий, щебенчатый или даже дресвяный материал, а к периферии конуса растут количество и размер крупных глыб, поскольку по инерции движения они скатываются дальше мелких. Многократность актов осыпания создает и некоторую слоистость во всем теле осыпи. На обломках бывают царапины и шрамы. Больше, чем в обвалах, и мелкозема, обычно замытого. Слоистость имеет первичный наклон, достигающий углов естественного откоса сыпучих тел (30—33° для песков и 45—60° для глыбово-щебенчатого материа-

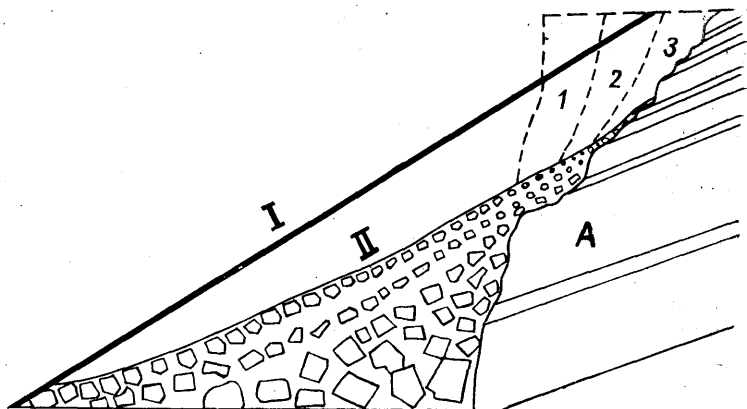


Рис. 18.2. Схема развития осыпного склона и строение осыпного шлейфа (Шанцер, 1966):

А — коренной массив; 1, 2, 3 — последовательные стадии осыпания и накопления осыпи; I — идеальный и II — реальный профили равновесия

ла, рис. 18.2), но по мере развития осыпи наклон выполаживается, и осыпание сменяется смыванием, т. е. формированием делювия.

Коллювий оползания — это оползневые и солифлюкционные накопления. *Оползневые отложения* (ОпО) — индикационно важный и очень широко распространенный тип коллювия: отрываясь от склонов дальше ГК и захороняясь в «нормальных» слоистых отложениях, ОпО тем не менее позволяют определять положение, крутизну и высоту склонов и восстанавливать структурный план региона. Наиболее грандиозны подводные оползни: толщина единичных тел достигает и нередко превосходит 100 м, протяженность — десятки и первые сотни километров — это олистостромы, т. е. слои, рожденные оползнями, особенно частые во флише: отдельные глыбы и блоки — олистолиты и олистоплаки — достигают многокилометровых размеров, и они часто принимаются за тектонические.

Различают оползни: 1) соскальзывающие, или деляпсивные (деляпсий); 2) выталкивающие, или детрузивные; оба типа представляют блоковые оползни; 3) оползни-потоки — сплошная брекчиевая масса, при насыщении водой приобретающая пластичное или вязкое течение, смыкающее их с флювиальными отложениями — селями и пролювием; иначе их называют оползнями глетчерного типа, и они незаметно переходят в солифлюкционные накопления; большую роль в их образовании играет сохраняющаяся в коренных породах тиксотропия, т. е. способность к разжижению и переходу в пльвунное состояние. Обычны складчатые деформации. Оползни подробно описаны Г. С. Золотаревым (1948, 1956, 1983) и Е. В. Шанцером (1966, с. 138—145).

**Солифлюкционные отложения (СО)**, по А. П. Павлову **дефлюксий**, или **солифлюксий** (Шанцер, 1966, с. 145—156), образуются в результате «течения почвы» или грунта и имеют разнообразные формы, приводящие к обособлению подтипов. Со времени введения в геологию Г. Андерсоном (Андерссон, 1906) термина «солифлюкция» СО изучены довольно хорошо (Каплина, 1965). Они развиваются во всех поясах Земли, за исключением аридных. Это, во-первых, быстрые *сплывы* и *оплывины* разжиженной грунтовой массы, часто изливающейся через разрывы дерна и образующей характерные языкообразные натеки во влажных тропиках и в зоне вечной мерзлоты. Во-вторых, медленное (сантиметры — метры за сезон) ламинарное течение грунта, переувлаженного до вязкотекучей консистенции и образующего фестоны — натежные псевдотеррасы. Они не образуются на склонах круче 20—30°, когда возрастающая интенсивность поверхностного и внутригрунтового стока препятствует достаточно сильному увлажнению грунта. В-третьих, медленное пластичное течение рыхлого поверхностного покрова на склонах, не теряющего связности (подчиненная форма). В-четвертых, *крип* — медленное *оседание*, сползание частиц грунта на склонах при сезонных промерзании и оттаивании — лишь сопровождающий процесс. В-пятых, *каменные реки*, или *курумы*, шириной до сотен метров и длиной в километры, в которых глыбы медленно перемещаются по некрутым склонам в высокогорьях или в высоких широтах. В-шестых, своеобразная *криосолифлюкция* описана В. А. Гостиным и автором в перми Сиднейского бассейна Австралии — глыбово-щербнистые брекчии (рис. 18.3) толщиной до 4 м, залегающие в прибрежно-морских песках и глинах ледникового периода (Фролов,

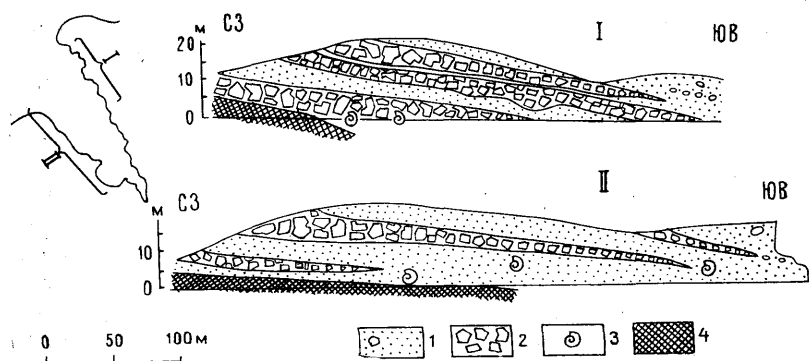


Рис. 18.3. Криосолифлюкционные мелководно-морские прибрежные моно-сидиментокластовые глыбовые брекчии в основании артинских отложений Сиднейского бассейна, по В. А. Гостину (1970) (Фролов, 1974): 1 — песчаники с валунами и глыбами; 2 — брекчии; 3 — морская фауна; 4 — доартинский фундамент. Состав глыб — нижнепалеозойский граувакково-кремневый флиш



1984, с. 96—97). Практически монолититовые несортированные с глыбами до 2 м брекчии не эродируют подстилающие рыхлые пески и через 1—2 км выклиниваются в сторону, от берега. Следовательно, они перемещались взвешенно, скользя по дну или вблизи него, взвешивала их не только вода, но, вероятно, и цементирующий их подтаивавший в летние сезоны лед, а базисом скольжения на суше были более талые после сезонного промерзания горизонты.

Солифлюкционные отложения чаще всего формируются при участии многих из перечисленных и еще не выявленных процессов и являются комплексными. Наиболее полно они осуществляются в приполярных, высокогорных и тропических областях, и наиболее развиты криосолифлюкция и тропическая солифлюкция.

К солифлюкционным, вероятно, следует относить мелкие, средние и крупные (в сотни метров) *оползневые складки*, чаще всего встречающиеся в субаквальных отложениях, формирующихся на склонах или у их подножий, например во флише и шпире. Но где провести границу солифлюкционной и оползневой складчатости?

Коллювий смывания — делювиальные отложения (ДО) — важный и широко распространенный на суше тип мелкоземистых (со щебенкой) отложений, формируемых мелкими струйками и ручейками талых или дождевых вод, через рытвины осуществляющих «плоскостной» смыв, выполаживание рельефа и накопление у подножий склонов и в их нижней части аккумулятивных делювиальных поясов. Под водой они, вероятно, не образуются, там функцию делювиального процесса, видимо, выполняет солифлюкция. Наиболее интенсивно делювий формируется в семиаридных условиях, где нет защитного дерна или леса. Как ни парадоксально, но некоторое усиление делювиального смыва имеет место в высокоарктической зоне, где мощность (толщина) деятельного слоя (оттаивающего летом) ничтожна и процессы солифлюкции ослаблены. Наоборот, при возрастании аридизации в пустынных областях рытвинки постепенно превращаются в овражки, получившие испанское название *барранкосы*, и делювиальный смыв переходит в линейный, пролювиальный: у подножий накапливается пояс пролювиально-делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений. Если осадки выпадают в виде редких сильнейших ливней в тропической и субтропической аридных зонах, то смываются рыхлые делювиальные накопления и с нижней части склонов, и они приобретают характер денудационных педиментов.

Делювиальный процесс формирует *вогнутый склон*, в котором выделяются две части: *денудационная*, верхняя, вверху выпуклой формы, и *аккумулятивная*, нижняя, или *делювиальная*. Последняя по мере развития процесса поднимается

все выше на склон. Ее верхняя кромка служит базисом денудации для вышележащей части склона. На этой границе быстрое турбулентное и поэтому взвешивающее и переносимое частицы течение струек воды по рытвинкам сменяется медленным, субламинарным, не способным взвешивать и малотранспортирующим движением, в результате чего и осуществляется преимущественно аккумуляция. Дальше, ниже по все выполаживающемуся склону уносятся только самые тонкие, пелитовые частицы. Е. В. Шанцер (1966, с. 156—172, рис. 17) выделяет три зоны — фации делювиального пояса: 1) привершинную, узкую маломощную и как бы начальную; 2) среднюю, с переменным режимом смывания, и 3) нижнюю, наиболее широкую, в целом позднейшую, в которой движение воды только субламинарное и осадки в основном суглинистые с почти неразличимой слоистостью, стирающейся еще элювированием, включая и почвообразование. Этот делювий лёссовиден (Черняховский, 1966а).

Итак, делювий распознается по геоморфологическому положению (у подножий склонов), первичной пологой наклоности слоистости, фациальному строению, землистому виду, лёссовидности, наличию щебенки (в верхней части пояса), плохой сортировке, частой неслоистости, обычной карбонатности, остаткам корешков растений, кротовинам и почвенным горизонтам. Толщина накоплений до десятков метров.

**18.7.3.2. Потоково-водные, или флювиальные, отложения (ПВО, или ФО).** Флювиальные отложения (ФО) — обширная группа водно-потоковых накоплений, объединяющая по крайней мере 10 ГТО, как субаэральные, континентальные, так и подводных. Континентальные ФО представлены двумя типами: пролювием и аллювием. Оба типа — *русловые* отложения. Возможно, самостоятельным типом — *диллювием* — следует считать отложения разливов, наводнений и потоков типа такыров в аридных пустынях или разливов рек в семиаридных и гумидных зонах.

**Пролувий (ПрО)** — отложения временных потоков у выхода долин на равнину или наклонную присклоновую поверхность, включая и поверхность самих конусов выноса. Наиболее развитый в семиаридных и аридных зонах пролювий здесь становится основным формациеобразующим ГТО, образуя, часто вместе с аллювием и другими ГТО, красочные молассовые формации. Выделенный А. П. Павловым (1903), он хорошо изучен в Средней Азии В. И. Поповым, К. В. Курдюковым, В. И. Елисеевым (1963, 1964, 1978), А. А. Лазаренко (1977) и другими и кратко описан Е. В. Шанцером (1966, с. 196—207). Морфологически он выражен верными в плане (рис. 18.4) субизометричными и удлинненными конусами размерами до сотен километров, с первичным наклоном до 5—10° (в вершинах конусов), толщиной накоплений до многих десятков и сотен метров, с четкой продольной

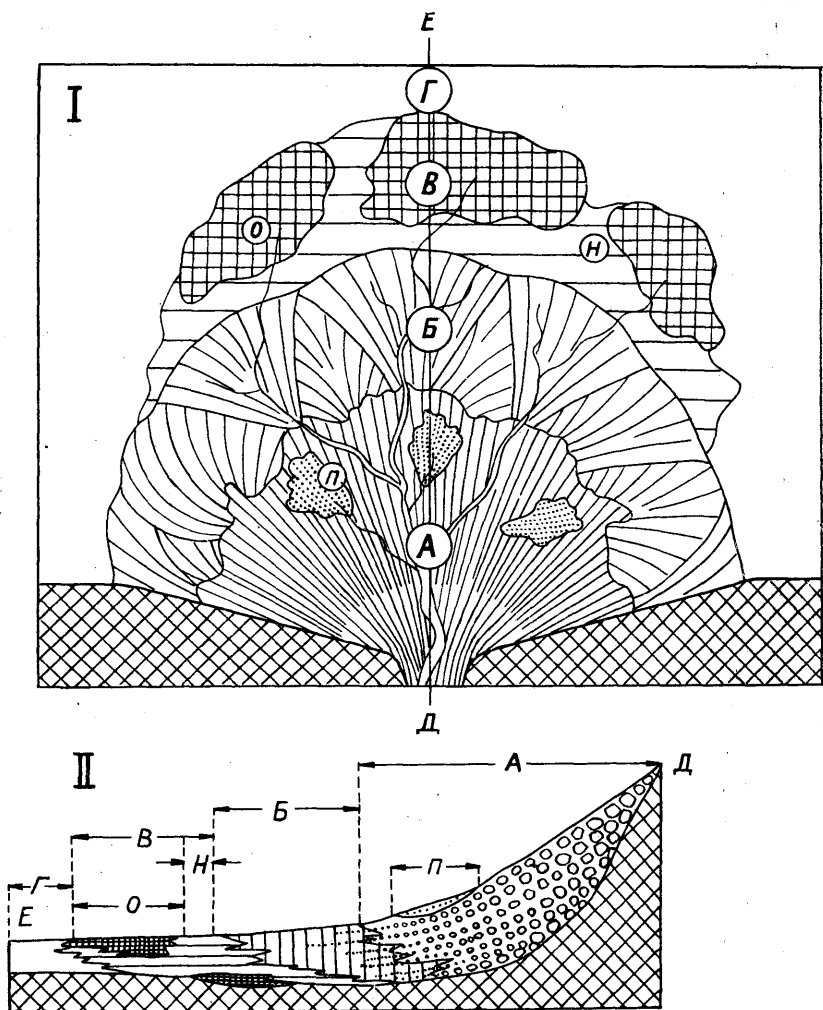


Рис. 18.4. Схема строения крупного пролювиального конуса в плане (I) и радиальном разрезе (II), по Е. В. Шанцеру (1966): А — вершинная зона, сложенная русловыми («потоковыми») отложениями, на профиле ее уклон преувеличен; П — покровные пески и супеси частных вееров выноса в пределах вершинной зоны; Б — средняя зона накопления «веерной фации» на периферии морфологически выраженного конуса выноса; В — фронтальная зона разливов и накопления осадков «застойной фации» (О — осадки озерного типа, Н — наземные, болотно-солончаковые осадки); Г — непролювиальные отложения предгорной равнины. Косая клетка — породы ложа и горного склона

гранулометрической фациальной зональностью от грубо-обломочной, «фангломератовой» или селевой фации до тончайшей лёссовой.

Дифференциация конусов на фации зависит от их размера: чем крупнее конус, тем сильнее дифференциация. Самые простые — селевые конусы малых (меньше 1 км) размеров: они обычно одноактны и слагаются «одной фацией» — щебнистым и грязещебнистым материалом, мало дифференцированным по течению и оканчивающимся нередко субвертикальным закругленным вверху уступом высотой 1—0,5 м и меньше. В более крупных (в первые десятки километров) конусах четко обособляются две крупные фации: 1) привершинная, фангломератовая (термин А. Лоусона; Lawson, 1913) — щебнистая, неотмытая, сильно мелкоземная («грязекаменная») с прослоями таких же несортированных конглобрекчий и щебнистых суглинков, с линзами среднесортированных галечников, гравия и редко песков, представляющих частные веера; 2) периферическая, супесчаная и суглинистая, в целом лёссовая, т. е. «тонкопролювиальная», в которой отдельные конусы почти не распознаются, слоистость нечеткая и отсутствует.

Наиболее крупные конусы-веера («наземные дельты») Е. В. Шанцером связываются с выносами постоянных рек, таких, как Сох в Ферганской впадине, Мургаб и Теджен в Туркмении. Их размеры — сотни километров, строение и генетический состав сложные, а время формирования — сотни тысяч — миллионы лет. Это уже геологические формации — парагенезы многих ГТО. Е. В. Шанцер (см. рис. 18.4) различает три крупные и сложные фации: 1) *привершинную фацию* — валунно-галечную, *русловую*, или *потоковую*, грубообломочные отложения которой похожи на горный аллювий, но большей частью являющиеся грубым пролювием, образующим тесные парагенезы с грубыми отложениями постоянных рек, откладываясь не в режиме пролювиального процесса; крупновалунные отложения прослеживаются на расстояниях до 15—17 км, а средне- и мелковалунные уносятся дальше; частные конусы более тонкого материала усложняют строение фации еще больше; 2) *среднюю фацию* малонаклоненной зоны конуса, названную В. И. Елисеевым (1963) *веерной*, — песчано-алевритовую, т. е. *лёссовую*, формирующуюся частными конусами-веерами, когда поток выходит из берегов частного русла и «расплывается» по поверхности этой зоны конуса; 3) *внешнюю*, или *периферическую*, меньше связанную с предыдущими, названную В. И. Елисеевым *фацией разливов*, а Е. В. Шанцером *застойноводной* — алеврито-известково-глинистую, формирующуюся в заболоченных и озерных условиях и такырах при больших разливах и затоплениях. Не только в таких конусах-гигантах, но и в средних различаются пролювий, аллювий, болотные, озерные,

эоловые и, возможно, еще такырные отложения как самостоятельные генетические типы.

Помимо отмеченных диагностичны для древнего пролювия признаки спазматического механизма их отложения — полной или почти полной потери живой силы грязекаменного и суспензионного потоков, как бы «заторможенных» при выходе из ущелья и поэтому откладывающих сразу весь переносимый материал — от глыб до пелита — без сортировки и расслаивания: 1) отсутствие или плохая сортировка, 2) неслоистость, 3) транспортировка крупных *рыхлых глыб*, которые развалились бы при транспортировке их обычным речным потоком — перекатыванием по дну, 4) плохая сгруженность, 5) наличие удлиненных *глыб в вертикальном положении*, без опоры на другие. Особенно определяющи 3-й и 5-й признаки, которые отсутствуют в аллювии, но присущи еще айсберговым отложениям. Исключают пролювиальный генезис косая и волнистая слоистость и черепитчатое перекрытие галек друг друга (признак аллювия и сильных морских течений). Веера — конусы радиально- или концентрически-зональны: гранулометрия и другие признаки резко меняются *по направлению течения*, тогда как в аллювии максимальная изменчивость поперек его. Незначительно участие или отсутствие песков и глин, особенно отмеченных. Распознавание ГТО помогает сравнение с гомологами. Для пролювия всех литотипов таковыми являются турбидиты и более грубые спазматические накопления под водой. Каковы их общие свойства и отличия и чем они объясняются? Пролувий у подножий вулканов называется лахарами.

Аллювий (А или АО) — речные отложения, формируемые в долинах или вне их постоянными или временными речными потоками. Аллювий — самый сложный ГТО, и в настоящее время предпринимаются попытки разделить его по крайней мере на русловые, пойменные и старичные отложения как ГТО.

Аллювий — один из хорошо изученных ГТО. В России ему посвящены классические работы В. В. Докучаева (1878 г.) и С. Н. Никитина (1884 г.), а более детально его строение освещено В. В. Ламакиным (1943—1950), Е. В. Шандером (1950—1966), Ю. А. Лаврушиным (1963), А. А. Лазаренко (1964), Б. С. Луневым (1967), В. П. Твердохлебовым и др. Выяснена сложность строения аллювия в продольном, поперечном и вертикальном направлениях, что отражает и сложность процесса его формирования, состоящего из многих фаз и стадий. В *продольном* направлении различают аллювий горный (Чистяков, 1978), равнинный долинный, аллювиальных равнин и дельтовый, который правильнее рассматривать вместе с морскими отложениями как подводный аллювий.

Аллювиальная аккумуляция переходит из одной *динамической фазы* в другую. В. В. Ламакин (1947, 1948, 1950) очень удачно наметил три такие динамические фазы: инстративную, перстративную и констративную. Первая, *инстративная*, или *выстилающая*, фаза — начальная — ее проходят горные реки, особенно в верховьях: крутые продольные уклоны и интенсивная донная эрозия позволяют лишь при спаде воды отлагаться валунно-галечному материалу, который при следующих паводках вновь размывается и сносится вниз, т. е. переоткладывается. При некотором расширении долины, когда дно ее не полностью занято меженным руслом, образуются более обширные галечные отмели, которые могут перейти в ископаемое состояние в виде наклонных эрозионных террас.

Во вторую фазу — *перстративную*, или *перестилающую*, — аккумуляция происходит при относительно равномерном продольном профиле и слабом проявлении или отсутствии донной эрозии: русло длительно блуждает из стороны в сторону практически на одном и том же уровне в своих наносах, совершая лишь боковую эрозию и выработывая плоское дно долины (рис. 18.5, а). При этом аллювий многократно переоткладывается в поперечном течении направлении на прирусловых отмелях и в покинутых руслом участках дна долины при меандрировании, а также в старицах при паводках. Материал, конечно, смещается и вниз по генеральному течению, но скорость этого перемещения меньше поперечной его миграции.

В третью, *констративную*, или *настилающую*, фазу речная аккумуляция идет при активных отрицательных движениях земной коры и большом расходе (поступлении) рыхлого твердого материала: река уже не может полностью его переоткладывать, а, меандрируя еще интенсивнее, течет на все более высоком уровне по отношению к ложу аллювия, и долина интенсивно заполняется им. Аллювий становится *многоэтажным — циклитовым* (рис. 18.5, б). Это осуществляется в аллювиальных равнинах и дельтах, в молассе и шпире. Кратковременно констративная фаза наступает и при резком усилении поставки рыхлого материала (чаще всего из-за увлажнения климата), а когда это накладывается на интенсивное прогибание — образуются мощные (до 40—50 м и больше) циклотемы.

Строение аллювия на поперечном профиле обычно дается для перстративной фазы (см. рис. 18.5, а, б), когда процесс аккумуляции не осложняется тектоническими движениями, а целиком определяется режимом, динамикой потока и поступлением рыхлого материала.

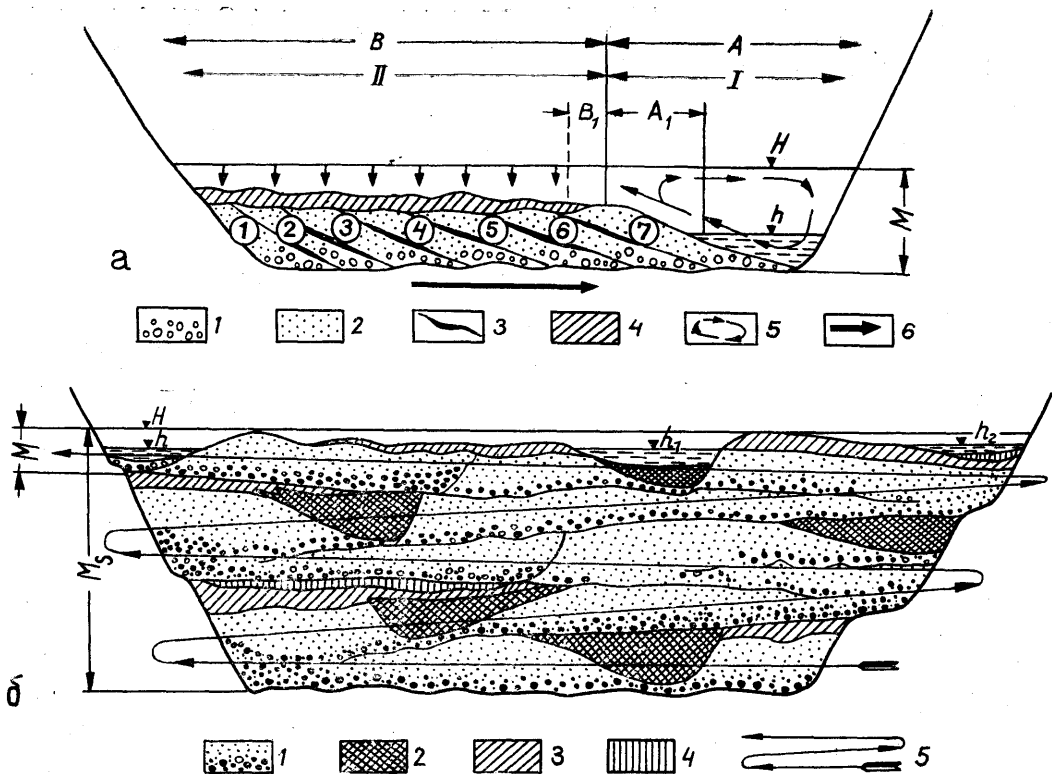
Русловой аллювий формируется при *смещении меандр* — главной формы миграции русла, осложненной прорывами русел через узкие «шейки» меандр. Меандры мигрируют

Рис. 18.5. Схема перстративной и констративной фаз аллювиальной аккумуляции (Шанцер, 1966):

а. Перстративный аллювий: А — русло ( $A_1$  — русловая, или прирусловая, отмель); В — пойма ( $B_1$  — прирусловой вал); Н — уровень полых вод;  $h$  — уровень межи; М — нормальная мощность аллювия; I — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (1—7) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II — зона осаждения взвешенных наносов. Русловой аллювий: 1 — грубозернистые пески, гравий, галька; 2 — мелко- и тонкозернистые пески; 3 — прослой заиления; 4 — пойменный аллювий; 5 — токи поперечной циркуляции в русле; 6 — направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия.

б. Констративный аллювий (Шанцер, 1966): Н — уровень паводковых вод;

$h$  — уровень межи в действующем русле реки;  $h_1, h_2$  — меженные уровни стариц и вторичных водоемов поймы; М — нормальная мощность аллювия при перстративной аккумуляции;  $M_s$  — суммарная мощность констративной аллювиальной толщи; 1 — русловой аллювий; 2 — старичный аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — отложения вторичных водоемов поймы; 5 — общее направление перемещения русла в ходе констративного наслоения толщи



нормально к долине и медленнее по генеральному течению реки, т. е. вдоль долины. Активно этот процесс протекает только в *паводки*, когда русло переполнено водой и скорости течения максимальны. *Поперечные циркуляционные токи*, впервые установленные Н. С. Лелявским (1893), непосредственно осуществляющие аккумуляцию у выпуклого берега, также наиболее интенсивны в паводки. Они выражаются в опускании воды у вогнутого, подмываемого берега ко дну (почему? построить модель скоростей!) — к этому берегу прижата линия наибольших продольных скоростей, или *стрезень* реки. Отсюда вода в придонных слоях оттекает к противоположному, выпуклому берегу, все время по мере подъема на отмель замедляясь, и откладывает все менее грубые пески в виде наклоненной к стрезню пачки — *клиноформы* малых размеров. Затем вода поверхностным поперечным течением, все более ускоряющимся по мере приближения к стрезню (почему?), возвращается к размываемому, вогнутому берегу, и вертикальная (т. е. в субвертикальной плоскости) циркуляция повторяется. Клиноформа поградационно наращивается не только к вогнутому берегу, но и слабо вниз по течению. Происходит дифференциация материала по крупности зерна, напоминающая прибойную: крупные зерна выносятся на прирусловую отмель, а тонкие не оседают, возвращаются к стрезню и уносятся вниз по течению. Пески прирусловой отмели отмываются и хорошо сортируются. Так один берег намывается, а другой эродирован, эрозия и аккумуляция совершаются одновременно и сопряженно. Начальный момент отклонения потока от прямолинейного задается аккумуляцией у какого-то берега: образовавшееся скопление галек или песка отклоняет течение в другую сторону, и... «процесс пошел» с ускорением. Размытый боковой эрозией материал откладывается не строго на отмели напротив размыва, а ниже по течению.

Размерность зерна и слоистость русловых отложений меняется поперек русла и снизу вверх по довольно строгому закону. В стрезневой зоне даже в равнинных реках нередко откладываются галечники и щебень, но чаще гравий и грубые пески без четкой слоистости или с горизонтальной неправильной слоистостью, характерной для фазы гладкого дна при быстром течении (10—40 км/ч и более), а при достаточной глубине — и косослоистые, причем косая слоистость крупная и грубая, нерегулярная, не только односторонняя, но отчасти и разнонаправленная — за счет антидюн (см. кн. 1, гл. 2 — текстуры) и меандрирования. При миграции русла формируется общий, но разновозрастный базальный грубый горизонт (0,05—1,0 м и больше), — более древний у борта долины, от которого началось отклонение потока, и молодой — у противоположного. На базальном горизонте формируется основная часть руслового аллювия



(до 90—95%): пески правильно косослоистые, в основном однонаправленные, с падением косых слоев вниз по течению, с прямыми, параллельными серийными швами в продольном течении направлении и с крупномасштабными или пологокосыми границами серий в поперечном сечении. Толщина косых серий и размер зерна песков меняются сопряженно: на базальном горизонте залегают самые грубые пески, часто с гравием и галькой, накапливающиеся в пристрежневой зоне, и толщина косых серий достигает 2 м (возможно, и больше?), хотя обычно 1,0—0,5 м; выше пески утоняются до тонкозернистых вместе с уменьшением толщины серий до 10—20 см и меньше, что отвечает уменьшению высоты в целом *поперечных* песчаных *град*, или подводных дюн; от стрежня к верхней части прирусловой отмели (ПО).

При спаде воды паводка на откосе прирусловой отмели нередко формируется наилок, а также за счет противотечений («улово») — и косые серии с наклоном против генерального течения. Прирусловая отмель нередко увенчивается *прирусловыми валами* (ПВ), на которых при нарастающих паводках откладывается главная масса влекомого и взвешенного материала. Возвышаясь на 0,5—1,0 м и более над поймой в виде *естественных дамб*, валы частично препятствуют быстрому наращиванию высоты пойм, на которых за счет подтопления часто развиваются болота и торфяники, а на валах и прирусловых отмелях — *дюны*. ПВ обычно не плотно прилегают друг к другу, а разделены понижениями, падающими на серию лет с невысокими паводками, что делает поверхность русловых отложений неровной, но довольно правильно-волнистой. На ней формируется пойменный аллювий.

Пойменный аллювий, накапливающийся при максимумах *половодий*, слагается илистыми и тонко-мелкопесчаными осадками сравнительно малой (1—5 м) толщины, состоящей обычно 10—20% аллювиального циклита. Слоистость горизонтальная, правильно- или неправильно-волнистая, тонко- и мелкокосоволнистая и косая. Многочисленны вертикальные ходы, корни растений и поры — следы субаэрального элювиирования и почвообразования, а также более развитые почвенные горизонты. Пойменный аллювий по режиму и динамике формирования резко отличен от руслового, что позволяет некоторым литологам рассматривать его как самостоятельный ГТО. Это заслуживает обсуждения, так как при резком преобладании в составе аллювия пойменных отложений восстанавливается доминирование режима *разливов*, наводнений и *потопов*, например в пермотриасовое время в Предуралье (В. П. Твердохлебов), а в настоящее время имеет место в бассейне р. Барвон и других притоков р. Мерри в Австралии. В условиях семиаридного климата редкие (через десятки лет) разливы на сотни километров, когда толщина поверхностного слоя воды достигает 3—5 м,

совершают гигантскую эрозионную, транспортирующую и седиментационную работу, откладывают на огромной площади алевритовый и пелитовый материал, выравнивающий рельеф до идеальной равнины, сравнимой с гладью спокойного моря. Менее крупные разливы — *такыры*, площадь которых также сравнима с разливами в дельтах. Такой способ формирования отложений, вероятно, имеет самостоятельное значение и заслуживает выделения как ГТО — *отложения разливов* (ОР) или наводнений (ОН). Может быть, для них следует возродить термин *диллювий*.

Старичный аллювий (СА) — выполнения отчлененных участков русла-меандр — близки к озерным отложениям: обогащенные ОВ темные илистые тонкослоистые осадки, тонкоотмученные глины и глинисто-алевритовые пески, а также торф и прослойки горючих сланцев. Залегают СА в виде линз толщиной 1—5 м или несколько больше.

К СА близки отложения «вторичных пойменных водоемов» (по Е. В. Шанцеру, 1966, с. 182), возникающих на пойме вдали от русла в понижениях, в частности между прирусловыми валами, где подтопление грунтовыми водами приводит к заболачиванию, торфообразованию и отложению илистых осадков незначительной (до первых метров) мощности.

Мощность перстративного аллювия, или элементарного его циклита — циклотемы, — 10—30 м, что отвечает разности гипсометрических средних отметок ложа аллювия (или дна русла) и уровня заливающих пойму полых вод равнинных рек. Эту *мощность* Е. В. Шанцер назвал *нормальной*. При нисходящих тектонических движениях она может быть большей, а при восходящих — меньшей. Смена литотипов и генетических подтипов аллювия происходит в результате саморазвития аллювиального процесса, т. е. по седиментологическим причинам и законам, и движения земной коры не играют никакой роли. В зависимости от климата, типа мобилизуемого на водосборе материала (песчаного или илистого) и режима расхода воды состав и строение аллювия сильно варьируют, но не меняются по существу.

*Диагностические признаки* аллювия многочисленны и определены, хотя и не абсолютны даже в отношении этого ясного типа. 1. Это *лентовидная форма залегания* в стратиферре, отвечающая речному потоку в долинах или вне их, на аллювиальных равнинах типа современной Западной Сибири. 2. *Эрозионность* всего циклита или только его руслового элемента, т. е. *боковое прислонение* к бортам и нередкая *террасовость*. 3. *Циклитовость* субмикро-, тонко-, мелко- и мезомасштаба, причем основным является расчленение на *циклотемы* (5—30 м, иногда до 50 м), построенные по одному плану: русловые грубые отложения внизу, пойменные, тонкопесчаные или илистые — сверху; ко второму элементу обычно приурочены линзы старичного аллювия, а также тор-

фьяника и почвы. 4. *Однонаправленная многоэтажная грубая и крупная косая слоистость* в РА и в основном горизонтальная в ПА; в косых слоях обычна *градационная сортировка*, т. е. уменьшение зерна от подошвы к кровле, что имеет место и в сериях косых слоев. 5. Средняя, а также хорошая и плохая *сортировка* песков и более грубых отложений, *окатанность* галек и крупных зерен песков (не исключаящая и неокатанность), *отмытость* от илистых фракций в сочетании с неотмытыми песками. 6. *Черепитчатое* расположение плоских и удлиненных галек, опирающихся друг на друга и наклоненных против течения (устойчивое положение в потоке) и хорошая *сгруженность* многих русловых отложений (отличие от пролювия и грубых турбидитов), частое образование перлювия. 7. *Отсутствие* или малое участие в составе *рыхлых* галек, глыб и валунов, не транспортабельных при перекачивании в речном потоке. 8. *Резкая* (уменьшение размера зерен в 2,3—2,8 раза для песков и в 2,4—4,3 раза для алевритов, по А. А. Лазаренко, 1964, в Днепре, Оке и Десне) *поперечная дифференциация* отложений по размеру зерен и слабая, малоуловимая в равнинных реках вдоль потока, за исключением горных рек, где и вдоль реки она заметна. 9. *Растительные остатки, пресноводные беспозвоночные* и континентальные позвоночные и отсутствие остатков морского биоса, за исключением переотложенного из более древних слоев. 10. *Обратная* или *боковая, горизонтальная стратификация*: изменение возраста происходит большей частью не снизу вверх, как это имеет место в нормально наслоенных отложениях, а в основном по горизонтали (слои омолаживаются по направлению к руслу) и даже — в террасах — в обратной последовательности: самый древний аллювий располагается на наиболее высоких террасах, и чем ниже аккумулятивный комплекс, тем он моложе. Однако аллювий констративных фаз, слагающих, например, аллювиальные равнины, имеет в основном нормальную стратификацию для циклотем, а в пределах последних сохраняется боковая стратификация (см. рис. 18.5, б).

Поскольку аллювий формируется на суше везде, он весьма разнообразен. В степях малые реки, в высоких широтах (например, р. Индигирка; Лаврушин, 1963), Китае, Восточной Австралии (верховья р. Мерри и др.) большие реки весьма мутны, часто перегружены материалом, в результате резко преобладают пойменные отложения над русловыми. Этому способствует и ливневое питание. В горных реках, наоборот, аллювий представлен почти одним русловым подтипом. Еще более отличен аллювий ледникового питания, поэтому он выделяется в самостоятельный ГТО и обычно рассматривается вместе с моренами в ледовом парагенезе (см. ниже). Также, видимо, самостоятелен аллювий крупных дельт — под на-

званием подводного, или морского, аллювия он описан непосредственно ниже.

Пески, галечники, а иногда и глины — строительные материалы или сырье для кирпича, черепицы, стекла, форм для литья в металлургии. Россыпи золота, платины, касситерита, циркона, рутила и других редких минералов, торф и вода добываются и из аллювия Урала, Колымы и других рек. В древних аллювиальных песках заключены месторождения урана, угля, нефти и газа. Огромно и научное значение аллювия. В чем оно?

*Речные выносы, или бассейновый аллювий (БА)*, формируются в основном в подводных условиях (отсюда другое название «подводный аллювий»), но еще энергией речного потока — одной из дельтовых проток, сначала текущих в водных «берегах», а по мере компенсации глубин осадконакоплением — в обрамлении длинных узких валов — естественных дамб протяженностью до сотен километров, отложенных протокой в паводки. Одновременно происходит выдвигание — проградация — рукава и его наносов в сторону центра бассейна — формируется сектор или субдельта авандельты в составе общей единой дельты (см. рис. 17.6). По обе стороны от рукава-протоки, обрамленной вышедшими изпод воды валами, остаются заливы (сюда поступает значительно меньше речных выносов), иногда глубиной до 10—20 м; в них идет в основном морская седиментация, в том числе турбидитовая и биогенная. Вода варьирует от пресной до нормальной бассейновой по солености. Тиховодные, застойные условия сменяются активноводными, волновыми или соседствуют здесь с ними. Интенсивна биотурбация, хотя смена солености часто приводит к гибели одного биоценоза и развитию иного. Вскоре эти заливы, отгораживаясь от открытого моря прибойными барами и косами, превращаются в лагуны, култуки и марши, а затем, по мере компенсации, — в огромные болота с торфяниками магрового типа или в солеродные водоемы и себхи. Биогенная и хемогенная седиментация в них прекращается с наступлением моря или прорывом в этот сектор дельты пресных вод и началом формирования новой циклотемы (ЦТ) с морскими или речными отложениями в основании.

Строение дельтово-речных ЦТ (см. гл. 11 кн. 2, рис. 11.4 и 20.4), свойственных шлировым и другим прибрежно-морским формациям, включая и паралические угленосные толщи, во многом сходно со строением аллювиальных ЦТ (см. выше), но первые богаче литотипами и генотипами, так как сложены не только континентальными, но и разнообразными морскими отложениями. Они нередко начинаются глыбовыми седикластовыми свалами — отложениями катастрофических прорывов дельтовых проток, а кончаются чисто морскими песчано-глинистыми и карбонатными образованиями, пе-

рекрывающимися угольную (см. гл. 17, рис. 11.4 и 20.4) или соленосную пачку.

Динамика и «парагенез процессов» формирования бассейнового аллювия, таким образом, во многом отличаются от чисто речных, что и позволяет рассматривать его как важный самостоятельный ГТО.

*Отложения стоковых течений* (ОСТ) выявлены и изучены недостаточно, хотя научное значение их большое. Они возникают между сообщающимися бассейнами из-за разности уровней, солености или плотности. Уровень Азовского моря на 0,5 м выше уровня Черного, и поэтому твердый материал Дона выносится через Азовское море и Керченский пролив в Черное море и там формирует аккумулятивное подводное тело. Такие течения установлены в проливах Босфор, Дарданеллы, Гибралтар, Каттегат, Баб-эль-Мандеб и др. Они нередко образуют подводные дельты, которые лучше сохраняются от размыва в заливах, т. е. седиментологический эффект больший при течениях из крупного бассейна в меньший. Часто такие ОСТ ассоциируются с приливными отложениями.

Довольно хорошо изучены две подводные дельты стоковых течений — в заливах Кара-Богаз и Сиваш (Фролов, 1984, рис. 22). Первый из-за интенсивного испарения с обширной мелководной акватории всегда имел уровень ниже каспийского на 3,5 м и больше. Поэтому через песчаный прибойный бар залив пополняется каспийской водой, текущей по «реке» длиной 5,5 км и шириной в разное время от 100 до 250 м. В реке совершается даже эрозия. Она вносит большое количество песчаного и раковинного материала в залив, где сформирована дельта радиусом 10 км. Если бы подобную дельту в древних отложениях приняли за речную, на которую она сильно похожа, то за этим последовали бы грубые ошибки в палеогеографических и палеотектонических построениях, так как никакой суши к западу от нее нет, там — глубокое котловинное море. Ошибки легко избежать, если внимательно изучить состав биоса дельты: он типично морской (планктон, рыбы и др.). Кроме того, и парагенез минералов, осадков и отложений не речной, а лагунный. Геническая дельта в Сиваше, аналогичная карабогазской, формируется Геническим проливом, в котором на стоковое часто накладывается нагонное течение.

*Приливные отложения* (ПрО), формируемые ритмичными (два раза в сутки под влиянием притяжения Луны и Солнца совершаются приливы и отливы), как бы маятниковыми течениями в прибрежной зоне, в той или иной мере защищенными (барами, рифами, островами коренных пород и т. д.) от перебива волнением или более сильными течениями. Это песчаные отложения *приливных равнин* (tide platform) и *илюстые* выполнения каналов стока (tide chan-

nel). Последние — один из двух самых диагностических признаков, к тому же парадоксальный: каналы-русла выполняются не более грубым (как это нормально для русел), а более тонким, даже глинистым материалом. Модель, позволяющую в каналах сохранить от выноса («продувки») глинистые осадки, построить трудно. Тем не менее это реализуется в природе, именно — лишь приливоотливными течениями. Решающий фактор — медленное (в течение 6 часов) снижение уровня воды в эстуариях, заливах и лагунах (Фролов, 1984, рис. 21, с. 108—112) без сильного горизонтального перемещения воды (оно сильно только в горловинах при выходе в открытое море), что избавляет ранее промытые каналы от течений по ним. Поэтому они служат отстойниками для вымываемого из песчаных осадков платформ илистого материала, медленно стекающего в них. Естественно, в приливных отложениях есть и «нормальные» каналы стока, выполненные более грубыми, чем на бортах, осадками, но они встречаются и в других типах и поэтому обладают небольшой диагностической силой.

Второй решающий диагностический признак — *усеченная сверху рябь*, объяснить которую также трудно. Основное условие то же, что и для глинистых выполнений эрозивных каналов — медленное понижение уровня воды в приливной зоне. Если на момент осушения ряби и подсыхания песка ее гребня ветрено у воды, то этот ветер просто сдувает верхушку, как бы срезает до уровня воды и влажного песка. Нигде больше не осуществляется такое совпадение нескольких независимых процессов, поэтому признак исключает разнотолки.

Другие признаки: *широкая*, в километры, *зона зарывания* бесзвоночных и биотурбированность песков; *обилие жизни*, как морской, так и наземной, включая и летающую, разнообразие следов ползания; *обилие пищи и органического вещества*, обеспечивающего даже в песках на глубине 1—5 см *восстановительную среду* и соответствующие *аутигенные минералы* (сульфиды железа, сидерит, шамозит, фосфаты и др.), а также *сизый*, темно-серый и (в илах) *черный* цвет и интенсивный *вонючий запах*; *широкая зона осушения*, выражающаяся не только *следами жизни*, но и *трещинами усыхания* или *ледяными клиньями*, *мангровая растительность*; разнообразие и большая ширина *полосы знаков ряби* течений, волнений и даже ветрового перемещения, включающих помимо одиночной, «нормальной», *перекрестную* (четкий признак мелководья), деформированную, уже упоминавшуюся срезанную рябь и рябь с двойными гребнями; *парагенез* с лагунными, баровыми, континентальными и другими бережными отложениями и *не грубый*, преимущественно мелко-тонкопесчаный и алеврито-глинистый *состав*, отвечающий не сильно динамичной обстановке с малой энергией среды.

Мы редко распознаем приливные отложения, хотя они очень важны в научном и практическом отношениях. Они являются бесспорным *документом* существования океанов, так как приливы и отливы возникают только в больших массах воды, и даже в таком море, как Средиземное (это почти океан), они практически не развиваются: высота приливов в нем 0,2—0,4 м, что в осадках неуловимо. Если установить ПрО в докембрии, то это значит, что тогда уже были океаны. В палеозое они уверенно распознаются и по амплитуде они превосходили современные. Приливы на Земле достигают ныне высоты 14—16 м. Это приводит к осушениям зоны шириной в десятки километров, если берег низкий. Но даже при высоте в 3—5 м изменения в береговой зоне существенны и заметны в ископаемых отложениях. Это очень хорошее доказательство пролегания береговой зоны. ПрО — нефтематеринские и нефтегазоносные. Они заключают многие пласты углей и горючих сланцев.

*Отложения вдольбереговых течений* (ОВБТ) — важнейший тип морских накоплений — формируется *вдольбереговым потоком наносов*, который генерируется главным образом *штормовыми ветрами* и штормовым волнением, особенно при частом выходе на шельф и в береговую зону длиннопериодных волн зыби (длиной до 300—400 м и высотой до 15—20 м). Направление течения, определяемое ветрами, может меняться на противоположное, что отчетливо выражается разнонаправленностью косой слоистости и другими векторными признаками (наклоном ряби, параллельным расположением удлиненных компонентов и др.). Однако особенности циркуляции атмосферы создают на длительное время постоянство направления ветров и течений вдоль берега, что выражается в формировании *аккумулятивных кос*, например на северном побережье Азовского моря, длиной до 50 км (рис. 3.6, с. 165, кн. 1). Известны косы, перпендикулярные к берегу. Как они образуются?

В ископаемом состоянии ОВБТ распространены широко и распознаются по таким диагностическим признакам, как: 1) крупная, часто резко *разнонаправленная косая слоистость*, совпадающая с основным *направлением береговой линии*, часто осложненная волнистой или горизонтальной; 2) хорошая сортировка и отмытость; 3) морская фауна и ходы илоедов; 4) известковый состав цемента и конкреций, не исключаяющий доломит, анкерит и сидерит; 5) глауконит, фосфаты, реже шамозит, пирит, барит; 6) парагенез с волновыми, тиховодными и другими прибрежно-морскими отложениями, раковинными известняками, с ихнитолитами, панцирями, перлювием, развалами; 7) россыпи редкометалльных минералов.

ОВБТ заключают месторождения нефти, газа, воды, фосфоритов и россыпей. По ним восстанавливают направление береговой линии, течений и ветров и малую глубину.

*Отложения донных шельфовых течений* (ОДШТ) — довольно неопределенная группа, несколько искусственно объединяющая все накопления на шельфе в результате донных течений. При более детальном изучении, возможно, некоторые из них будут выделены как самостоятельные ГТО. Они противопоставляются отложениям прибрежных вдольбереговых и более глубоководных течений.

Признаками ОДШТ служат: 1) песчаный, обычно не грубый состав; 2) не грубая косая, косоволнистая, волнисто-флювиальная и горизонтальная слоистость; 3) хорошая и средняя сортировка; 4) не мелководная неритовая фауна; 5) преимущественно известковый состав цемента и конкреций; 6) глауконит, фосфаты, шамозит, пирит, барит; 7) выдержанность на площади или более линейная форма тел толщиной от сантиметров до метров и десятков метров; 8) парагенез с шельфовыми отложениями, фосфоритами, перлювием, панцирями.

У берегов Туниса зона песков достигает 200-метровой изобаты. В Северном море пески распространяются глубже и дальше от берега, особенно песчаны поверхности банок Доггер и др. Но здесь имеет место значительное конденсирование отложений, как и на песчаных склонах банок и возвышенностей. ОДШТ широко распространены в фации края дельты аалена Дагестана (Фролов, 1963, 1965, 1984). К этому типу, вероятно, следует относить палимпсестовые отложения, формирующиеся за счет переотложения баровых и других прибрежных песков, затопленных последним эвстатическим поднятием уровня океана, например на побережьях Северной Америки.

*Контуриты* (КО) — отложения контурных (идущих параллельно изобатам-контурам) постоянных глубоководных течений, впервые выявленных у подножия восточного континентального склона США (см. гл. 3 кн. 1), где они, идя с севера на юг, переоткладывают дистальные фации турбидитных конусов и формируют алеврито-глинистые отложения особого типа. Их скорость 15—30 см/с, или 0,5—1,0 км/ч, и больше (до 50 см/с, или до 2 км/ч), что достаточно для переноса и мелкопесчаного материала. Возможно, контурные течения ускоряются силой Кориолиса, которые их прижимают к подножию континентального склона. На выступах они сильнее эродируют осадки, а за ними по ходу течения накапливают валы высотой в десятки и сотни метров. К контуритам следует относить отложения дна трубообразных котловин между островными дугами (в Индонезии, а в мелу — на Западном Кавказе, по данным В. А. Гроссгейма и С. Л. Афанасьева) с рябью течений вдоль желоба и косой



слоистостью (во флише верхнего мела Кавказа). Ф. А. Щербачов (1980) описал контуристы на шельфе Болгарии. Но их правильнее относить к отложениям шельфовых течений.

Диагностических признаков немного: 1) поперечный к направлению большинства турбидитных течений наклон косой слоистости и ряби и продольный к склону и бортам каньона; 2) лучшая, чем в турбидитах, сортировка материала; 3) четкая граница с турбидитами; 4) тонкая зернистость песков и алевроито-глинистый состав, мелкая косая, слабоволнистая и горизонтальная, часто линзовидная слоистость; 5) отсутствие градиционности по размеру зерна.

*Турбидиты* (Т, или ТО) — отложения спазматических мутевых (мутьевых), или суспензионных, потоков высокой плотности (Фролов, 1984, 1987, 1992, с. 175). Исключительно важны в научном отношении, широко распространены в разных формациях, а во флише являются основным формациеобразующим ГТО. Т очень интересны и своей историей (Вассоевич, 1948, 1951; Хворова, 1958; Фролов, 1988; и др.), поскольку они изучались более 100 лет (с 1827 г.) и не понимались как турбидиты. Лишь в 1950—1951 гг. Ф. Кюннен и К. Миглиорини показали роль мутевых («turbidity currents», термин Д. Джонсона, 1939), или суспензионных («suspension currents», Ф. Кюннен, 1937), течений в образовании флиша, что создало небывалую ситуацию — почти мгновенное признание этого механизма. Но в советской науке он с трудом пробивал себе дорогу к признанию. Одна из причин консерватизма — высокий авторитет Н. Б. Вассоевича, лишь в конце жизни признавшего этот генезис флиша.

В настоящее время выявлен почти непрерывный ряд гравитационных и флювиальных процессов под водой, начинающийся с оползней, обвалов и даже шарьяжей и кончающийся мутевыми потоками малой плотности (рис. 18.6). Собственно турбидитные, или суспензионные, течения находятся в середине ряда и в свою очередь представляют достаточно сложный спектр спазматических процессов — от грязекаменных (debris flow, или mass flow), зерновых (grain flow) до собственно турбидитных потоков, или течений высокой плотности — высокоплотностных сильноглинистых, часто взвешенных над дном турбидитных течений. Первые два типа — грязекаменные и зерновые потоки — обычно не включаются в турбидитные. Таким образом, можно различать широкое (s. l.) и узкое (s. str.) понимание турбидитов.

*Грязекаменные потоки* сходны с оползнями-потоками и селями или пролювиальными фангломератами. Они перемещаются по дну, автокинетически, ускорением силы тяжести разгоняясь до больших скоростей, частично отрываясь от дна или скользя по осадкам, нередко даже не взмучивая их, уходят на сотни километров и отлагаются как по эрозионной границе с выпахиванием, так и по ровной границе даже с

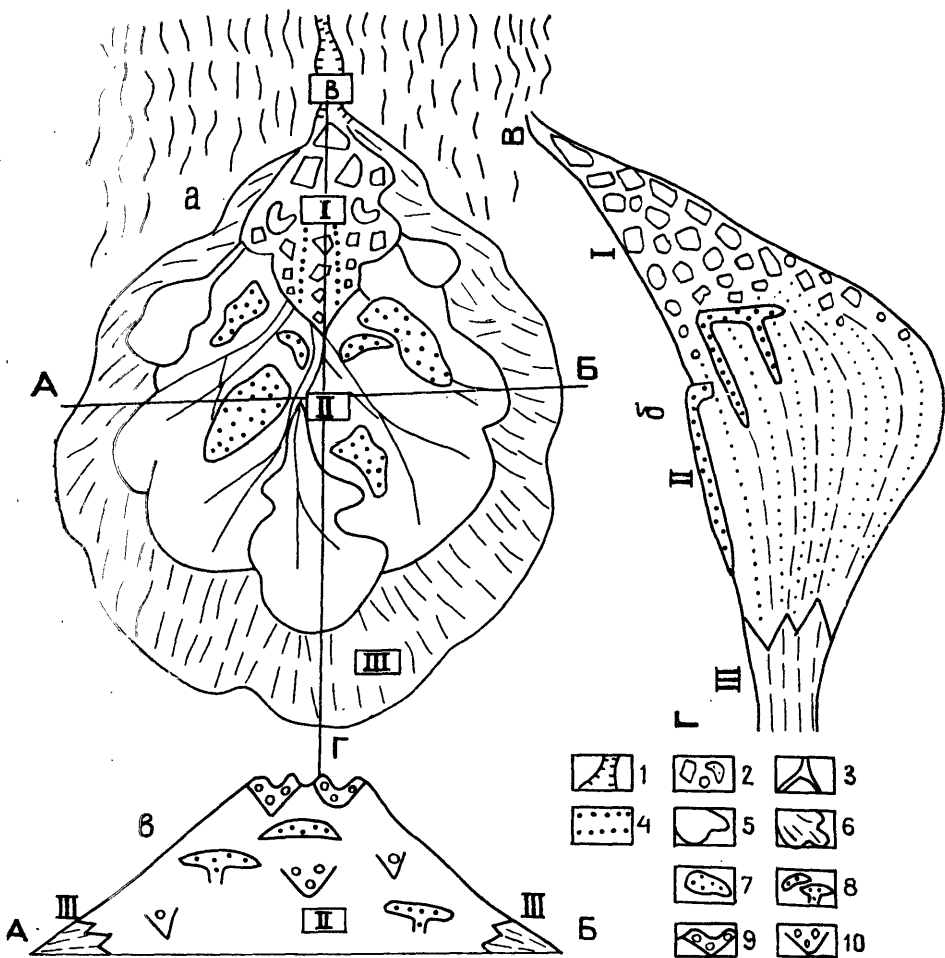


Рис. 18.6. Строение глубоководного турбидитного конуса в плане (а), продольном (б) и поперечном (в) разрезах.

Фации: I — проксимальная, или грубого, дикога флиша; II — средняя, в основном песчаная, или нормального флиша; III — дистальная, алеврито-пелитовая, или тонкого, например аспидного, флиша (субфлиша). 1 — каньон; 2 — грубообломочные, фангломератовые отложения; 3 — разветвляющиеся русла, в основном в средней части конуса; 4 — прирусловые валы у главного русла; 5 — лопасти — вееры средней части конуса; 6 — илстые, алеврито-глинистые отложения периферии конуса; 7 — языки — лопасти пльвунов; 8 — дайки и силлы пльвунов (на профилях); 9 — молодые русла и прирусловые валы; 10 — захороненные русла

илистыми осадками. Взвешивание этого потока определяется плотностью воды (в воздухе это было бы практически невозможно) и турбулентностью движения. Форма в плане — языкообразная, потоковая (рис. 18.6), но по ширине такие отложения нередко достигают 10 км и больше, толщина одноактно отложенного тела до 10 м и более. Многие из них ошибочно описываются как олистостромы. Диагностические признаки аналогичны таковым селей и грубого пролювия.

*Зерновые потоки* более загадочны по генезису и признакам. Вероятно, они неоднородны и варьируют от оплывин и осовов песка на крутых склонах через сравнительно редкие или вообще нереальные отложения каналов — каньонов, которые раньше назывались флюксотурбидитами, до более распространенных *пльвунных песков*, мобилизуемых в самом турбидитном конусе и изливающихся на их поверхность, в русла или образующих нептунические силлы и дайки внутри тела конуса (Фролов, 1988; Фролова и др., 1985), т. е. флюксотурбидитов в новом значении термина. Отложения зерновых потоков отличаются от турбидитов лучшей сортировкой, неслоистостью, меньшей глинистостью, отсутствием градационной сортировки, блюдцеобразных и других флишевых текстур и резкими границами, так что они выпадают из нормального турбидитного циклита.

*Турбидиты собственно* (ТС, s. str.) — песчано-илистые отложения с четкой градационной дифференциацией материала по размеру зерен (см. 2.7 кн. 1; рис. 3.12 гл. 3) — от дресвы и гравия до пелита (Фролов, 1984, с. 119—127). Они откладываются взвешенными над дном плотностными суспензионными потоками, которые по ходу движения расслаиваются по крайней мере на две (нижнюю, более грубозернистую, и верхнюю, алеврито-пелитовую, часто отрывающуюся от нижней и уходящую дальше), или три части, из которых самая нижняя высаживает неслоистый и несортированный базальный и градационно-сортированный элемент низа зернистой части циклита («а», «по А. Боума, 1964; см. рис. 2.7 кн. 1), из средней осаждаются градационно- и ламинационно-слоистые (b—d) горизонты, а из верхней самые тонкие илистые осадки (e, отчасти d). Элемент «b» схемы А. Боума часто состоит из мелких (в среднем 3—10 мм) градационных циклитов, каждый из которых в миниатюре повторяет общий турбидитный циклит и формально может рассматриваться как свидетельство самостоятельных мутевых потоков. На самом деле эта горизонтально-слоистая, или нижняя, ламинационная часть откладывается одним потоком, турбулентность которого многократно тормозит поступательное движение нижних слоев потока и обеспечивает высаживание из него десятков порций материала, ритмично рассортировывающегося при опускании.

Конволютный элемент «с» имеет мелкую волнистую и ко-ую слоистость, часто осложняющуюся оползанием и образованием сложной складчатой текстуры, т. е. собственно конволютной слоистости. Последняя указывает на давление потоком на осадок, который и оплывает или течет в направлении движения. Здесь, таким образом, зафиксирован «в камне» краткий момент касания взвешенным потоком дна и поверхности осадков. Выше залегает второй ламинационный, но самый тонкий зернистый элемент — алеврито-глинистый горизонт «d», который при неразвитости «с» составляет единое целое с «b», но откладывается при сильном замедлении потока. Венчает циклит глинистый, точнее илистый, элемент «е», практически без слоистости и состоящий из алевритовых глин — последних взвешенных порций мутевого потока, осаждающихся в течение дней. Не во всех циклитах развиваются все слои схемы Боума. Но в любом циклите различаются две его части — нижняя, зернистая, и верхняя, илистая, часто контрастирующие по цвету (светлая внизу и темная вверху). Присутствие их в каждом турбидитном циклите С. Л. Афанасьев метко назвал *аяксами*. Полнота циклита и богатство элементами (до 5 или даже до 7) определяются не только их реальным развитием наподобие граней в богато ограненном кристалле, но и поперечным сечением конуса: ближе к его вершине в вертикальном сечении, например в шурфе или скважине, обычно представлены все его элементы, а чем дальше от устья каньона, тем беднее становится циклит: выклиниваются сначала нижний элемент (а), а за ним все остальные, и на дистальном фланге остается только самый верхний (е, по А. Боума), который вместе с фоновыми отложениями образует дистальный флиш, или «субфлиш».

Размер турбидитных конусов варьирует от десятков метров (в кратерах вулканов, карьерах, фиордах и т. д.) до тысяч километров: Бенгальский конус — 3000 км, Индский — до 2500 км. Они начали формироваться в неогене. Мощности турбидитных формаций — флиша (см. гл. 20) измеряется километрами и достигает 10 км и больше (южный склон Кавказа). Турбидиты формируются и в пресноводных бассейнах, например в Байкале. Они известны с архея, т. е. формировались всегда, когда была гидросфера, особенно с глубинами ниже базиса действия волн. Научное значение Т в индикаторности подводных уклонов рельефа и наличия рыхлого материала в необходимом количестве.

К турбидитам приурочены месторождения нефти и газа, а также полиметаллов, диатомитов, опок и трепелов; но самое большое практическое значение имеют карбонатные турбидиты, например верхнего мела южного склона Кавказа — это прекрасное цементное сырье.

*Отложения донных абиссальных течений* (ОДАТ), как и контуриты, установлены сравнительно недавно и еще недостаточно изучены. На дне океанических котловин они выявлены фотографированием (по знакам ряби, высота которых достигает 0,5 м и, вероятно, больше) и даже эхолотированием — крупные и сверхкрупные песчаные волны высотой в десятки и длиной в сотни метров и другие аккумулятивные формы. Разными методами (замерами солёности, температуры, плотности и других гидрофизических параметров, а также по мутности и непосредственным измерением) оценены скорости ДАТ в 25—35 см/с, что достаточно для переноса огромных масс осадочного материала. О. К. Леонтьев связывал с ними образование крупнейших абиссальных равнин, например у Антарктиды, в западной и северных частях Индийского океана, к востоку от Северной Америки и в других местах Атлантического океана, в северо-восточной и других частях Тихого океана. Они нередко ассоциируются с гигантскими турбидитными конусами и переоткладывают их материал, часто создавая и валлообразные аккумулятивные формы высотой до сотен метров. ДАТ совершают и линейную эрозию (долина Вима в Индийском океане, Срединный каньон в Атлантическом и долины Сервейор, Маклак и др. — в Тихом). Многие из этих течений геострофические (рожденные вращением Земли) и родственны тем, которые формируют контуриты.

**18.7.3.3. Тиховодные механогенные отложения (ТхВО)** формируются в спокойных, часто застойных водах на суше в озерах, в переходной к морю зоне — лагунах, в западинах на шельфе и в пелагиали, т. е. представлены четырьмя ГТО, у которых общим является «нулевая» гидродинамика.

*Озерные отложения* ОзТхВО, или ОзО, столь разнообразны, что требуют ограничения в качестве ГТО. Прежде всего надо ограничить их по размеру, ибо многие озера (Байкал, Каспийское море и т. д.) в аспекте ГТО являются морями, и отложения в них сильно дифференцированы на ГТО геологического масштаба. Вероятно, озерными следует считать отложения некоторого среднего размера, которые соразмерны с другими ГТО, однородны как ГТО, в данном случае как тиховодные, и не сильно дифференцированы на другие ГТО, т. е. когда еще не развиты (но находятся в скрытом, потенциальном состоянии) береговые и другие активноводные отложения; но, с другой стороны, когда они не настолько малы, чтобы не затеряться внутри других ГТО в качестве лишь литотипа (см. ниже подземно-водные отложения) или не могут приниматься за болотные. Если ориентироваться на озера типа карельских, то озерные отложения механического типа достаточно однородны и могут рассматриваться как один ГТО. В качестве озерной группы ГТО тогда надо объединить биогенные и хемогенные отложения

(см. выше). Но если рассматривать отложения таких крупных озер, как Ладожское или Онежское или Великие озера Северной Америки, то группа озерных ГТО изменит свой характер и из генетической превратится в парагенетическую (по Е. В. Шанцеру) и объединит прибойные, прибрежно-флювиальные и другие механогенные, а также биогермные и другие биогенные отложения.

Озерные отложения *среднего масштаба* (типа карельских), в которых резко преобладают тиховодные накопления, также многолики. Более однотипными они окажутся без лимногляциальных отложений, которые принято относить к гляциальной группе (по Е. В. Шанцеру), хотя правильнее считать их самостоятельным ГТО в группе озерных отложений. Собственно озерный ГТО — илстые темно-серые богатые органическим веществом терригенные отложения с тонкой слоистостью, с прослоями песков, сапропелей, и по берегам нередко переходящие в пески, торф и болотные отложения, в целом явно подчиненные. В качестве подтипов можно различать ОЗО водоемов эвтрофного типа, с пышным развитием фитопланктона, и поэтому обогащенные сапропелем и диатомеями, а иногда и известковыми харовыми, и более редкие отложения озер дистрофного типа, как правило менее крупные и более мелкие, питающиеся кислыми болотными водами, богатыми гумусовыми ОВ, с подавленным фитопланктоном и обилием растительного аттрита и торфяной массы. Широко распространены ОЗО промежуточного типа — мезотрофных водоемов. В озерных отложениях гумидной зоны обычны подводно-элювиальные железные руды и железомарганцевые конкреции и корки, а иногда и известковые водорослевые биогермы.

Озерные отложения описываются в угленосной юрской формации юга Западной Сибири (П. П. Тимофеев, Н. Г. Григорьев и др.). Помимо отмеченных особенностей состава и строения диагностическим можно считать и отсутствие биотурбаций.

**18.7.3.4. Подземно-водные механогенные отложения** (ПВО) или субтерральные отложения на геологический уровень поднимаются практически только в карстовом процессе. Но среди них возможно выделение почти всех ГТО элювиального, механогенного (коллювиальной, флювиальной, озерной групп) и хемогенного рядов (Соколов, 1962), а именно: 1) остаточные образования — подземный элювий (терра-росса, доломитовая мука, развалы, панцири и др.), 2) обвальные накопления — продукты обрушения сводов карстовых полостей (обвальные карстовые брекчии); 3) механические водные осадки: а) пещерный аллювий, б) отложения пещерных озер, в) кольматационные отложения (мелкоземные осадки, замкнутые дождевыми и снеговыми водами, т. е. «пещерный делювий», или образовавшиеся при суффо-

зионных процессах); 4) хемогенные отложения — натечные образования (сталактиты, сталагмиты, сталагматы и т. д.) и отложения ниже уровня подземных вод; 5) биогенные отложения — гуано, костяные брекчии, пещерные фосфориты и т. д.; 6) пещерный и трещинный лед, а также 7) антропогенные отложения — культурный слой.

Было бы чисто формально и неправильно рассматривать эти литотипы как самостоятельные ГТО, они для этого мелки и не равновелики с обычными ГТО в строении осадочных отложений. «Наоборот, все они вместе — лишь частные стороны единого процесса карстового осадконакопления. Они образуют настолько тесный парагенез, так прихотливо чередуются друг с другом, а часто и взаимно проникают друг в друга, что понять происхождение каждого из них в отрыве от остальных совершенно невозможно. Именно поэтому... мы и рассматриваем их вместе как единый сложный генетический тип» (Шанцер, 1966, с. 60). Здесь Е. В. Шанцер показал образец геологического подхода и геологической меры, какая выше формально логического подхода.

Помимо этих пещерных отложений в единой парагенетической группе обычно рассматриваются отложения источников (известковые туфы и травертины), которые, может быть, правильнее относить к хемогенному ряду. В криогенной зоне геологическое значение приобретают подземные льды, аналоги пещерных образований, и наледи — аналоги отложений источников. Все ледяные образования эфемерны, недолговечны, хотя иногда оставляют след в геологической летописи. Впрочем, эти криогенные образования можно относить и к гляциальной группе.

18.7.3.5. **Ледниковые (криогенные) отложения (ЛО).** Вместе с собственно ледниковыми (гляциальными) принято рассматривать и водно-ледниковые отложения. Все они играют очень важную историко-геологическую роль.

**Собственно ледниковая (ортогляциальная) группа** отложений (СЛО) бивариантна по средам — наземным и водным. Среди первых различают основные (донные), абляционные и краевые морены, а среди вторых — морены, айсберговые и припайные отложения.

*Основные, или донные, морены (ОМ, англ. till)* образуются при движении ледника и при его остановке в результате вытаивания вмержшего в лед каменного, песчаного и глинистого материала и стайвания всего ледника. Диагностическими признаками являются несортированность, неслоистость, ориентировка длинных осей валунов по движению ледника, значительная уплотненность (тяжестью ледника, достигающего в центре оледенения толщины 4 км), наличие редких валунов и глыб с ледниковой штриховкой и полировкой, иногда с двух сторон (Фролов, 1984, рис. 25, 26), создающих в рельефе плащеобразные моренные равнины и друмлины, а

также холмисто-моренный ландшафт. Многие морены сохраняют текстуры движущегося мореносодержащего льда — *гляциодинамические текстуры* — плитчатые, сланцеватые и др.

При движении ледника (Лаврушин, 1976) происходит разрушение ложа и захват его обломков (экзарация), затягивающихся в лед по трещинам скола и разрывов. Нижняя часть ледника все более обогащается обломочным материалом и в результате отжатия воды (она образуется из льда при циклах режеляционного таяния и замерзания) мореносодержащий лед постепенно превращается в малопластичную моренную массу с ледяным цементом и сохранением текстур течения. Нижние, наиболее уплотненные слои из-за большего коэффициента внутреннего трения останавливаются неподвижным пластом, по которому продолжают двигаться вышележащие слои. Затем останавливается следующий слой, и толщина морены наращивается. Постепенность смены процесса движения ледника и ледниковой седиментации не позволяет провести границу между этими стадиями. Также постепенно переходят из льда в морену и его текстуры пластического течения или движения. Напряжения в льде, как в твердой породе, разряжаются импульсными срывами, горизонтальными и наклонными по движению трещинами и проскальзыванием пластин и слоев льда. Так, пластическое течение преобразуется в послойно дифференцированное, при котором по поверхностям скольжения вследствие выделения теплоты трения временно лед плавится, а затем кристаллизуется, образуя голубые слои чистого кристаллического льда, и эта расслоенность льда наследуется мореной своей плитчатой и сланцеватой текстурой. Неслоистые валунные суглинки и супеси — типичные литотипы основных морен — оказываются не единственными выразителями этого ГТО: к ним надо добавить текстурированные морены.

Е. В. Шандер (1980, с. 75) объясняет и иной, *чешуйчатый тип морен*. Там, где пластическое течение затруднено и основной причиной движения становится горизонтальный напор ледяных масс, образуются наклонные против движения сколы, по ним — чешуйчатые крутые надвиги, в которых участвуют и мореносодержащий лед, и уже отложенная морена, и породы ложа, особенно осадочные, слоистые, в том числе и рыхлые. Мощность возникающих чешуйчатых морен — десятки и первые сотни метров. По ним нередко создается впечатление нормального разреза, ведущее к грубым ошибкам в стратиграфии.

Третий тип ОМ — крупные отторженцы, принимаемые за тектонические шарьяжи, особенно когда они гигантские, километровые, толщиной в десятки метров, со складчатыми краями или раздроблены. Дальность их переноса льдом — десятки и сотни километров.



Гранулометрический и минералогический состав монолитных морен определяется механическим смешением продуктов разрушения ледникового ложа и дроблением и истиранием при движении ледника. При этом происходит и трансформация первичных минералов и образование аутигенных: кремневых, кальцита, регенерационного калишпата и др. В результате тилл превращается в тиллит, т. е. в крепкую породу.

*Абляционные морены (АМ)* возникают при промывке моренного материала и выносе тонких частиц, чаще всего на поверхности ледника при его стаивании сверху, особенно в стадию деградации. Этот абляционно-моренный покров имеет промежуточные черты между моренами и «осадками перемыва» (большие отмытость и сгруженность грубого материала), т. е. АМ по существу являются *перлювием*, хотя и своеобразным.

*Конечные морены (КМ)* — сложные накопления по краям ледника (отсюда малая ширина конечно-моренных поясов), формирующиеся движением льда по плоскостям внутренних сколов, бульдозерным действием ледникового края, выжиманием и пластичным течением пород ложа и процессами абляции. Поэтому выделяются морены напора, морены выдавливания и морены насыпные (абляционные) как подтипы КМ. Насыпные КМ создаются лишь у обрывистого ледникового края (Лаврушин, 1976).

*Морские морены (ММ)*, точнее *подводные морены*, или *акваморены* (Лисицын, 1978; Лаврушин, 1976; Гостин, 1969; Фролов, 1984 и др.), установлены в Печорской низменности и Западной Сибири, на Кольском полуострове, в США, но полное их развитие и максимальная возможность для изучения — в Австралии и на Тасмании, где их возраст нижепермский (Брану, Кемпбелл, Крук, 1970).

ММ образуются вытаиванием из ледника, спустившегося с материка на шельф (отсюда, по Е. В. Рухиной, 1973, это «шельфовые морены»), где они лежат на морских осадках, а с глубины 20—30 м всплывают, и между льдом и дном появляется слой воды. ММ практически не отличаются от основных морен, лишь внешняя их часть становится несколько промытой, т. е. менее илистой, а также и менее уплотненной. К общим с ОМ диагностическим признакам добавляются морская фауна, большая карбонатность, появление известковых, доломитовых, анкеритовых и сидеритовых конкреционных линз и пластов и морской парагенез отложений, включающий биотурбиты (Фролов, 1984, рис. 25). В них обычны глендониты, или генойши, — псевдоморфозы кальцита, сидерита по крупным кристаллам икаита ( $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), образующегося в илах при низких (вблизи  $0^\circ\text{C}$ ) температурах. Толщина ММ в Австралии — доли метров — первые метры,

редко до 10 м или больше. Число морен доходит до десятков (до 51 в штате Виктория, Бахус-Марш).

*Айсберговые отложения* (АйО) тоже образуются вытаиванием из ледника того же материала, который формирует морены. Различие в способе образования сводится к тому, что этот материал проходит большую (в несколько сотен и тысяч метров) толщу воды и в той или иной мере дифференцируется: удаляется тонкий материал. В шельфовых моренах этим вымыванием можно было пренебречь. Но уже в нижней части шельфа оно более значительно, и это «количество переходит в новое качество» — в айсберговые отложения. Вокруг Антарктиды сплошной пояс АйО имеет ширину от 300 до 1000—1200 км. «Айсберговые осадки здесь песчано-алеврито-глинистые с рассеянными камнями (крупнее 2 мм), содержащимися в среднем в количестве 100 кг/м<sup>3</sup>, что отвечает 8%-му содержанию в осадке. Но таково же содержание камней и в морене, не измененной сортировкой, что позволяет считать не только крупные камни, но и мелкозем, их вмещающий (песок и алевропелит, если он не вымыт), также ледниковым, айсберговым. На поднятиях вследствие конденсации айсберговые отложения более песчанисты и каменисты» (Лисицын, 1978, с. 120).

АйО несортированы (микститовые) или плохо сортированы: коэффициент сортировки, по Траску, только каменного (крупнее 1 мм) материала всегда больше 2 (нередко до 40), а у всего осадка — значительно больший; медианный диаметр 43 мм только у фракции >1 мм. находка окатанных обломков — явление исключительное, что отличает АйО от припайных отложений (ПпО). Поверхность обломков шероховатая — это поверхность свежего излома породы без следов механической обработки и выветривания, что также отличает их от ПпО. АйО слоисты, слоистость нечеткая и ясная, горизонтальная, градационная. В них обычны диатомеи и морская фауна, карбонаты, сульфиды и фосфаты. Нередки камни в вертикальном положении, внедрившиеся в осадок и деформирующие его: это «driped stone» — «уроненные камни», вытаявшие из айсберга. Гляциодислокаций нет, как нет и повышенной плотности.

*Припайные отложения* (ПпО), как и айсберговые, накапливаются вытаиванием из плавающего льда, но льда не материкового оледенения, а сезонного или многолетнего пакового, морского или речного. У берегов в лед вмержают пляжные галечные, песчаные, илестые осадки, а весной и летом отдают его в акваториях морей и океанов. Сходство динамики формирования определяет и тождество структур, текстур, положения валунов и других признаков с АйО, но имеются и существенные отличия: ПпО лучше и хорошо сортированы и в них обычен окатанный материал, нередко преобладающий. Поверхность галек и валунов гладкая, часто по-

лированная. «Для Охотского моря средняя окатанность (из 10 000 анализов) оказалась 2,91 (по 5-балльной шкале), для Берингова (15 000 определений) — от 3 до 3,5, для северной части Тихого океана (97 анализов) — 2,90, что близко к окатанности пляжевого материала тех же районов, а также для Черного и Балтийского морей» (Лисицын, 1978, с. 131). Медианные диаметры у ППО (5 мм) меньше, чем у АйО (25 мм). Для Берингова моря (85 станций)  $M_d = 9,9$  мм, что примерно равно  $M_d$  (10—30 мм) галечного материала пляжа Охотского моря на протяжении 250 км, Кавказа (15—30 мм) и др. Сортировка, по Траску, ППО в Беринговом море 1,2 (как на пляже Черного моря — 1,1—2,5), в Охотском — 1,2—3,2, в Калифорнии — 1,13—2,14 (там же). В целом сортировка ППО высокая, выше даже, чем у речных песков Миссисипи и других рек Северной Америки (3, 18).

Дальность разноса припайного материала однолетними льдами 300—500 км, в наиболее суровых условиях — западной части Охотского моря — 1000 км, а разнос паковыми (многолетними) льдами — многие тысячи километров. Поэтому припайный материал встречается на всех глубинах и во всех типах осадков в высоких широтах. Содержание каменного материала варьирует от 0,5—1 кг/м<sup>3</sup> (менее 1% от осадка) до 1000—1200 кг/м<sup>3</sup> (до 75%). Максимальные содержания падают на моря со льдами в течение 7—9 месяцев в году. Гляциальная зональность накладывается на циркумконтинентальную и часто почти совпадает с ней: чем дальше от берега, тем меньше в осадках припайного материала. Но на фоне обширных полей припайных осадков (например, весь Арктический океан) имеются узкие *разгрузочные зоны*, совпадающие с фронтами встречи холодных и теплых течений, например между Шпицбергом и Гренландией ежегодно тает 12 700 км<sup>3</sup> льдов Арктики, а всего в северной части Гольфстрима тает более 20 000 км<sup>3</sup> льдов в год, что близко к суммарному жидкому стоку рек Земли (36 000 км<sup>3</sup>/год). Скорость седиментации и мощность ППО здесь необычно большие. Даже в Беринговом море мощность четвертичных отложений около 400 м, и они относятся в основном к ППО и АйО.

Припайные отложения образуются и в умеренных поясах Земли, например на Северном Каспии, где четко выражена сезонность. Это расширяет область их использования для палеогеографических реконструкций и повышает методическое значение.

**Водно-ледниковые отложения (ВЛО)** — ледниково-речные и ледниково-озерные, а также отложения потоков — могли бы рассматриваться вместе с флювиальными и озерными отложениями, хотя по парагенетическому принципу их обычно относят к гляциальным.

*Ледниково-речные* (ЛРО), или *флювиогляциальные* (ФГО), *отложения* Е. В. Шанцером (1966, 1980) расчленяются на два ГТО, которые можно рассматривать и как подтипы ФГО. *Внутриледниковые*, или интрагляциальные, ЛРО по динамике формирования более сильно отличаются от типичного аллювия: «Талые воды, текущие в трещинах и протаянных ими каналах внутри ледника, во многом сходны с трещинно-карстовыми подземными водами. Они нередко движутся под большим гидродинамическим напором, то спускаясь к ледниковому ложу и вымывая в нем глубокие слепо кончающиеся рытвины подледного стока, то поднимаются в толщу льда, отлагая в узких руслах с ледяными берегами прихотливо наслоенные осадки различного гранулометрического состава и разной текстуры, начиная от валунников и галечников и кончая тонкозернистыми песками с косой слоистостью. После стаивания ледника эти осадки, как известно, образуют своеобразные формы рельефа — озовые гряды и камовые холмы» (Шанцер, 1980, с. 71).

*Приледниковые* ЛРО по физической природе и во многом по динамике формирования аналогичны обычному аллювию. Они отлагаются потоками талых вод за пределами ледника, таяние которого в летние месяцы сильно растягивает паводки, высоко поднимает их уровень и увеличивает многоводность. Следствие этого — сильное развитие русловых и недоразвитость пойменных отложений. Перед фронтом ледника формируются песчаные, а при горных оледенениях — галечные зандровые конусы, зандровые поля, выполняются приледниковые ложбины стока, часто располагающиеся на всдораздельных пространствах, за пределами речных долин. Сортировка плохая, средняя, потоковая, отмытость хорошая, залегание не только эрозийное, часто без врезания. Мощность — десятки метров.

*Потоповые отложения* (Ппо) рассмотрены здесь условно, так как их можно выделять как космополитный тип. Но один из уникальных их примеров связан с позднплейстоценовым оледенением и хорошо известен — это *скэбленд* востока штата Вашингтон (США) между городами Спокан и Пульман (Катастрофы..., 1986, с. 23—27) — прекрасный документ великой катастрофы — прорыва ледяной дамбы большого озера Миссула. Поток воды глубиной до 300 м широким покровом (около 8 тыс. км<sup>2</sup>) устремился потоком на ЮЮЗ до рек Снейк и Колумбия, смывая мощную толщу эоловых песков и лёсса, вырывая каньоны и котловины в подстилающих их неогеновых базальтах и туфах траппов плато р. Колумбии и отлагая нагромождение глыб, песка и мелкозема из лёссовой формации и вулканитов траппов. Отдельные далеко унесенные глыбы достигали 11 м. Более 5 тыс. км<sup>2</sup> стали голыми, с них был содран лёссовый покров

в десятки метров мощности. Более 2,5 тыс. км<sup>2</sup> покрыты грубообломочными базальтовыми отложениями, образующими *гигантские валы* — «рябь» высотой 5—7 м и длиной волны 20—130 м. Такую рябь мог создать поток с расходом воды не меньше 21,2 млн м<sup>3</sup>/с. Эта рябь не заметна с Земли и обнаружена лишь на аэроснимках.

Потопные отложения как ГТО, однако, шире описанного примера. Их формируют прорывы завальных озер, типа Сарезского на Памире, а в перспективе — прорывы плотин гидроэлектростанций. К ним, возможно, следует относить и отложения катастрофических цунами типа наводнения 1952 г. на Курильских островах, когда большая часть Северо-Курильска была смыта в море и, вероятно, образовала *катастрофиты* — хаотично отложенные остатки домов, портовых построек, людей, рыхлого материала побережий. Крупные наводнения на суше и гигантские разливы рек, создающие озера-моря, также оставляют большой след в отложениях и тоже должны относиться к этому ГТО, который можно называть и *катастрофическими отложениями* и выделять в особую генетическую группу.

*Озерно-ледниковые, или ледниково-озерные (ЛОЗО), отложения* (или лимно-гляциальные накопления) еще менее резко отличаются от обычных озерных, чем ЛРО от аллювия, и, вероятно, должны рассматриваться как их подтип или климатический вариант. ЛОЗО, как и ЛРО, существуют в двух вариантах: внутрiledниковом и приледниковом. Первые большей частью теряются среди собственно ледниковых и ЛРО, и только крупные озера оставляют собственный заметный след в виде линз и пачек ленточных песчано-алевро-глинистых отложений. Отложения приледниковых озер имеют большие шансы сохраниться в разрезе и обычно более мощные. Озера часто подпрудные, неглубокие и питаются водами ледника. Отложения ленточные, песчано-пылеватые и отчасти глинистые, с сезонной тонкой миллиметровой и сантиметровой слоистостью, обычно четко градационной, с редкими гальками и валунами, несомненно вытаявшимися из плавающего сезонного льда (дропстоуны).

**18.7.3.6. Ветровые (эоловые) отложения (ВО)** распространены на Земле широко как в пустынях, занимающих около 20% поверхности материков, так и по берегам морей, озер и рек, где имеются незакрепленные растениями или панцирями пески, гравий или соль; из них перекатыванием по земле и сальтацией формируются *перевейные пески*, или *отложения* — 1-й ГТО эоловых накоплений. Значительная, в основном алевритовая и пелитовая, часть осадочного материала переносится в воздухе во взвешенном состоянии; из него, главным образом за пределами развеивания и часто за пределами пустынь, откладываются *навеянные отложения* — *эоловые лёссы* — 2-й ГТ ВО.

*Переветные отложения* (ПВО) распознаются по многим характерным признакам. 1. Рельефные аккумулятивные формы асимметричные (у поперечных к ветру) и симметричные (чаще всего продольные), достигающие высоты 100 м и больше и длины десятков и сотен километров и носящие общее название *дюн* — от одиночных холмов и барханов, барханных цепей и гряд, одиночных дюн (s. str.) различных форм (изометричных округлых холмообразных, часто кольцевых, звездчатых, параболических, анизометричных грядовых и др.) до целых систем и комплексов дюн. Господствуют продольные грядовые формы как по размерам (высотой до 100 м и более — в Сахаре), так и по площади распространения, например в австралийских пустынях (Федорович, 1983; Динамическая геоморфология, 1992, с. 334—349). Однако и менее распространенные поперечные дюны, часто барханоподобные, достигают 100 м и более (например, по берегам морей).

2. Сверхмощные (5—30 м и более) косые серии обычно клиновидной формы (см. рис. 2.12 кн. 1) с укрупнением материала вниз по слойку к основанию серии (за счет эффекта осыпания); золотые пески имеют и более мелкую косую слоистость, тогда этот признак малодиагностичен, так как уверенно не отличает их от водно-потоковых, помогает лишь чаще встречающаяся клиновидность серий. У сложных продольных дюн и слоистость сложная, но намечается и общая, объединяющая — биполярная, почти симметричная косая, маркирующая склоны гряды (до 35°). Часто из-за однородности материала слоистость плохо выражена.

3. Знаки ряби с большим индексом (30—70, см. рис. 2.18 кн. 1), т. е. сильноасимметричные, с более грубым размером зерен на гребнях по сравнению со склонами и впадинами. Это намечает переход ко второму типу ветровой ряби (наряду с преобладающей песчаной) — к *гранулярной* (по Р. П. Шарпу, 1963; Р. А. Багнольду, 1954), образующейся в более грубых песках с гравием и в мелком гравии в значительной мере за счет конденсации, т. е. выдувания более тонких зерен. Эта рябь менее правильная с тенденцией образования фестончатой и барханоподобной, с длиной волны от 25 см до 20 м (Сахара), высотой 2,5—60 см и индексом от 15 до 20. Длина песчаной ряби не бывает больше этих значений, а длина гранулярной может сильно увеличиваться. В гранулярной ряби четче слоистость, особенно в верхней части (за счет большего диапазона размеров и вариаций силы ветра) и в ней чаще и с обеих сторон развиваются передовые (на наветренном склоне) слои. По Р. П. Шарпу, индекс ряби связан обратной зависимостью с размером зерен и прямой зависимостью со скоростью ветра. Так, при увеличении скорости ветра рябь, постепенно удлиняясь, исчезает, и слоистость превращается в горизонтальную. Степень асимметрии

отдельной песчаной ряби прямо зависит от размера зерен и обратно — от скорости ветра. В отличие от водной, восходящая и эрозионная рябь ветром не образуется.

4. Матовая форма зерен кварца и других минералов, способных нести метки соударений в воздухе (лунковые или линейные) и приобретающих «морозную» поверхность; часто последняя одета железистой пленкой.

5. Хорошие сортировка, окатанность и отвешность от пелита и алеврита. Обедненность тяжелыми минералами, хотя бывают и россыпи.

6. Большая первичная пористость при хорошей плотной укладке.

7. Признаки растворения кварца и кремней в щелочной среде грунтовых и подземных вод (Верзилин, 1975).

8. Неэрозионное налегание.

9. Парагенез с красноцветными мелкоземными осадками, с трещинами усыхания, пролювием, аридными аллювием и элювием (развалами и перлювием), эвапоритами; высокая карбонатность.

В прибрежных дюнах гумидных зон обычен парагенез с лагунными, прибойными и волновыми отложениями и биопстройками.

Примеры древних перевеянных песков; юрские песчаники юга Скалистых гор США (Юта, Калифорния, Аризона, Колорадо, Нью-Мексико), меловые и палеогеновые пески Ферганской впадины.

Научное значение перевеянных песков очень большое: 1) они показывают направление ветров; 2) представляют аридный климат или 3) побережья морей, озер и рек в гумидном климате, но в целом 4) сушу и 5) пассивный тектонический режим. Практическое значение их в том, что они сами являются стекольным или формовочным песками, иногда заключают россыпи, подземные воды и используются как стройматериалы.

*Навеянные отложения (НО), или эоловые лёссы, существенно пылеватого, т. е. алевритового состава, а минералогически в основном кварцевые, с полевыми шпатами, чаще всего сильноизвестковые, накапливаются из взвешенного состояния под действием силы тяжести при ослаблении ветра, что ведет к формированию, например, так называемых эолинитов: пыль, задерживаемая травянистой или кустарниковой растительностью и влажной почвой, формирует, вместе с процессами выветривания, обычно крепкие панцири. Хотя все навеянные лёссы — эолиниты, но пока это термин более узкого значения. Судя по значительной скорости накопления эоловых осадков (см. гл. 3 кн. 1) на памятниках античности (1—10 мм в тысячу лет), их толщина может измеряться метрами и первыми десятками метров. Не все лёссы эоловые.*

Диагностические признаки НО: 1) пылеватый (алевритовый) состав, определяемый не столько транспортирующей силой ветра, сколько возможным предельным измельчением факторами физического выветривания (температурными колебаниями высоко в горах, в перигляциальной зоне и в пустынях); золотые лёссы могут быть и существенно песчаными, что отчасти оправдывает широкое понимание лёссов в США, которое, впрочем, не правильно включает в них и косослоистые дюнные пески; 2) первичная субмикроскопическая горизонтальная облекающая слоистость эпизодической седиментации, сохраняющаяся, однако, исключительно редко, поскольку она почти всегда «стирается» элювиальными процессами; 3) неслоистость, «изотропность», свидетельствующие о субаэральности и элювиировании, что создает у лёсса способность держать стенку; 4) вертикальные корни трав и кустарников, каналцы, поры и ходы, создающие вторичную «вертикально расчленяющую текстуру»; 5) плащеобразная форма тела обычно малой (субметровой) толщины; 6) субаэральный биос, редко сохраняющийся; 7) субаэральные аутигенные минералы, отсутствие типичных субаквальных минералов и компонентов; 8) парагенез с континентальными отложениями, с почвами, реже с переветренными песками.

Научное значение — стратиграфические реперы, показатели субаэральной обстановки, аридности (чаще всего в соседней географической зоне), направлений ветров (по материалу лёссов, сравниваемых с его источниками) и процессов элювиирования. Практическое значение невелико: использование в стратиграфии, в создании пещер для жилья и складов.

**18.7.3.7. Волновые отложения (ВО).** Широко распространенные и важные формациеобразующие ВО подразделяются на прибойные, собственно волновые и штормовые — темпеститы. *Прибойные* (ПрО) отложения, формирующие пляжи и подводные валы, отличаются грубым (валунно-галечным, гравийным и грубо-крупнопесчаным) составом, хорошими сортировкой, окатанностью, отмытостью, полированностью зерен, разнообразной косою слоистостью (см. гл. 3 кн. 1, рис. 3.6), максимальной обогащенностью наиболее тяжелыми минералами, парагенезом с золотыми дюнными, лагунными, приливными, прибрежно-флювиальными и другими прибрежными отложениями. Протяженность единичных прибойных баров до 200—300 км, ширина их до 5—7 км, а системы последовательно формирующихся баров на протяжении десятков тысяч лет соответственно 500 и 20—30 км, например на южном побережье Австралии. Это лучшие коллекторы нефти, газа, воды. Их мощность достигает сотен метров. Подошва их обычно не эрозионная.

*Волновые отложения s. str.* распространены шире прибойных, но их мощность меньшая (до первых десятков метров). Они формируются волнением умеренной силы и слабым,



обычно в межбаровых лагунах, между подводными валами и на склонах приливных валов и равнин, а также в заливах и на авандельтах. Гранулометрически это пески, не грубые, хорошо сортированные и часто отмытые, умеренно обогащенные тяжелыми минералами, с волнистой, косоволнистой, часто мульдобразной слоистостью. В угленосных формациях они описывались как отложения ряби мелководья, что подтверждается широким распространением на кровлях пластов разнообразной ряби, включая и перекрестную, барханоподобную, двойную.

*Штормовые отложения* (ШО), или *темпеститы* (англ. «темпест» — буря, шторм), — обычно одиночные циклиты толщиной 10—100 см, градационностью напоминающие турбидиты, что определяется некоторым сходством механизма отложения: взмученный штормом осадок отлагается последовательно — крупные раньше мелких, часто лавинно, что обеспечивает неустойчивое, вертикальное положение раковин, седикластов и других удлиненных компонентов. Обычно глубоководны (до 200—300 м).

#### 18.7.4. ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (ЭОб)

ЭОб из-за их исключительно большого научного и практического значения изучены хорошо, хотя и неравномерно: отстает изучение подводного элювия (Фролов, 1984). Определить их в целом можно как вторичные (наложенные на первичные для них) экзогенные топографически неперемещенные *образования*, т. е. приповерхностные *метасоматиты* и близкие к ним механические и биологические продукты преобразования осадков и горных пород. К ним относятся и вулканический элювий (см. 18.7.1). Телесным выражением элювия являются коры выветривания, включая почвы и подводные коры. По способу образования — выветриванию — они противостоят всем другим ГТО, так как не являются осадками, и формально это не «осадочные» породы. Единый элювиальный способ, или *выветривание* (см. 3.2.1 кн. 1), уже при беглом взгляде расчленяется на мало похожие друг на друга способы: физический, механический, биологический и химический, т. е. на те же основные «заглавные» процессы, формирующие и отложения (и породы). По ним выделены ГТО среднего ранга — группы ЭОб (см. табл. 18.1): физический, механический, биологический и химический элювий. Первый и второй представлены каждый одним элементарным типом, третий — двумя, четвертый — тремя или четырьмя типами, если соблюдать строгость и относить к хемозэлювию вулканический его тип (см. 18.7.1).

*Общими диагностическими признаками ЭО* являются *постепенный переход вниз в неизмененную элювиацией породу* и другие особенности топографической неперемещеннос-

ти, полностью «привязывающие» образования к месту залегания, т. е. делающие их «абсолютно автохтонными». Эти и другие признаки рассмотрены ниже по конкретным типам ЭОб.

**18.7.4.1. Физический элювий (ФЭОб),** формирующийся комплексом процессов (механических, химических и биологических), при резком доминировании физических, главным из которых является растрескивание под влиянием температурных колебаний, представлен одним типом — **развалами каменистыми, или каменными руинами.** Физическая кора выветривания, обычно площадная, мощностью от долей метра до 30—50 м (в Австралии и других аридных зонах), типично развита в пустынях. Нивальный, или ледовый, ее вариант, формирующийся в высоких широтах и в высокогорье, изучен недостаточно. Подводные каменистые развалы могут рассматриваться как самостоятельный ГТЭОб, и тогда группа будет включать два типа, а если криоэлювий также выделять как самостоятельный тип, то и три. Все эти типы или разновидности представлены брекчиями или конглобрекчиями — блоковыми, глыбовыми и щебенковыми.

*Теплопустынные* развалы известны давно, например на плато Калабрии в Италии описаны мощные (до 40 м) коры «физического выветривания», а это лишь субаридный тип. В Австралии автор наблюдал их почти повсеместно в пустынях на выходах коренных пород и даже на верхнеплейстоценовых и современных известняковых панцирях, которые местами также превратились в живописные руины.

При расчленении коренных пород на все более мелкие блоки внешние углы, а затем и ребра блоков и глыб разрушаются быстрее плоских поверхностей — образуются округлые, часто идеальные шаровые или яйцевидные (койтасы) валуны диаметром от нескольких метров до сантиметров, ошибочно принимаемые за ледниковые или горноречные, а они нередко не отделены от материнской породы. Естественно, слоистость и сортировка отсутствуют. Характерна монолитность и общая химическая неизменность, т. е. незрелость. На поверхности валунов, блоков и глыб формируются укрепляющие их панцири (см. 18.7.4.4): кремневые, железомарганцевые и известковые.

*Криоэлювиальные развалы* в значительной мере образуются в результате расклинивающего действия замерзающей воды, в остальном они близки к теплопустынным. Вероятно, в них лишь реже образуются округлые валуны.

*Подводные развалы* менее мощные (дециметры, до 1—1,5 м), развиваются чаще всего по известняковым панцирям, в которых внешние глыбы и щебенка часто округляются наподобие пустынных шаров. Реже развалы фосфоритовые, доломитовые и совсем редки сидеритовые (автором наблюдались в нижней юре Дагестана и перми Австралии). От тер-

мического шока разваливаются (руинизируются) верхние части лавовых потоков под водой.

**18.7.4.2. Механический элювий (МЭОб)** образуется перемыванием или перевеванием несцементированных осадков, удалением (вымыванием или выдуванием) тонких или легких фракций, «оставлением» на месте и конденсированием крупных и тяжелых: галек, конкреций, оолитов, копролитов, раковин, тяжелых минералов (аналогично конденсированию растворов при выпаривании). Размещенные во вмещающих осадках «рыхло», несгруженно, они в **горизонте конденсации**, или **перлювии**, сближаются, опираются друг на друга, и рассеянная форма полезного компонента становится рудной. Таковы некоторые россыпи, магнетитовые золотые пески, большинство фосфоритов, многие оолитовые железные, шамозитовые или глауконитовые руды, отчасти железомарганцевые конкреции и т. д. Ими же являются валунные мостовые по берегам морей с плейстоценовыми моренами, берегам Курильских и Командорских островов, Камчатки. Мощность от сантиметров до десятков метров, особенно большая под водой. На поднятиях дна морей и океанов конденсируются раковины планктонных фораминифер, которые оказываются гидравлически более крупными, чем кокколиты, **вымывающиеся** из осадка.

Таким образом, намечаются три-четыре подтипа или самостоятельных типа перлювия: золотый, речной (Ламакин, 1943, 1944), прибрежно-морской и абляциянно-ледовый (или абляциянно-моренный), если не выделять еще абиссальный и батияльный. «Фация *Ammonico Rosso*» — батияльный и шельфовый перлювий; узловатые (нодулярные) и другие конкреционные или полуконкреционные карбонатолиты. В Горном Крыму барремский двухметровый красный и желтый узловатый цефалоподовый известняк с обильными раковинами двустворок, брахиопод и других беспозвоночных — типичный подводный перлювий. Многочисленны такие горизонты и в песчано-глинистой юре Кавказа.

Перлювий — свидетель течений, волнения, ветра; большая часть фосфоритов, глауконитов, многие железные руды, россыпи тяжелых минералов и другие полезные ископаемые образовались как горизонты конденсации.

**18.7.4.3. Биоэлювий (БЭОб)** представлен по крайней мере двумя типами — почвами и биотурбитами (или ихнитолитами).

**Почвы** исключительно важны для развития наземного биоса, в особенности высшей растительности, и ею, а также микроорганизмами, грибами, червями и другими беспозвоночными и отчасти позвоночными они образуются. Помимо жизнедеятельности (поедание червями и другими животными, переработка бактериями и иными микробами, расчленение корнями растений и т. д.) в образовании почв большая

роль принадлежит биохимическим процессам отмершего ОВ, формирующего гумус — сложный комплекс ОВ (см. гл. 11 кн. 2), обуславливающих их плодородие. В комплексе процессов находят свое место физические и минеральные преобразования. Наука о почвах, основы которой заложены В. В. Докучаевым, П. А. Костычевым и другими русскими учеными еще в прошлом веке, — *почвоведение* (или педология) — достаточно глубоко и детально освещает генезис, климатические и иные типы и строение почв (Почвоведение, 1989; Груздева и др., 1991 и др.).

Диагностическим является прежде всего *вертикальный разрез — почвенный профиль*, в котором горизонты, отличаясь цветом, структурой, текстурой и составом, закономерно сменяют друг друга сверху вниз:  $A_0$  — органический, состоящий из отпада растений (лесная подстилка, степной войлок);  $T$  — органический торфяной, часто отсутствующий;  $A$  — гумусово-аккумулятивный;  $A_1$  — переходный, гумусово-минеральный, или гумусово-элювиальный;  $A_2$  — элювиальный;  $B$  — иллювиальный, или переходный;  $G$  — глеевый;  $C$  — материнская порода, слабо затронутая почвообразованием. Иногда под нею выделяют горизонт  $D$  — иная подстилающая порода, если она отличается по свойствам от той, по которой образовалась почва. В пахотный слой, или горизонт ( $A_{\text{пах}}$ ), входят  $A$  и  $A_1$ . *Органические горизонты*  $A_0$  и  $T$  формируются и на поверхности минеральной части почвы. Горизонты  $A$  и  $A_1$  наиболее темные и наиболее богатые ОВ — *гумусом* — и элементами питания растений.

*Элювиальный горизонт*  $A_2$  наиболее светлый, так как это остаточные части материнской породы после выноса всех подвижных при данных рН компонентов (щелочей, щелочных земель, соединений железа, а в подзолистых почвах и глинозема). В различных почвах он называется по-разному: подзолистым кварцевым в подзолистых и дерново-подзолистых почвах, осолоделый — в солодах и т. д., но чаще всего он каолиновый, каолино-гидрослюдистый, каолино-сметитовый.

*Иллювиальный, или переходный, горизонт*  $B$  обычно пятнистый желтый или красный, когда *вмыты* («иллювио») сверху гидроокислы  $Fe$ , с черными (вмыт и гумус) или светлыми пятнами (вмыты карбонаты, сульфаты и др.). Он обычно маркирует уровень стоячих грунтовых вод. В черноземах, каштановых почвах минеральная алюмосиликатная основа не перемещается, горизонт  $B$  не столько иллювиальный, сколько переходный от гумусово-аккумулятивного к малоиллювиальной породе. По структуре и текстуре и отчасти по составу он нередко расчленяется на подгоризонты  $B_1, B_2$ .

*Глеевый горизонт*  $G$  образуется в гидроморфных почвах при постоянном избыточном увлажнении и недостатке свободного кислорода. Поэтому в почве идут анаэробно-восста-

новительные процессы, генерируются алюмоферрисиликаты и образуются закисные соединения Fe (сидерит) и Mn, вивианит и подвижные формы Al, — почва *дезагрегируется*, формируется глеевый горизонт — слитная серая с зеленоватым оттенком глинистая порода. Признаки глеевого процесса проявляются и в других горизонтах, что обозначается добавлением к буквенному индексу внизу малой буквы g.

Толщина, или мощность, почвы, измеряемая от поверхности до материнской породы, лишь слабо затронутой почвообразованием, колеблется от 40—50 до 100—150 см.

Почвы отражают широтную, климатическую зональность, а также геоморфологическую (водораздел, склон, низина), гидрогеологическую, петрографическую и другие зональности. Современные классификации почв, учитывающие все эти зональности, сложны, многоуровненны и строятся на количественной оценке условий и свойств (Почвоведение, 1989, с. 276—279). Мы можем ограничиться основными типами почв, намеченными еще В. В. Докучаевым, Н. М. Сибирцевым и другими классиками почвоведения. Чернозем, подзол, серозем, краснозем, бурозем в других языках употребляются без перевода.

Выделяют следующие зональные типы почв: в полярном поясе — *арктические* и *тундровые* глеевые и иллювиально-гумусовые, не сплошные, пятнисто покрывающие арктическую пустыню или островки «суши» среди озерец, маломощные (1—10 см — A<sub>1</sub> и A<sub>0</sub>, бедные гумусом, с рН 6,8—7,4; в бореальном, *таежном* поясе господствует *подзол* (см. 3.2.1.1, с. 134—135 кн. 1) с рН 4,5—5,5, часто глеевый; толщина подзола 5—50 см, а всей почвы 5—100 см; в суббореальном, или умеренном, поясе, отвечающем зоне широколиственных лесов и лесостепей, *бурые и серые оподзоленные и черноземовидные лесные* почвы (0,5—1,0 м) с более мощным гумусовым горизонтом (до 0,5 м), с рН 4,0—5,5; в поясе южной лесостепи и *степи* (пампасы, прерии) — типичные черноземы разнообразных видов — от маломощных (25 см и меньше) до сверхмощных (более 125 см) по гумусовому горизонту и слабогумусированных (содержание гумуса <4%) до тучных (гумуса 9—12%, а его запасов до 700 т/га), формирующиеся при непромывном водном режиме (изредка, через 5—10 лет, в лесостепях, они промываются до грунтовых вод) с глубиной промачивания до 2,5—3,0 м, с рН от 5,5 до 6,8, с карбонатами и журавчиками на глубине 1,2—1,5 м, нередко с солями на глубинах 2,5—3,0 м; в поясе сухих степей — *каштановые* почвы (на юге Молдавии, Украины, в Восточном Предкавказье, в Среднем и Нижнем Поволжье, Казахстане, Кулунде, Забайкалье и Закавказье) с меньшей мощностью (50—25 см) гумусового горизонта (A+B<sub>1</sub>) и содержанием гумуса (5—2%), с рН 7,2—8,0, с карбонатностью уже на глубине 50 см, внизу часто осолоделые (с Na

в поглощенном комплексе до 15%); в полупустынях и пустынях — светло-каштановые, коричневые и бурые почвы — *буроземы южные*, или теплые, до *серозёмов* с еще меньшими мощностью  $A_1+B_1$  (30—35 см) и содержанием гумуса (2—1%), сильнокарбонатные, осолоделые, часто с гипсом, с рН от 7,3 до 8,5; в тропическом влажном поясе — *красноземы*, *желтоземы*, т. е. ферритные, ферриаллитные, аллитные и отчасти феррисиллитные, в общем *латеритные* почвы, формирующиеся при интенсивном промывном гидролизе, с  $pH \leq 5,0-5,5$ , бескарбонатные, со светло-серым  $A_1$  (12—15 см и содержанием гумуса не более 2,5—4,5%), с аллитными журавчиками (иллювий), с *фациями тропических подзолов* (отношение  $SiO_2 : R_2O_3 = 20-40$ ).

**Биотурбиты (БО)**, или ихнитолиты (ИхО), — во многом гомологи почв под водой, ибо они так же, как почвы, пропущены через кишечник илоедов и приобрели благодаря этому комковатое, шнурковое или вертикально расчлененное строение. Приобретая биоструктурированность, породы становятся вторично неслоистыми, изотропными, как писчий мел (см. рис. 2.14—2.16 кн. 1). Биоэлювиование под водой создает не только ГТО, но и две биоэлювиальные геоформации — писчего мела (мощностью до 90 м) и планктоногенных известняков и мергелей мела и палеогена (например, на Кавказе и в Крыму до 500 м и более).

Среди БО следует различать по крайней мере два подтипа (или типа): БО 1 — образован илоедами (илофагами) и БО 2 — зарывающимися и сверлящими животными, если не считать континентальный «кучерявчик» (см. рис. 2.17 кн. 1), образованный густым проникновением корней болотных или приболотных растений, полностью перемешивающих осадок: они широко распространены в почве углей Донецкого и других бассейнов и являются поисковым признаком (Фролов, 1965). Вероятно, что третий тип биоэлювия (БО 3). Литотипами БО 1 являются ихнитолиты авандельты аалена (низы средней юры) Дагестана, нижней перми Сиднейского бассейна и Тасмании (Австралия) — полностью биотурбированные песчаники; узорчатые доломиты силура Прибалтики, идущие на облицовку домов; верхнедевонские и мезозойские (юрские и меловые) известняки Русской плиты, мела и кайнозоя Крыма. Толщина ходов — миллиметры и 1—2 см, осадок от грубозернистого песка до известкового ила, толщина слоев от дециметра до десятков метров (писчий мел), обычно монобиотны, хотя животные были разные в разных литотипах, как мелко-, так и глубоководные (Фролов, 1984, с. 152—154).

Литотипы БО 2 — мелководные, чаще всего межприливные силикатные и карбонатные пески (пляжные, приливные равнины, поверхности банок и отмелей и т. д.) и илы, ходы в основном вертикальные, часто U-образные, толщиной 0,5—

50 мм, принадлежащие крабам, креветкам, ракам, моллюскам, червям и другим организмам, живущим или спасающимся (от поедания или высыхания) в осадке. Возможно, самостоятельным подтипом являются исверленные панцири, нередко переходящие в развалы. БО 2 чаще всего полибиотен. Толщина слоев — сантиметры — первые метры. БО 2 часто отражает многократное (до трех циклов) биоэлювирувание одних и тех же горизонтов и большую длительность перерывов.

**18.7.4.4. Химический элювий, или хемоэлювий (ХЭО),** наиболее важен в практическом отношении, так как создает рудные концентрации — первичные или обогащенные. В его формировании резко доминируют химические процессы. Его можно расчленить по крайней мере на три или четыре ГТО: панцири, хемоэлювий субаэральный, гальмиролититы и вулканический элювий, рассмотренный выше (см. 18.7.1).

**Панцири (ПХЭО),** или кирассы, креты, — широко распространенные на суше и под водой крепкие образования — карбонатные, железные, аллитные, кремневые, соляные, фосфоритные, ледяные и даже пиритные. Обычно они бронируют рыхлые осадки и породы, предохраняя их от эрозии и развевания, хотя в ослабленном виде развиваются и на крепких породах (железомарганцевый пустынный загар и силькреты — кремневые панцири). Основной способ их образования на суше — подъем по капиллярам водных растворов при нагревании дневным Солнцем, испарении воды и высаживании растворенных панциреобразующих соединений — гидрокислов Fe, Al и Mn (см. гл. 3.2.1 кн. 1 и гл. 10 кн. 2), карбонатов (см. 3.3.1 кн. 1 и гл. 7 кн. 2), кремневого вещества (см. гл. 6 кн. 1) и солей (см. гл. 8 кн. 2). Толщина панцирей — дециметры — первые метры (до 10 м), а их толщ — до 50—100 м (южное побережье Австралии). Они венчают латеритные коры выветривания в Австралии, известковые осадки, в том числе современные дюны и коралловые террасы на Новой Гвинее («калькреты», эолиниты), бронируют участки терригенных осадков в Казахстане, Гоби и других аридных зонах («силькреты»), покрывают известковой, гипсовой и соляной коркой неправильно поливаемые хлопковые поля, берега самосадочных водоемов и т. д. Не только в аридных, но и в гумидных поясах с более или менее длительными сухими периодами (месяц-два, как минимум) панцири — обязательный, а не экзотический ГТО. Их роль значительна не только в седиментации, но и в рельефообразовании (см. 3.3.1 кн. 1). Наледи, вечная мерзлота распространены еще более широко, по существу глобальны.

**Подводные панцири** (Фролов, 1984, с. 155—157), или **твердое дно** (hard ground), также широко распространены, разнообразны по составу (известняковые, доломитовые, железомарганцевые, фосфоритные, пиритные), но значительно

тоньше по мощности: они редко превышают 1 м, чаще всего это первые дециметры. Комплекс процессов их формирования еще требуется изучить (они формируются и ныне), но известно на примере карбонатных, фосфатных и манганоферритовых панцирей, что в этом существенна роль вертикальной миграции растворенного вещества (как в лёссе и наземных панцирях), цементации частиц, биопоселений и даже седиментации (например, в ЖМК и корках), как в эолитах. Панцири отмечают перерывы в осадконакоплении или его существенное замедление, значительно большее, чем при образовании биотурбитов. Несомненно, что самостоятельный ГТО.

**Хемозлювий собственно** (s. str., СХЭО) на суше (см. 3.2.1.1 кн. 1) — основной тип элювия, представляемый корой выветривания формационного уровня мощностью до 100—150 м, а зонами и до 300 м (КМА) закономерного, но сложного строения и сильной фациальной изменчивости (см. рис. 3.1 кн. 1). Профиль наиболее развитой коры химического выветривания — *латеритной* — в схеме представлен двумя частями — мегагоризонтами: *железородно-бокситовым* вверху и *глинистым* внизу, их соединяет и разделяет переходный *пятнистый иллювиальный горизонт* (мощностью до 10—20 м), в котором они взаимно проникают друг в друга, хотя реальное проникновение идет сверху вниз и выражается «вымыванием» ферритового и аллитового вещества в глинистый, каолиновый горизонт, если в нем появляются пустоты или ходы. Верхний рудный мегагоризонт (толщиной до 50 м и больше) фациально наиболее изменчив, и прихотливо переплетающимися фациями в нем являются более или менее чистые аллиты (бокситы) и ферритолиты (железные руды), сменяющие друг друга и по вертикали по-разному. Его формирование начинается одновременно с началом химического выветривания, и необходимыми условиями являются чередование дождливых сезонов с сухими: последние обеспечивают малый поверхностный круговорот воды — просачивание атмосферной или конденсационной воды на глубину первых метров (вначале — первых сантиметров и дециметров) и ее возвращение по капиллярам вверх и испарение. Так осуществляется «перекачивание» подвижных соединений Al, Fe и Mn из глубин к поверхности, а затем и дифференциация рудного «слоя» на панцирь и рыхлые, чаще всего оолитовые, бобовые и желваковые руды Al и Fe. Часть рудного вещества перемещается и вниз, с господствующим нисходящим током воды, и наращивает руду снизу за счет гидролиза каолинита или других глинистых минералов (смектитов, гидрослюд, хлоритов) и проникает жилами, клиньями и гнездами в глину.

Глинистый мегагоризонт (5—50 м и больше) в полном развитии и развивающемся профиле состоит из трех горизон-



тов-слоев (см. рис. 3.1 и гл. 12): каолинового, смектитового и гидрослюдистого, сверху вниз сменяющих друг друга чаще всего в такой же последовательности и переходящих в неизмененную выветриванием материнскую породу. Когда на фронте выветривания почему-либо прекращается этот гипергенный метасоматоз, а наступление каолинового фронта продолжается, нижние горизонты часто исчезают, а минералы, трансформируясь, замещаются каолинитом в результате смены щелочной фазы кислой. При доминировании кислых вод с начала выветривания щелочная фаза сокращается или вовсе не наступает, и тогда каолинит формируется непосредственно по полевым шпатам и другим силикатам материнской породы.

СХЭО диагностируются легко по строению, составу и тесной связи с невыветрелыми породами. Из других признаков важны лепидобластовая структура глин, указывающая на формирование их на месте залегания как метасоматитов, и реликты слоистости и других текстур, а также структур (например, галечной) первичных, материнских пород, например косоугольной слоистости аллювиальных песчаников перми и триаса в молодых корях Австралии (псевдоморфизм).

В умеренной гумидной зоне выветривание не столь глубокое и ограничивается формированием только глинистой коры (до 10—15 м), а рудный горизонт развивается редко, и он маломощен. Минеральный состав глин чаще всего каолинитовый и гидрослюдистый. Во всех зонах при доминировании кислых условий в профиле выветривания формируется подзол.

**Гальмиролититы (ГО)**, точнее, гальмиролититовые образования (см. 3.2.1.2 кн. 1, с. 139—140; гл. 10, 12 кн. 2; Фролов, 1984, с. 158—164), или **гальмиролювий**, — оставшиеся на месте продукты подводного химического выветривания — трансформации осадков и горных пород и синтеза новых минералов и пород в результате гидролиза, гидратации, окисления, восстановления, миграции, синтеза новых минералов и отложения в порах осадков и на их поверхности и т. д. Значительна роль физических и биологических процессов. Типичными ГО помимо глауконитов (Гюмбель, 1886; Глинка, 1896; автор термина «гальмиролиз» К. Гуммель, 1922) являются шамозититы, большинство фосфоритов, ЖМК (см. гл. 10 кн. 2), некоторые смектитовые глины по пепловым туфам (см. гл. 12 кн. 2), цеолититы, красные океанические эвпелагические глины (см. гл. 12 кн. 2) и другие литотипы. Разнообразие их и довольно сильно различающиеся способы образования указывают на более высокий ранг ГО, вероятно, объединяющих несколько самостоятельных ГТО.

**Глауконититы** образуются на окислительно-восстановительном геохимическом барьере, в самой верхней части вос-

становительной' зоны, где еще активны аэробные бактерии, вблизи поверхности осадка (на глубине в среднем около 0,2—0,5 м), в узкой зоне (первые дециметры) во время перерывов или при очень медленной седиментации с практически обязательным участием гуминовых кислот и других ОБ и при рН около 7 (Фролов, 1984, с. 158—162, рис. 31) в результате трансформации слоистых и каркасных силикатов и медленного синтеза в стадию сингенеза, или подводного выветривания. Большой частью глауконит из этой химической стадии (первичный генезис) гальмиролиза переходит во вторую, когда совершаются перемыв и механическое конденсирование на месте, без существенного топографического смещения, в результате чего образуются перлювиальные горизонты. Частая возможность перемыва — свидетельство близповерхностного (вблизи поверхности осадка) его образования и залегания, что еще раз указывает на открытость системы. Хотя нет препятствий для образования глауконита на любых глубинах в водоеме, его пояс приурочен к нижней части шельфа и верхней части материкового склона. Самые благоприятные мезо- и микрообстановки для его генезиса — участки донных течений и зоны апвеллинга, дающие в осадок большое количество свежего, химически наиболее активного, «живого» ОБ.

Максимальные мощности глауконитов — 1,2—2,0 м. Их глауконит механически эдафогенен, т. е. относится к перлювию или доннофлювиальным отложениям. Обычно глаукониты залегают многочисленными прослойками милли-, санти- и дециметровой толщины, в парагенезе с панцирями, развалами, фосфоритами и другими перерывными осадками и образованиями. Сходные *шамозититы* отличаются лишь более восстановительными условиями образования.

*Фосфориты* и первично (бактериальная концентрация фосфора, метасоматоз карбонатных и некоторых иных илов и водорослевых матов и замещение фосфатами из морской и иловой воды в условиях восстановительной среды), и вторично — перлювий и руины (развалы) — это подводно-элювиальные образования. Э. Л. Школьник в последние десятилетия убедительно показал, что первичные фосфатные концентрации, обычно еще не рудные, а лишь сверхкларковые, образуются не седиментационным осаждением из насыщенных растворов, а в илу, в самую начальную стадию преобразования планктонного и бентосоводорослевого органического вещества, его гидролиза, освобождения фосфора и его удержания от рассеяния, насыщения им иловых вод и метасоматического замещения прежде всего известкового материала, особенно охотно замещаются образования водорослей. При малом влиянии сульфатного иона или его отсутствии образуются точечные концентрации — зародыши микроконкреций фосфорита, нередко наследуя форму водорослевых пле-

нок, копролитов, мелких раковин, биокластов и известковых литокластов. При перемыве они уже могут конденсироваться, что и происходит под действием донных течений или волнения. Во время повторных перемываний фосфориты все более облагораживаются, т. е. становятся все более чистыми и богатыми. Над повышением качества руд элювиальным процессам приходится работать не один цикл седиментации — сингенеза — перемыва, и чем больше их, тем, как правило, лучше фосфориты. Обогащаются при перемывании и створковые, оболочковые фосфориты. Пласты фосфоритов обычно выдержанные, толщиной от сантиметров до 17 м (в палеогеновом месторождении Джебель Онк на востоке Алжира). Характерен парагенез с устричниками, мелоподобными известняками, известняковыми конглобрекциями, кварцевыми и глауконитовыми песками, иногда с железными оолитовыми рудами. В последние годы открывается большая роль бактерий в первичной концентрации фосфора в своем теле.

Образование *красной (эв)пелагической глины* долго было загадочным и до настоящего времени еще не раскрыто в деталях. Однако главные процессы ее формирования ясны: 1) растворение карбонатных, отчасти кремневых и некоторых других компонентов осадков океанического дна ниже критической глубины для карбонатов, от чего остается нерастворимый остаток — *подводная терра-росса* — основной компонент; 2) трансформация силикатного материала — витрокластов, глинистого вещества и силикатных кристаллокластов — под влиянием щелочной морской и иловой воды в направлении смектитизации, хлоритизации, гидрослюдизации, цеолитизации; 3) окисление соединений Fe и Mn, их стягивание в микроконкреции, более или менее равномерно распределенные в глине. В красной глине соединились седиментация и антиседиментация (растворение и деградация), выветривание, формирование осадка и «образования», породы и отложения, а также геологического образования еще более высокого уровня — геологической формации. Красные (эв)пелагические глины и по площади и по длительности формирования (до 10—15 млн лет) — одна из самых крупных геоформаций. Лишь малые мощности (до 10—15 м) вызывают сомнение — формация ли это? Но этот чисто внешний, количественный параметр не выражает сущности геоформации и не противоречит трактовке глин как полноценной *формации — подводно-элювиальной* по генезису (см. гл. 20).

## 18.8. МЕТОДИКА И ПРОЦЕДУРА ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Многосторонность понятия о генезисе (см. 18.2) и отсутствие какого-то единственного метода для генетической расшифровки даже одной стороны определяют *комплексность* методики генетического анализа, в том числе и понимаемого узко. Задача общего генетического анализа — определить происхождение пород, слоев, циклитов, фаций, свит и т. д., т. е. восстановить источники вещества (см. гл. 4 кн. 1 и гл. 6—13 кн. 2), способы его мобилизации, транспортировки и накопления (см. гл. 3 кн. 1 и гл. 6—13 кн. 2), а также условий седиментогенеза (см. гл. 3, 4 кн. 1; гл. 6—13 кн. 2 и гл. 19) и постседиментационных преобразований (стадиальный анализ; см. гл. 3 и 4 кн. 1). Задача *собственно генетического анализа* — определить способ образования слоев или отложений, т. е. отнести их к тем или иным *генетическим типам отложений*.

Относительно проще и легче задача решается при расшифровке генетического типа современных и четвертичных континентальных отложений, процессы формирования которых можно наблюдать или восстанавливать без больших спекуляций: эти отложения занимают определенное место в рельефе суши. Поэтому *геоморфологический метод* генетического анализа стал для них универсальным и практически единственным, а при более глубоких исследованиях он комплексовался с изучением внутренней стратификации, или текстуры толщ, а также с парагенетическим анализом. Можно было обходиться без литологического изучения: если образования на водоразделах — это элювий, на склоне — коллювий, в долине — аллювий, у устья каньона — пролювий, в болоте — болотные отложения, в озере — озерные и т. д. Такая легкость генетического анализа в конце концов сыграла с геологами-четвертичниками злую шутку: они спасовали перед генетическим анализом субаквальных, особенно морских, отложений и перед генетической расшифровкой древних образований и не допускали возможности перенесения на них метода генетических типов (Шанцер, 1966, 1980 и др.).

Действительно, роль геоморфологического метода генетического анализа, морских и древних отложений значительно снижается, и сам анализ становится более опосредованным и косвенным: на первое место в нем выходит *комплексное литогенетическое изучение*, включающее литологическое, палеоэкологическое, геохимическое, аутигенно-минералогическое, а также парагенетический анализ, подразумевающий изучение цикличности. Такой широкий комплекс методов и получаемых с их помощью данных требует применения для их обобщения системного подхода и поиска понятия — ба-

зы обобщения. Наиболее подходящим оказался *литологический*, или литогенетический, *тип* (Фролов, 1960, 1963, 1964, 1984 и др. и кн. 1, 2), сокращенно *литотип* (ЛТ). Литотипы позволяют прежде всего свернуть информацию: вместо каталогизации пород и слоев и их свойств — небольшое число типичных слоев, к которым сведено все разнообразие единичных тел и которые в типе наиболее выразительны, что облегчает их отнесение к тем или иным генотипам.

*Литотип* — это *типичный слой* или *устойчивый комплекс первичных литологических (литогенетических) признаков, свидетельствующих, во-первых, о способе образования, который должен быть по этим признакам разгадан, а во-вторых, об условиях формирования.* Представление о литологическом типе слоя вырабатывается обобщением признаков многих сходных слоев, что облегчается их многочисленностью в разрезе при переслаивании, или принятием наиболее богатого признаками и наиболее выразительного слоя за тип. Следовательно, это в основном не конкретное тело-слой, а абстрактное понятие, но остающееся морфологическим, объективным. По ЛТ, а не по генотипам, производится изучение: собирается первичный полевой материал, описывается, фотодокументируется, обобщается и истолковывается генетически. Литотипы, следовательно, — *прообразы* генотипов, к которым они должны быть отнесены по комплексу собственных признаков, включающих форму тела, характер границ, внутреннюю текстуру, зернистость, сортировку, окаменелости, следы жизни, аутигенные минералы, конкреции, фоссилии, цвет и т. д.

Обычно далеко не все ЛТ слоев удается генетически расшифровать уверенно по своим признакам, которые у субаквальных отложений сильно конвергентны: у разных ЛТ и генотипов (ГТ) они сближаются и становятся малодиагностичными. Для отнесения ЛТ к тем или иным ГТ приходится привлекать анализ парагенезов (изучение циклитов), в которых оценивается степень их пространственной близости к *реперным* ЛТ (угли, биогермы, биостромы, элювий, косослоистые флювиальные пески, турбидиты и т. д.), проводить углубленное изучение текстур, структур, аутигенных компонентов, биоса, а также проводить еще более широкие исследования: статистически оценивать их распределение по колонке и на площади (окараиваются ареалы распространения ЛТ и анализируется их тяготение к суше или к центру бассейна или выявляются другие тенденции — тренды) и даже привлекать, по методу обратной связи, палеогеографические построения, хотя бы еще предварительные, эскизные, что нередко позволяет отличить морские прибрежно-флювиальные пески от аллювиальных или расшифровать илистые слои, обычно генетически невыразительные и однообразные. Однако и с помощью этого широкого комплекса методов не все

слои оказываются отнесенными к ГТ, хотя бы предположительно. Это не сильно обесценивает исследование. Гораздо хуже те работы, в которых каждый слой отнесен к ГТ: это признак искусственного «навешивания генетических ярлыков», и такие работы отвергаются, а их авторы надолго дискредитируются в глазах ученых как фальсификаторы.

Трудности распознавания ГТ морских и древних отложений и неполная, во многом лишь предположительная расшифровываемость ЛТ заставляют искать все новые и более определенные генетические диагностические признаки последних (см. выше 18.7; и кн. 1, гл. 6, кн. 2, гл. 7—13) прежде всего на современных ГТ, совершенствовать комплексный генетический анализ и строго отделять факты (ЛТ, циклиты, фации) от их интерпретаций (ГТ, ПГТ, обстановки осадконакопления, или географические фации, и формации). Строгого доказательного перехода от фактов к генетическим типам и обстановкам нет, это всегда *скачок*, более или менее обоснованный, всегда вероятностный и малопроверяемый, поскольку породившие ГТ процессы, как и условия — обстановки, или ландшафты, — навсегда исчезли из поля фактов, оставив то менее, то более зашифрованную запись — признаки слоев и их ЛТ.

Основным рабочим понятием в литогенетическом анализе, таким образом, является литотип, а целью его — генотип. Поэтому, в соответствии с общим правилом геологических исследований, изучение отложений на уровне ЛТ должно быть более детальным по сравнению с уровнем интерпретации, когда относятся к ГТ. Это заставляет выделять большее число ЛТ, чем возможное число ГТ, т. е. лучше раздробить ЛТ и различить их в количестве многих десятков (при пестром литосоставе формации), чем столкнуться с фактом, когда на стадии интерпретации оказывается, что один и тот же ЛТ может быть отнесен к разным ГТ, например к аллювию и к морским течением отложениям. Хотя в нормальном исследовании и это допустимо, все же надо стараться свести такие ситуации к минимуму. Хорошо, когда это обнаруживается в поле (поэтому надо задумываться о ГТ с самого начала литогенетического изучения), можно снова переизучить ЛТ и попытаться найти отличия. Часто ими оказываются аутигенные минералы цемента, позволяющие во всем сходные слои различать как разные ЛТ только по сидеритовым конкрециям в одном и кальцитовым в другом из них (а с конкрециями обычно коррелируют и карбонатные минералы первичного цемента).

Литотипы следует отличать от *петротипов* (ПТ). Последние более определены, выделяются по минеральному составу и отчасти по структуре, а ЛТ — по большому комплексу в основном других признаков, выражающих процессы или способы, а также условия их накопления. Один и

тот же ПТ, например аркозовый, может быть представлен множеством ЛТ, отражающим перенос (одного и того же терригенного материала разными путями и способами) и по пути образующим отложения разных типов (на склоне, в реке, дельте, прибойной зоне и т. д.). ПТ указывают на источник компонентов — терригенный или бассейновый, а ЛТ — на динамические или иные процессы седиментации этого материала (Фролов, 1965, 1984, 1992).

Подробно и на конкретных объектах метод литотипов и процедура их выделения автором даны раньше (Фролов, 1965, 1984), а общая процедура литогенетического анализа в главе 19.2 (раздел «В»).

## 18.9. НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Хотя генетические построения гипотетичны, они необходимы как в научном, так и в практическом отношении. Знание способа формирования отложений, пусть во многом лишь предположительное, помогает теоретически, а не вслепую, ориентировать продолжение исследования, уточнять построения и выводы, постепенно приближаться ко все более правильным построениям и в соответствии с ними (еще остающимися рабочими гипотезами) искать полезные ископаемые или участки с необходимыми свойствами (пористостью, флюидоупорностью и др.). Знание природы пород представляет их полнее и правильнее и экономит средства и время на решение научных и практических задач. Определение ГТ и других сторон генезиса необходимо для палеогеографической расшифровки карт фаций (см. гл. 19) и расшифровки формационного лица стратиграфической единицы (см. гл. 20), не говоря уже об общем познании истории Земли, особенно ее экзосфер (см. гл. 14).

---

## ФАЦИИ, ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

---

Больше всего спорят о фациях и толкуют их по-разному. Термин стал многосмысленным, что заставляло некоторых геологов отказываться от его употребления. И сейчас надо оговаривать, в каком понимании употребляется фация, если это не видно из контекста.

### 19.1. ИСТОРИЯ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА, ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Хотя термин «фация» применял Н. Стено (XVII в.) как стратиграфический, в современном смысле впервые использовал его швейцарский геолог А. Грессли (1838), имя которого навсегда вошло в геологию в связи с фациями. Еще студентом, занимаясь стратиграфией юры кантона Солеруа, он заметил ошибки предшествующих геологов при сопоставлении разрезов по последовательности напластования. Чтобы избежать их, он разработал оригинальный метод — **фациальный**, сущность которого он изложил на первых страницах своего основного труда (см. 16.4.2.2): изолированные разрезы он сопоставлял не вслепую, а со **знанием фациальной изменчивости** отложений, которая устанавливалась непосредственным прослеживанием горизонтов на местности, что и позволяло предвидеть однообразный уровень в следующих разрезах, даже если он окажется в однообразной толще. Грессли сформулировал понятие фации как *структурной части стратиграфического горизонта*, как геологического тела (объективная реальность), подчиненного более крупной целостности. Этим была подведена *фациальная база* под естественную региональную стратиграфию, наиболее успешно развивающуюся в России (А. Н. Криштофович, Г. П. Леонов, А. М. Садыков, В. Т. Фролов и др.). Именно ее потребностями и вызван к жизни *фациальный метод Грессли* — инструмент и средство прежде всего решения *стратиграфических задач* (см. гл. 16).



Значение метода, однако, намного шире. Уже сам Грессли увидел в нем и *палеогеографический метод* и успешно использовал его для восстановления древних береговых линий и определения обстановок осадконакопления, которые позже тоже стали называться фациями.

Понимание фаций А. Грессли широко освещено (Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Жемчужников, Г. П. Леонов, Н. С. Шатский; Фролов, 1965, 1966, 1984 и др.; Шанцер, 1966; и др.), и поэтому его можно сжато свести к следующим положениям. 1. Сущность понятия о фации заключается в *методе*. 2. Фациальный метод возник на стратиграфической базе, в первую очередь для корреляции разрезов и решения других задач региональной стратиграфии (см. 16.4.2), т. е. *метод прежде всего стратиграфический*. 3. Метод можно и нужно использовать для восстановления условий и обстановок осадконакоп-

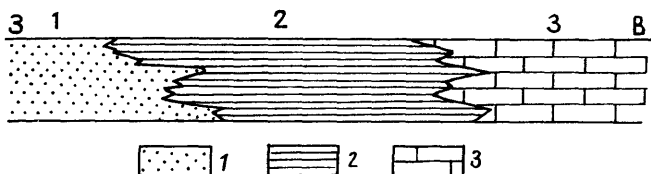


Рис. 19. 1. Схема соотношения фаций геологического горизонта, по А. Грессли (из Г. П. Леонова, 1956)  
Фации: 1 — песчаная, 2 — глинистая, 3 — известковая

ления, отыскания положения палеобереговых линий и других природных зон, что делает его и *палеогеографическим*, и этот аспект стал доминирующим. 4. Фации выделяются *эмпирически*, на основе непосредственных наблюдений в поле. 5. Фации выделяются *не по генетическим, а по объективным* (или морфологически выраженным), литологическим (рис. 19.1), палеонтологическим и другим геологическим признакам. 6. *Генетическое содержание* в выделяемые фации *заранее не вкладывается*, оно определяется комплексными методами (см. гл. 18) после выделения и изучения фаций — реальных тел — на основе многих данных, включая сравнительный, актуалистический материал по современным осадкам. 7. Фации — это обычно крупные, картируемые геологические тела — *части*, или *участки* региональных стратиграфических единиц (свит, серий и др.), т. е. части конкретных формаций (см. гл. 20), или участки иных целостных единиц. 8. Фации выделяются *относительно друг друга* (по выраженным объективным отличиям, даже по цвету), и в этой *относительности* — универсальность и гибкость метода, позволяющая выделять фации с любой степенью дробности в телах разного ранга, в том числе и в отдельных элементарных слоях; поэтому гресслиевское понимание получило название *относительного*, и если горизонт не меняется на площади, фа-

ции в нем не выделяются, в горизонте нет отличий — нет и фаций, он фациально выдержан. 9. Фация — *часть целого*, в котором она занимает определенное место, и, зная законы соотношения фаций (первые из них сформулировал Грессли), можно восстановить по частям, т. е. по фациям, это целое, например свиту, подобно тому, как палеонтолог по немногим костям восстанавливает весь скелет и организм в целом. 10. Фации в значительной мере *индивидуальны*, что вместе с относительностью их выделения затрудняет построение общей классификации фаций, например, наподобие классификации типов отложений, которые, как всякие типы, как бы созданы для классифицирования (а фации — не типы, они — конкретные единицы). 11. В ряде сторон фаций можно обнаружить и общие черты, что позволяет производить их типизацию и классификацию, например различать карбонатные, песчаные, пелитовые или илистые и т. д., а также береговые, неритовые, пелагические и другие фации; начало этого можно найти у Грессли, но развито оно было И. Вальтером, Д. В. Наливкиным, Г. Ф. Крашенинниковым; это привело к иному пониманию фаций — общему генетическому или географическому.

Необходимость в таком общем генетическом понятии ощущалась уже тогда, и современник Грессли, Констан Прево, обобщив бытовавшие и до него мысли о том, что для каждой геологической эпохи и даже для каждого момента можно выделить одновременно формирующиеся отложения, различные по условиям или способам образования, отнес их к разным синхронным формациям (или, по-современному, фациям). «Синхронизм формаций — это принцип, который должен найти применение при изучении отложений любой эпохи, любого момента» (Prevost, 1838, с. 90). Но констатация синхронизма образований (по-французски — формаций) была не главным у К. Прево (это, скорее, антитеза вернеровским взглядам, что каждая эпоха отмечается только одним типом образований). Основная мысль Прево сводилась к тому, что есть такие типы отложений, которые не связаны с определенной эпохой, а образуются во все эпохи. Сначала Прево различал морские и солоноватоводные, а в 1839 г. уже семь формаций: морские, солоноватоводные, речные, озерные, болотные, травертиновые (подземных источников) и наземные образования. Нетрудно заметить, что выделены генетические типы (см. гл. 18), хотя и непоследовательно, по разным признакам: то по способу образования (аллювиальные, травертиновые, в какой-то мере болотные, озерные), то по условиям, или обстановке, и среде (морские, солоноватоводные, наземные). В конце XIX в. и в XX в. они стали называться фациями уже не в гресслиевском смысле (Е. Реневье, 1884; И. Вальтер, 1893—1894; Д. В. Наливкин, Ю. А.

Жемчужников, В. И. Попов, Г. Ф. Крашенинников, П. П. Тимофеев и др.).

Эти два основных понятия — *гресслиевское* (понимание фаций в относительном смысле, как участки слоя или формации) и *общее генетическое* — одинаково важны и необходимы в геологии, служат разным целям и не могут находиться в одной классификации, поскольку принадлежат разным системам понятий. Попытки свести их в одну классификацию и различать лишь размером, т. е. количественно, а не качественно (по Ю. А. Жемчужникову, П. П. Тимофееву, фация крупнее генетического типа, по Е. В. Шанцеру — наоборот), обречены на провал и говорят только о методологической нечувствительности.

В *общее генетическое понимание* фаций вкладывалось все более разнобразное содержание, что сделало его неопределенным и обесцененным. Наиболее четко в нем различаются три понятия: 1) *способа образования*; это частично, может быть неосознанно, превзошел К. Прево, но по существу заново было разработано и внедрено в практику А. П. Павловым, Н. И. Николаевым, Е. В. Шанцером и другими русскими геологами и обозначается термином «*генетический тип отложений*, или *образований*»; 2) *условий образования*, обозначаемых терминами «*обстановка осадконакопления*», «*палеогеографическая обстановка*», «*ландшафт*» или «*фация*», понимаемая, следовательно, географически; 3) *отложения*, накопившихся в этих условиях или обстановках, т. е. понятие генетического, а точнее, *ландшафтного* типа, большей частью резко несовпадающего с типами, выделяемыми по способу образования. Распространено и четвертое понимание, логически несамостоятельное, а объединяющее второе и третье, т. е. дуалистическое: и условия и отложения, порожденные ими; и то и другое обозначается одним термином — *фацией*. Это ведет к еще большей путанице, способствует подмене причины и следствия и создает ложное представление о генетической изученности и расшифрованности, т. е. способствует генетическим припискам.

Все перечисленные три или даже четыре понятия, не говоря уже о первичном, гресслиевском относительном, обозначаются одним термином «*фация*». В результате такой смысловой перегрузки он становится неопределенным, расплывчатым и теряет свою научную ценность.

Расчистка «завалов» невозможна без обращения к истории, которая многому нас учит. Необходимо в ходе ее рассмотрения ответить на вопросы: 1) каким было первичное, приоритетное понимание фации у Грессли? 2) утратило ли научное значение это понимание в настоящее время? 3) какими терминами можно заменить другие, более поздние толкования термина «*фация*»? 4) какие существуют термины,

близкие по значению с разными содержаниями «фации»? и т. д.

*Первичное, приоритетное понимание фации, которое можно назвать гресслиевским, кратко обычно определяется так: фация — это часть, или точнее, участок слоя, горизонта или другой стратиграфической единицы, отличающийся какими-то объективными признаками от смежных, одновозрастных участков (или частей); фации («лица») свидетельствуют об отличиях в условиях (или обстановке) осадконакопления. Лучше, когда фации выделяются не по одному признаку (например, по цвету, зернистости, фауне и т. д.), а по комплексу взаимосвязанных признаков — литологических, палеонтологических и вообще других геологических (например, и по мощности), что сразу указывает на большую стабильность и значимость фациальных границ как границ палеогеографических зон.*

Вторая половина XIX — начало XX в. — триумфальное шествие принципа и метода фаций Грессли в геологии всех стран. В России их поддержали и развили Н. А. Головкинский (1869), А. А. Инностранцев (1872) и А. Д. Архангельский (1912), составивший карты фаций различных ярусов и зон верхнего мела Русской плиты. Э. Ог в книге «Геология» (1924, с. 121) определяет фацию почти по Грессли: «Под фацией мы понимаем совокупность литологических и палеонтологических особенностей слоя в определенном месте». Намечен здесь отход от фаций Грессли?

Генетическое толкование фаций оформилось в конце XIX в., особенно после работ И. Вальтера (1893—1894). Но классическое понимание продолжало развиваться, и в стратиграфии оно никогда не сдавало позиций. Показательно: геологи, познакомившиеся с работой Грессли, отказывались от генетического понимания фаций и принимали гресслиевское. Среди них — академик Н. С. Шатский (1955) и профессор Е. В. Шанцер (1966), отметивший акцент Грессли не на классификации фаций, а на изучение фациальной изменчивости отложений как прямого отражения географической изменчивости условий. Подчеркивая гибкость фациального метода, недооценивавшуюся литологами, он сравнивал его с «дифференцированием в математическом анализе» (Шанцер, 1966, с. 25). Фациальную дифференциацию целостных геологических тел можно производить с разной дробностью (в зависимости от задач и целей) и по разным признакам. При этом фациальная изменчивость, прежде всего ее неравномерность и градиент (резкие изменения), будет отражаться с разной детальностью и с разных сторон. Е. В. Шанцер отмечает принципиальное различие гресслиевского относительного и общего генетического понимания фаций.

Трансформация гресслиевского понятия фации в генетическое имеет объективные и субъективные причины. Пер-

вые — в назревшей потребности иметь классификацию отложений и порождающих их условий по генетическим параметрам и сторонам. Вторые — в часто неосознанном *стремлении человеческого сознания к устойчивости, к канонизации* расплывчатых или гибких понятий, методов и индивидуальных подходов, *жестко определить, типизировать и расклассифицировать*, т. е. навсегда разделить четкими границами, разорвать единое целое на части и *омертвить* его. Большинство геологов в этом приобретает уверенность, а само исследование превращает в простую *операцию сличения* с классификационными видами, типами и отнесения исследуемых объектов к той или иной *клеточке классификации*. Хотя это неизбежно приходится делать при любом подходе, но нельзя исследование сводить только к машинной операции распознавания образов, когда *убивается творческое начало*. Творческий, можно сказать индивидуальный, подход к каждой формации должен быть всегда приоритетным.

Использование термина «фация» во многих значениях приводит только к путанице. Прежде всего нельзя мириться с применением его к понятию «генетический тип отложений» (см. гл. 18). Лучше избегать обозначения фациями и «единиц ландшафта», берущего начало с И. Вальтера, развитого А. А. Борисяком (1922) и особенно Д. В. Наливкиным (1955—1956). Они различали современные и ископаемые фации. *Современная фация* — это участок поверхности Земли, на всей площади характеризующийся одинаковой физико-географической обстановкой и вследствие этого сходными формами проявления экзогенных геологических процессов осадкообразования и более или менее одинаковым составом биоценозов (см. 19.5). По этим же признакам они отличаются от соседних обстановок, ландшафтов или фаций. Таким образом, фация — это ландшафт или физико-географическая обстановка, и поэтому именно термином «*обстановка*» она с успехом заменяется. В других странах употребляется полный эквивалент обстановки — *environment*. Этого географического, ландшафтного или «*обстановочного*» понимания фации придерживались позже Н. М. Страхов, Ю. А. Жемчужников, В. И. Попов и др. Н. М. Страхов (1948, с. 6) фацией называл «среду отложения пород со всеми ее особенностями (рельефом, химическим режимом, органическим миром)». Фация, следовательно, не объект, а цель исследования, и «термин превращается... в некоторое отвлеченное понятие, выражающее наши представления об одной из возможных комбинаций факторов среды осадконакопления» (Шанцер, 1966, с. 21). Ю. А. Жемчужников еще более резко подчеркивал это: «Фация — это не пласт и не порода, которые можно пощупать и взять в руки, а некоторое представление, которое не может быть ископаемым» (1948, с. 56). Совсем обесценивая так фацию, он далее несколько поправляется

дуалистическим подходом, а именно включением в понятие «и фациальных признаков, наблюдаемых в породе», а не только условий, которым они, по мнению автора, соответствуют. «Поэтому, несмотря на категорическое заявление Ю. А. Жемчужникова, что фация не может быть ископаемой, в его непоследовательной позиции можно усмотреть некоторые точки соприкосновения с позицией Д. В. Наливкина, как раз утверждающего существование ископаемых фаций» (Шанцер, 1966, с. 21—22).

Под *ископаемыми фациями* Д. В. Наливкин понимал отложения с набором специфических литологических и палеонтологических признаков. Но это принципиально иное, чем современная фация. Последнюю можно описать как объект по основным параметрам, а ископаемая — более или менее вероятное предположение о «современной фации» тех отложений, признаки которых мы можем изучить. Такой опасный дуализм Д. В. Наливкин пытался снять разделением понятия, но это лишь видимое решение — называются ведь оба фациями. Н. Б. Вассоевич (1948) предложил и разные термины: «выдел» — для ископаемой или гресслиевской фации, а «фацию» — оставить за ландшафтом. И. В. Хворова «выдел» заменила «градацией». Оба термина не привились.

Таким образом, использование ценного термина «фация» и для географического или ландшафтного понятия также нецелесообразно: в таком смысле оно с успехом заменяется термином «обстановка».

Наконец, обозначение фациями *отложений определенных условий*, или *ландшафтов*, т. е. геологических тел тех или иных ландшафтно-генетических типов, например прибрежно-морских, дельтовых, прирфовых, широко распространено в США, других странах Америки и Западной Европы и в России. Хотя это создает двусмысленность (наряду с гресслиевским пониманием), но из-за широкого применения оно в настоящее время допустимо. Надо только *оговаривать*, когда неясно из контекста, в каком понимании употребляется фация — в гресслиевском относительном или в генетико-географическом. Поскольку та и другая фация чаще всего даже в не крупном масштабе представляется разными не только породами, но и генетическими типами, формирующимися на одном и том же месте, в одних и тех же условиях и геологически одновременно (например, у подножия континентального склона — фоновые и турбидитные, а иногда и туфовые отложения), то эти парагенетические ассоциации генотипов можно типизировать как раз *по обстановке* их формирования и называть *парагенотипами*. Они полностью эквивалентны фациям как географическим типам отложений и поэтому могут заменить и это употребление термина «фация».

## 19.2. СТАДИИ И ПРОЦЕДУРА ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поскольку задача фациального анализа — восстановление географии прошлых эпох — палеогеографии, конкретнее — географической зональности для определенных этапов развития целостных естественных геологических районов — регионов или бассейнов седиментации, то *первой задачей* становится *выделение* или распознавание этих *этапов* (см. гл. 16 и 20). *Основным их признаком* является не вещественный состав накопившихся за весь этап отложений (хотя он нередко бывает специфичен), а более или менее постоянный план географической зональности, выраженный в *индивидуальной фациальной структуре* комплекса слоев, отвечающего этому этапу, т. е. в *фациальном плане* регионально-стратиграфической единицы, называемой обычно свитой (иногда серией) и являющейся конкретной геологической формацией (см. гл. 16 и 20). Свита обычно прослеживается на всей площади региона или бассейна седиментации и от смежных, выше и ниже залегающих свит отличается иным планом расположения фаций (даже если они одинаковы литологически), а нередко и резкими границами, часто со следами размыва.

Выделение таких региональных, или, по Г. П. Леонову, геостратиграфических, единиц, целостных в историко-геологическом отношении (т. е. отвечающих этапам развития региона), является исходным пунктом палеогеографии, формационного и генетического анализов и других специальных исследований (геохимических, инженерно-геологических и т. д.). Сама их природа указывает на невозможность выделения такого комплекса слоев без фациального анализа по Грессли, т. е. без выявления фациальной изменчивости отложений, ее направления, градиента, и того, чем она выражена, а также направления постоянства фаций (это направление простирания зон, включая и береговую линию). При этом намечаются фациально отличные участки — фации, которые можно картировать и показывать на фациальных профилях.

Таким образом, можно схематично представить систему основных *стадий* регионально-стратиграфических и фациально-палеогеографических исследований и их *процедуру*.

**А. Регионально-стратиграфические исследования** (см. гл. 16.4) в целях выделения геостратиграфических единиц — регсвит, или конкретных формаций.

1. Описание опорного разреза и выделение литологических, местных свит.

2. Прослеживание литологических границ на площади, фиксация фациального замещения и скольжения границ, выявление *направления фациальной изменчивости*.

3. Описание соседнего разреза и отыскание в нем уровня границ слоев опорного (или первым описанного) разреза, т. е. *корреляция разрезов* (см. рис. 16.3).

4. Повторение операций 2 и 3 со всеми разрезами, что означает их *фактическую стратиграфическую увязку в региональном плане*, или корреляцию.

5. Составление *схем сопоставления разрезов, разделение* на ней литологических *границ на фациальные* («скользящие по разрезу», т. е. меняющие свое стратиграфическое положение) и *стратиграфические*, выдержанные на одном уровне на всей, большей или значительной площади бассейна седиментации.

6. *Регионально-стратиграфическое расчленение* отложений на геостратиграфические единицы — *региональные свиты*, — совершающееся *почти автоматически*, без особых спекуляций: за свиты принимаются комплексы слоев с *единой фациальной структурой* (см. рис. 16.2) и *между двумя соседними выдержанными*, т. е. *стратиграфическими границами*, особенно если они подчеркнуты размывом и несогласиями; менее выдержанные границы внутри свит стонуются границами подсвит.

7. Определение возраста выделенных свит: относительно — по палеонтологическим остаткам, абсолютного — по радиометрическим, магнитостратиграфическим и другим данным.

**Б. Фациально-палеогеографические построения** в целях восстановления палеогеографических обстановок осадконакопления методом фациального анализа.

8. Составление фациальных профилей (рис. 19.2) по схемам сопоставления разрезов; чем больше профилей, особенно вкрест простирания, тем точнее проводятся фациальные границы на фациальных картах.

9. Разбиение региональных стратиграфических единиц — свит, или их частей — подсвит, макроциклитов, слоев — *на фации* — участки, отличающиеся набором пород, фауной, цветом, мощностью и другими геологическими признаками от соседних участков — *фаций*.

10. *Картирование фаций* — составление фациальных карт по свитам, подсвитам, элементам циклитов (рис. 19.3, в).

11. *Палеогеографическая интерпретация фаций* (см. рис. 19.3, г) и *всего ансамбля фаций*, начиная с *ключевой, реперной* — наиболее легкой для этой важнейшей процедуры карты свиты или подсвиты (вскрытой большим числом скважин, имеющей характерные, ключевые генотипы, наиболее ясной по фациальной картине и т. д.), а также с *наиболее определенной фации*: краевой прибереговой или, наоборот, центральной, осевой, обычно и наиболее глубоководной, а также другой *ключевой*, например с *фации песчаного барьера* (см. рис. 19.3, а, в), от которой к берегу и от берега



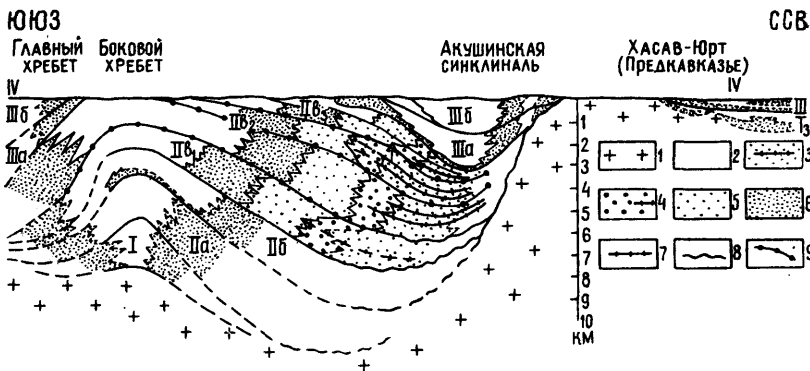


Рис. 19.2. Фациальный профиль вкрест простирания Кавказа. Дагестан, нижняя и средняя юра:

1 — фундамент, в основном палеозойские складчатые образования; 2—6 — фации: 2 — в осевой зоне (Боковой хребет и др.) — аргиллиты, глинистые сланцы, глины, флиш аспидного типа; в прибортовых зонах — отсутствие данных; 3 — глинисто(30—40%)—песчаная (60—70%) наиболее угленосная — забаровая лагунная зона авандельты и субаванальной дельты; 4 — песчаная (на 80—95%) с выклинивающимися пластами угля — песчаный барьер; 5 — глинисто(20—50%)—песчаная (80—50%) безугольная с известняками — внешняя авандельта; 6 — песчано(30—50%)—глинистая (50—70%) с известняками — склон дельты; 7 — угли; 8—9 — границы размыва (8) и подсвит каракхской свиты (верхи верхнего тоара — аален без самых верхних горизонтов) — супермезоциклитов (9). Серии — субмегациклиты: I — хумаринский, II — себелдинский, III — балкарский, IV — верхнеюрский. Горизонты серий — свиты и мегасвиты или макроциклиты: IIa — циклаурский (верхи нижнего — среднего лейаса), IIб — казбекский (средний лейас), IIв — джерахский (верхний лейас — аален средней юры), IIIa — кумухский (нижний байос), IIIб — цудахарский (верхний байос — бат). Свиты или субмакроциклиты: IIв<sub>1,2,3</sub> — Ири, каракхская, игатлинская или хивская (Фролов, 1960, 1965). Т<sub>3</sub> — верхний триас Скифской плиты

уменьшается роль песков и галечников и увеличивается роль глин. Для облегчения расшифровки фаций строят вспомогательные и частные фациальные карты, например карты песчаности, угленосности (см. рис. 19.3, а) и карты ареалов литотипов (см. рис. 19.3, б).

12. Поскольку обычно на базе фациального строения свит и палеонтологических остатков палеогеографически удается расшифровать лишь немногие, наиболее характерные фации, *привлекаются* данные литолого-генетического, геохимического и физического (изотопы кислорода и др.) изучения, которые позволяют более конкретно определить генезис слоев, минералов, пород и выявить ряд географических параметров (температуру, влажность, вектор географической зональности и т. д.).

**В. Литогенетические исследования** (литологическое изучение, генетический и парагенетический анализы) для определения происхождения пород, отложений и для палеогеогра-

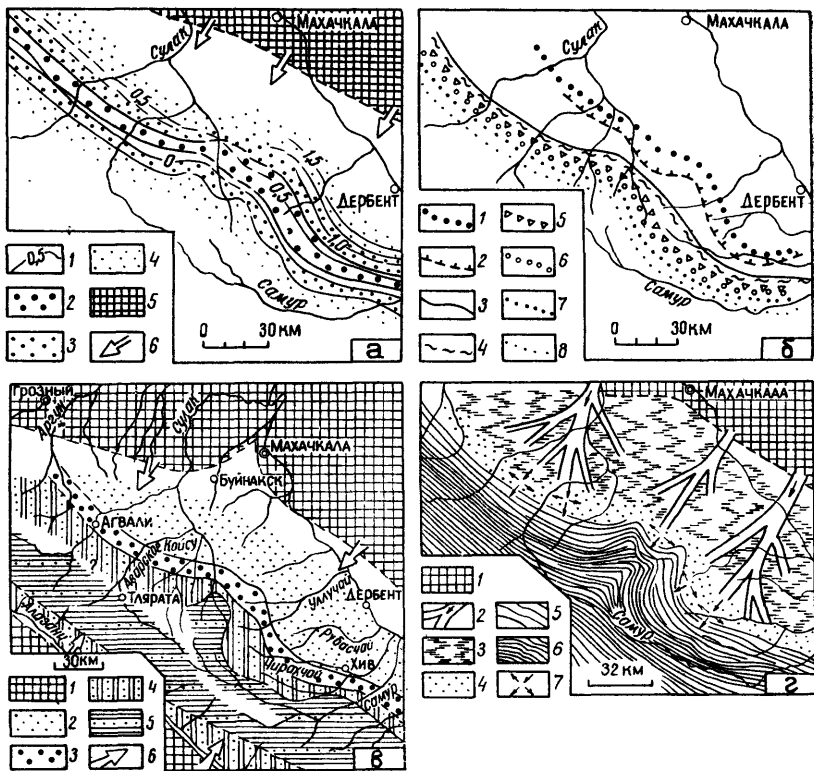


Рис. 19.3. Фациальные и палеогеографические карты Дагестана для среднекаракумской подсвиты (верхи нижнего аалена):

а — б — частные фациальные карты. а — карта песчанности (крап, %) и угленосности (1, изолинии, метры); 2—4 — песчанность, %: 2 — выше 85% (песчаный барьер), 3 — 85—75, 4 — ниже 75, 5 — суша; 6 — основные направления привноса терригенного материала. б — ареалы распространения основных литотипов (их юго-западные границы) песчаных авандельтовых отложений верхней части нижнего аалена Дагестана: 1 — песчаники крупно-грубозернистые, аллювиальные; 2 — глины с вертикальными корнями растений, почва углей, болотные образования; 3 — угли; 4 — песчаники биотурбированные — ихнитолиты основного типа (толщина извилистых «шнурков» 5—10 мм); 5 — глиняные конгломератки — свалы каналов прорыва протоками — и русловые песчаники; 6 — песчаники массивные средне-крупнозернистые — прибойные, подводных валов; 7 — отложения вдольбереговых течений; 8 — песчаники массивные мелкозернистые — отложения донных течений. в — карта фаций среднекаракумской подсвиты (верхи нижнего аалена) Дагестана: 1 — суша. Фации: 2 — глинисто-песчаная угленосная — парагенез авандельтовых морских, биогенных и аллювиально-дельтовых русловых отложений; 3 — песчаная, слабоугленосная — песчаный барьер — отложения прибойные и вдольбереговых течений; 4 — глинисто-песчаная неугленосная — склон авандельты; 5 — глинистая и песчано-глинистая тонкоциклическая флишевая; 6 — снос материала с суши. Белое — глубокопогруженные бортовые фации и уничтоженные современным размывом фации осевой зоны прогиба. г — палеогеографическая карта времени

накопления среднекарахской подсвиты (см. рис. 19.3, в): 1 — суша. Обстановки осадконакопления — ландшафтные фации: 2 — основные дельтовые протоки; 3 — лагунно-болотная зона дельты с торфяниками; 4 — песчаный барьер — зона баров, кос, подводных валов; 5 — внешняя часть авандельты и ее склон; 6 — наиболее глубоководная центральная (осевая) часть моря; 7 — основные направления течений, замеренные по косой слоистости и знакам ряби

---

**фической расшифровки фаций — определения обстановок их формирования.**

13. Литологическое изучение для выяснения *областей сноса, состава питающих провинций, условий осадконакопления* в бассейнах седиментации и происхождения пород (см. гл. 4 кн. 1), выделение *петротипов*.

14. Выделение *литологических типов слоев (ЛТ)* — «образов» генетических типов (ГТ), к которым ЛТ должны быть отнесены (определение генезиса ЛТ) — по комплексу первичных литологических (литогенетических) признаков (см. гл. 18).

15. Выделение элементарных парагенезов ЛТ — *парагенотипов (ПГТ)*, т. е. элементарных циклитов (ЭЦ), изучение взаимоотношений ЛТ внутри ЭЦ и их внутренней структуры (см. гл. 17 и 20).

16. Генетическое истолкование ясных, *ключевых ЛТ* (рис. 19.4) по собственным признакам и по парагенетическим связям с другими ЛТ.

17. Анализ *распространения ЛТ по разрезу свиты и на площади* — определение *ареалов ЛТ* (составление карт ЛТ — частных фациальных карт; см. рис. 19.3, б) и на этой региональной базе расшифровка ГТ невыразительных ЛТ.

18. По комплексу установленных ГТ — *расшифровка фаций* и определение палеогеографических обстановок их формирования (см. рис. 19.3, г) или уточнение предварительных расшифровок фаций.

19. *Исправление отнесения ЛТ к ГТ* — на основании расшифрованной палеогеографической картины (*метод обратной связи*). *Взаимная проверка интерпретаций* — генетических и палеогеографических (фациальных) — делается *неоднократно*.

Последовательность процедур *комплексного общего генетического* или *палеогеографического анализа* меняется мало. Лишь все они — и стратиграфические (А), и фациально-палеогеографические (Б), и литогенетические (В) исследования — могут проводиться параллельно (одновременно) лучше в рамках одного (комплексного) исследования и еще лучше — одним исследователем.

Более подробно о литогенетическом (гл. 18) и формационном (гл. 20) исследованиях сказано отдельно.

а

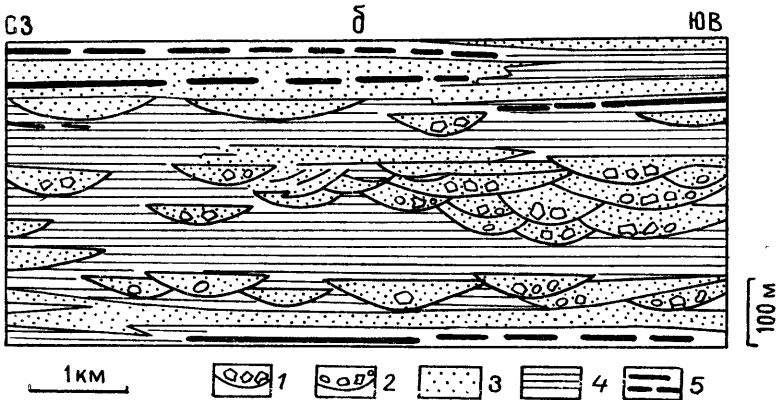
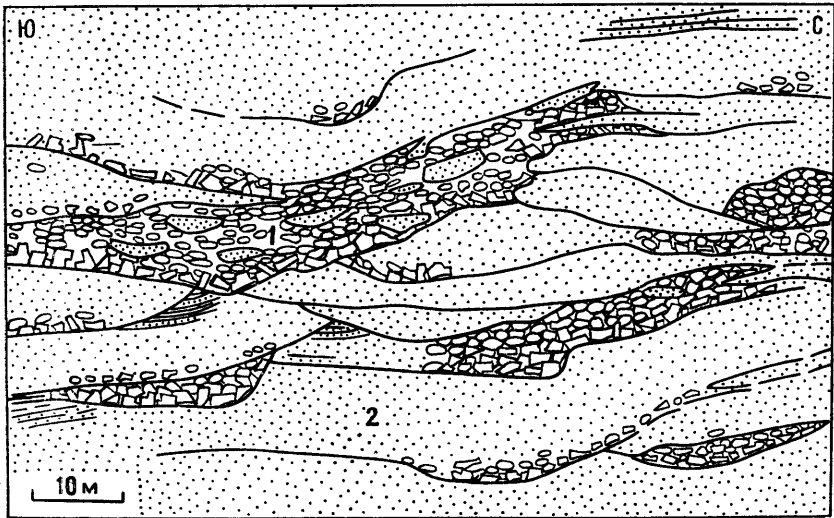


Рис. 19.4. Седилкостовые песчаниково-глиняные грубые конглобрекнии (1) — обвальные заполнения каналов прорыва дельтовыми протоками в фации песчаного барьера (а, 2) и в турбидитовой (б, 4) толще у с. Хоредж (р. Чирахчай, Дагестан, аален) тонкоциклитовых отложений глин и алевроитов с прослоями песков в заливах между выдвинутыми на десятки километров песчаными валами — русловыми и прирусловыми (прирусловыми валами — естественными дамбами) отложениями паводков. Обозначения для «б»: 1 — глыбовые местные свалы с бортов каналов; 2 — мелкогалечные конгломераты с материалом дальнего приноса и перемыва; 3 — песчаники линзовидные, заполняющие русла, и выдержанные, без эрозионной границы — отложения прибойные и прибрежно-флювиальные; 4 — тонкоциклитовые (толщина циклитов 5—15 см), в основном глинистые турбидитовые отложения; 5 — глинисто-углистые пачки в фации песчаного барьера

### 19.3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Под *палеогеографической обстановкой осадконакопления* (ПОО), или просто *обстановкой осадконакопления* (ОО), понимается *устойчивый* во времени и на площади *комплекс условий* накопления осадков (тектонических, географических, климатических, физико-химических и биологических), определяющий формирование осадочных образований на том или ином участке земной поверхности, или, что то же самое, *участок земной поверхности с устойчивым* во времени более или менее *однородным* на площади комплексом условий осадконакопления. Понятие об обстановке по сравнению с понятием об условиях более конкретно, поскольку условия в осадконакоплении проявляются не порознь, а в естественном единстве — комплексе. Вместо термина «обстановка» часто употребляется «*фация*» (см. 19.1 и 19.2).

ПОО — *основная единица и базисное понятие* региональной палеогеографии и подобно генетическому типу в генетическом анализе служит *центральной точкой*, или фокусом, палеогеографического анализа (см. 19.1, 19.2, а также 5.5.2). ПОО раскрывается множеством сторон (см. 5.5.2 и 19.2), или аспектов, которые имеют и самостоятельное значение — как частных, так и общих компонент условий (соленость, температура и др.). Это прежде всего климат, палеоклиматические зоны, положение по отношению к экватору, баланс влаги, органический мир, тип выветривания, круговорот веществ, расход материала и т. д. *Палеоклиматологические исследования*, таким образом, также *комплексны* и включают палеотемпературный, палеобиологический, аутигенно-минералогический, геохимический, палеогидрологический и другие анализы. Также *комплексны* и *палеотектонические*, палеогеоморфологические, палеогидрогеологические исследования.

*Основой* восстановления ПОО является, как уже говорилось (см. 16.3 и 16.4.3), *расшифровка карты фаций* (см. рис. 19.3, в), составленной по регионально-стратиграфическим (или геостратиграфическим) единицам, поскольку они отвечают естественным, следовательно, однородным по содержанию этапам развития именно данного региона или бассейна седиментации. Комплексы слоев, отвечающие этим этапам, однородные в историко-геологическом отношении, не должны содержать региональных перерывов и других свидетельств перестройки палеогеографического или структурно-тектонического плана. Естественно, чем меньше (или уже) по времени интервал, для которого составляется карта фации, тем конкретнее и менее усредненной представится на ней палеогеографическая картина. Но это лимитируется возможностью проследивать на площади такие узкие интервалы разреза, т. е. осуществимостью корреляции на больших

площадях. Такие возможности повышаются с разработкой новых методов корреляции на больших площадях и опознавания синхронных уровней, пересекающих границы фаций и формаций: тейфро-, магнито-, климато- и палиностратиграфия, выявление глобальных эвстатических колебаний уровня океана и вообще событийная стратиграфия, отчасти сеймо-стратиграфия и т. д. Когда не удастся выделить на всей площади распространения формации узкие по времени стратиграфические горизонты, приходится фациальные карты составлять для более длительных интервалов времени, что приводит к большому *усреднению* положения границ фаций. Особенно это заметно, когда за определенный этап фации мигрировали в одном направлении, например все время сдвигаясь к берегу. В этом случае лучше составлять две карты фаций — для начала и конца этапа. Нередко составляют и третью — для середины этапа.

Обычно предварительно строят *серии фациальных профилей* (Фролов, 1965), главным образом *вкрест* простира-ния фаций, но полезно и по простирацию. Фациальные профили (см. рис. 19.2 и гл. 20) имеют и весьма большую самостоятельную ценность, ибо на них наглядно отражается *история миграции фаций* на разных этапах развития осадкона-копления. что помогает построить, по *методу унаследования*, фациальные карты других этапов по предшествующей или наследующей фациальной картине на профилях и картах. Без фациальных профилей трудно детально выявить историю геологического развития региона или бассейна седиментации.

На фациальных профилях и картах чаще всего изобра-жаются *литологические разновидности горизонта*, взятые в целом — как ассоциации конкретных пород с их палеонто-логическим, аутигенно-минералогическим, геохимическим и другим содержанием. Эти фации — геологические тела — отделяются от соседних, смежных, чаще всего *субвертикаль-ными* или *наклонными* (хорошо видимыми на схемах сопоставления разрезов и профилях) *зубчатыми фациальными границами*. *Зубчатость*, или *пильчатость*, границы — *символ переслаивания* пород или слоев соседних фаций и колеба-тельной миграции границы во времени. Для расшифровки фаций и составления карт фаций полезно составлять предва-рительно или одновременно *частные карты фаций*, нередко отражающие *количественно, в изолиниях*, изменения среднего диаметра песчаников или других осадков, их сортировку и другие параметры гранулометрии, изменения содержа-ний — *ареалы распространения* — минералов и других ком-понентов, конкреций, ЛТ, ПГТ (см. рис. 19.3, а, б), мощно-сти циклитов, видов фауны и флоры, содержаний микроэле-ментов, цвета и т. д. (Фролов, 1963, 1965, 1984 и др.). Важно отразить и векторные признаки: направления наклонов ко-сой слоистости, крутых склонов ряби, острых концов меха-

ноглифов и другие признаки течений, волнений, ветра. *Карты изопахит* (мощностей, или толщин) — разновидность таких частных или специальных карт.

На *палеогеографических картах* (см. рис. 19.3, в) в отличие от фациальных, обычно цветом изображаются физико-географические обстановки, а различные динамические, химические или биологические параметры среды — направления ветров, течений, уклонов дна, температуры, соленость и т. д. — крапом (знаками). Типичные *обстановки на суше* — равнинная пустынная или гумидная болотная и озерная, плоскогорная, холмистая, высокогорная и др., *в морских бассейнах* — лагунная, дельтовая, приливная, прибрежно-болотная (маршевая, или себховая), прибойная, или песчано-барьерная, прибрежно-биорифовая, шельфово-рифовая, барьерно-рифовая, атоллово-рифовая, неритовая, окраинно-шельфовая, батиально-склоновая, подножий континентальных склонов, центральная в море, котловинно-океаническая выше или ниже критической для карбонатов, подводных хребтов и поднятий и их склонов, рифовая и т. д.

Палеогеографические карты, в противоположность фациальным, являющимся фактическими (факты на них в разной степени уже обобщены, но это не мешает им оставаться фактами), — *истолковательны*, или *интерпретационны*: на них изображаются не действительные географические и другие условия, а *наши представления* о них, основанные на тех или иных косвенных данных и по-нашему истолкованных. Поэтому переход от фациальных карт к палеогеографическим всегда есть *скачок* от фактов к гипотезам их объяснения, постепенного перехода между этими основными стадиями познания нет. Это относится и ко всем другим интерпретационным, историческим наукам и построениям, например к литогенетическому и формационному изучению, в которых исследователь также совершает такие логические скачки.

Чтобы наши представления об обстановках или конкретных условиях и способах осадконакопления были возможно ближе к реально существовавшим и проявлявшимся когда-то, надо изучение вещественного состава и строения отложений производить как можно более *комплексно*, чтобы данные одних методов подтверждались другими, и более *правильно методологически*, выполняя требования: 1) разделения понятий, классификаций, терминов и материала на *фактические*, объективные, морфологически выраженные (химическим, минералогическим составом, строением, цветом и т. д.), и *истолковательные*, генетические; подмена одних другими, как и совмещение в одном термине, — опасная методологическая ошибка; 2) применения и тех и других *уже на первых шагах изучения* по формуле: от первых фактов — к первым генетическим и другим объяснениям (интерпретациям) и от последних — снова к фактам (метод обратной

связи), более целенаправленное их изучение для подтверждения или опровержения, изменения, приспособления генетических представлений к более глубоким или новым фактам; от последних — к новым, уже исправленным генетическим построениям и т. д., т. е. выполнения *челночных операций*, постоянно помня, что есть факты, а что — их истолкование; 3) правильной, геологической последовательности операций — *начинать с крупных объектов*, например со свит, формаций, которые затем в ходе комплексного изучения или анализа расчленяются на все более мелкие — фации, циклиты разного ранга (парагенотипы), литотипы (генотипы), породы, компоненты; в этом случае выясняются с самого начала необходимые для всех специальных и детальных анализов *координаты времени и пространства*, т. е. исследователь получает «прописку» в конкретном однообразном геологическом теле и не рискует сопоставить карбон с пермью; крупное тело — и *база обобщения* детального материала; 4) невозможности полной генетической расшифрованности, например слоев: одни из них будут более уверенно отнесены к тем или иным генотипам, другие — весьма сомнительно, а третьи — останутся вообще неразгаданными генетически; эта *неполнота генетических интерпретаций* — дополнительное возражение против использования генетических классификаций для сбора, описания и обобщения фактического материала: неполноту заполняют гипотезами, для проверки которых вырабатываются новые программы изучения.

#### 19.4. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ПОНЯТИЙ

Построить ряды морфологических и генетических (истолковательных) понятий и терминов можно с разных концов: от мелких к крупным или от крупных к мелким. В первом случае непосредственно более сложный геологический объект *конструируется* из мелких или относительно простых, а во втором — крупный или сложный объект *расчленяется* на составляющие компоненты, или ингредиенты. Первый подход можно назвать преимущественно *химическим*, второй — *геологическим* (табл. 19.1). Он лучше организует материал для изучения и запоминания, хотя первый путь более естествен и нагляден.

В таблице в вертикальных рядах на один уровень помещены генетические понятия и отвечающие им природные геологические объекты: слева — реальные, объективные геологические тела, а справа — их генетические типы или породившие их обстановки, фазы развития и процессы (циклы процессов). Тот и другой ряд фактически состоят из двух самостоятельных рядов: левый — из *вещественного* (серия,



## Ряды основных морфологических и генетических парных понятий и терминов

Морфологические		Генетические
1а. Серии	} мегациклиты, конкретные формации	1. Мегациклы, формационные типы (абстрактные формации)
1б. Свиты		
2а. Подсвиты	} макроциклиты	2. Макроциклы, субмакроциклы, обстановки осадконакопления субрегиональные
2б. Фации		
3. Пачки—мезоциклиты		3. Мезоциклы, фазы развития
4. Элементарный циклит, парагенез слоев и ЛТ		4. Элементарный цикл, парагенез ГТО, фация (ген.)
5. Литотип (ЛТ), слоя, многослоя		5. Генетический тип <b>отложений</b> (ГТО)
6. Осадок, порода		6. Генетический тип осадка (ГТОс)
7. Минерал, компонент		7. Генетический тип компонента (ГТК)

свита, подсвита, фация, пачка, литотип, осадок (порода), минерал) и *циклитового* (мега-, макро-, мезо- и элементарные циклиты), а правый — из рядов генетических типов (включая информационные) и циклов.

Путь конструирования объектов в таблице направлен снизу вверх.

## 19.5. КЛАССИФИКАЦИИ ФАЦИЙ

Если фации понимать генетически (в широком смысле термина), т. е. физико-географически, как ландшафты или обстановки осадконакопления, то их можно классифицировать. В непоследовательной классификации «формаций» К. Прево (1838) мы видим как генетические типы, так и поставленные в одном ряду с ними фации (см. гл. 18 и 19.1): «морские», «солонатоводные» и «наземные». А. Грессли (1840) не разработывал общую классификацию фаций; так как понимал их конкретно регионально-стратиграфически и «относительно» (см. 19.1). Однако перечень фаций, выделенных в том или ином стратиграфическом горизонте, например в портландских слоях верхней юры района Порентру (Юрские горы Швейцарии), можно рассматривать как классификацию сугубо местных и конкретных фаций. Он выделял «коралловую литоральную», «илистую литоральную», «полупелагическую» и «пелагическую» фации, каждая из которых была представлена комплексами литологически разных отложений и с отличной фауной. К коралловой фации относились фациально изменчивые известково-гравелито-песчаные

отложения с кораллами и другими беспозвоночными явно активноводных условий. В основном илстые отложения с однообразными некрупными моллюсками, часто в прижизненном положении, отнесены им к илстой фации, т. е. к литоральной обстановке затишных вод (заливы, западины и т. д.). Сменяющие эти фации дальше от берега полупелагическая и пелагическая фации представлены чистыми плотными и однородными известняками и доломитами с редкой фауной.

Сходно классифицировал фации другой известный швейцарский геолог М. Е. Реневье (1884), развивавший идеи Грессли, но знавший о глубоководных океанских отложениях больше (после экспедиций на «Челленджере»), и поэтому он выделял фации красной глины, диатомовых илов, глауконитовых песков и др. Здесь мы видим обычную непоследовательность в наименовании фаций: в рамках генетического, ландшафтного их понимания они называются не по обстановкам, а по вещественному (или палеонтологическому) составу. Впрочем, это допустимо и не вводит в заблуждение, а в рамках гресслиевского понимания фаций вполне строго, если только имеются в виду рядом расположенные отличные фации.

М. Е. Реневье, однако, более существенно трансформирует гресслиевское понимание фаций; он положил начало использованию термина для обозначения уже *типа отложений*, который до него обозначался, после К. Прево, термином «формация». Фация как генетический, точнее — ландшафтный («обстановочный»), тип (по И. Вальтеру, см. ниже) уже не привязана к какому-то определенному стратиграфическому горизонту, а становится общим, вневременным понятием, типом и как таковая допускает классификацию. С И. Вальтера (1893—1894) начинается более определенное географическое (ландшафтное) направление учения о фациях. «Фация у Вальтера — это участок земной поверхности, характеризующийся определенными условиями накопления осадков и коррелятивно связанным с ним составом фауны и флоры. Фации рассматриваются при этом как естественные элементы (участки) фациальных областей, или округов, под которыми Вальтер понимает основные, наиболее крупные области современного литогенеза, такие, как климатические зоны суши и глубинные зоны моря (литораль, мелкоморье, глубокое море, область архипелагов и др.)» (Леонов, 1974, с. 374—375).

Более мелкие фации в пределах фаций крупных (фациальных областей) образуют закономерные сочетания, как органы внутри живого организма. Эту закономерную связь Вальтер назвал *законом соотношения фаций*: «Первично только такие фации и фациальные области могут перекрывать друг друга в геологическом разрезе, которые наблюда-

ются в настоящее время рядом друг с другом» (Walther, 1893—1894, с. 979). До Вальтера, в 1872 г., сходное положение высказал А. А. Иностранцев, а о возможности его говорил и Грессли. Для более мелкого масштаба закон Иностранцева—Вальтера (а он должен называться двойным именем) формулируется так: «Только такие фации могут перекрывать друг друга, которые образуются рядом друг с другом *внутри одной фациальной области*» (там же, с. 57; курсив Г. П. Леонова, 1974, с. 375). Этот закон, вытекающий из «геологической чечевицы» (см. рис. 17.1), позволяет определять историко-геологическую целостность свит (см. гл. 16) или конкретных формаций (см. гл. 20). Всеобъемлющая многограновая классификация И. Вальтера современных фаций на лике Земли послужила для разработки классификаций фаций А. А. Борисяком (1922), Д. В. Наливкиным (1932, 1955—1956), У. Х. Твенхофелом (1936), Ю. А. Жемчужниковым (1948 и др.), К. Данбаром и Дж. Роджерсом (1962), Л. Б. Рухиным (1962, с. 432), Г. Ф. Крашенинниковым (1971), Э. Кроссби (1974), В. Т. Фроловым (1984, с. 205—206; 1992 и др.) и др.

Прежде чем перейти к классификации ландшафтов, необходимо вернуться к смысловой дифференциации понятия о фации. Один из путей возникновения на базе относительного понимания представления о типе — расширение радиуса действия фации, вывод ее из регионального или бассейнового масштаба (из фациальной области И. Вальтера), в котором фация — элемент целостности (свиты, серии), на межрегиональный или провинциальный уровень: если в соседнем бассейне мы будем иметь дело с аналогичной фацией, то она будет принадлежать другой целостности (другому бассейну), и иному этапу развития, а объединение аналогичных фаций разных бассейнов в одну группу — уже типизация. Таким образом, «фации стратиграфических подразделений *межрегионального значения*, в том числе и *хроностратиграфических*, имеют уже определенным образом обобщенный (унифицированный, стандартизованный) характер, поскольку эти подразделения включают отложения ряда различных бассейнов, развитие каждого из которых протекало более или менее независимо, подчиняясь в каждом случае своим региональным закономерностям. В качестве фаций подобных подразделений выделяются обычно уже не просто чем-то различающиеся части последних, а образования более или менее определенного, фиксированного типа — литологического, палеонтологического, генетического или какого-либо другого, — получившие название *изопических образований*» (Леонов, 1974, с. 365—366, 382—383, 393—394).

Термин «изопические образования» введен Е. Мойсисовичем (Mojsisovics v. Mojsvar E., 1879) для обозначения разновозрастных отложений одинаковых фаций (Мойсисович

считал их даже одной фацией) и противопоставления их *гетеропическим* — одновозрастным разнофациальным отложениям. Отложения и организмы одной или разных сред (морской и континентальной) он называл *изомезическими* и *гетеромезическими*; одной или разных провинций — *изотопическими* и *гетеротопическими*. Мелкомасштабные карты фаций (материков и всей Земли) в действительности являются картами изопических зон, и Э. Ог (1908—1911); один из немногих, так их и называл (см. Леонов, 1974, с. 367, рис. XXI-1). Обычно же фации и изопические зоны не различаются (Страхов, 1948; Фролов, 1966; и др.), и то и другое понятие именуется фацией, что не способствует очищению этого термина.

Различное содержание фации Г. П. Леонов (1974, с. 383) выразил следующей схемой (курсивом выделены основные понятия).

1. Фация (Ф)

в классическом понимании — как «участок слоя»



2. Фация как изопическое образование



3—5. Фация как отложения того или иного типа

3. Ф. как отложения определенной генетического типа (ГТО)

4. Ф. как *парагенез отложений разных ГТ — парagenотипы* (ПГТ)

5. Ф. как отложения определенной литологического (литофация — ЛФ), тектонической (тектонофация — ТФ) и других типов (кроме ГТО)

6. Ф. как *единица ландшафта* (географическая фация — ГгФ)

Возвращаясь к классификации фаций как ландшафтов, или географических фаций (ГгФ), следует отметить, во-первых, их многоуровненность, во-вторых, обычную непоследовательность и нестрогость авторов, говорящих о ГгФ, а оперирующих представляющими их отложениями, породами или осадками, и в-третьих, разрабатывающих классификации почти исключительно на современном материале. Это усиливало разрыв геологических (ГлФ) и географических (ГгФ)

фаций. Для первых, как бы второстепенных, А. А. Борисяк (1922) предложил даже особый термин — «ископаемые фации» (ИФ), а для вторых Д. В. Наливкин (1932) — «современные фации» (см. 19.1). «Под именем *фации* понимают обычно физические свойства данной области или данного участка поверхности Земли... обуславливающие определенное распределение животных и растений... Соответственно и *ископаемая фация* характеризуется литологическими свойствами данного пласта и его палеонтологическими остатками» (Борисяк, 1922, с. 15). Д. В. Наливкин, завершивший это разделение, «*современной фацией* (СФ) считал часть земной поверхности, на всем своем протяжении обладающую одинаковыми физико-географическими условиями и одинаковой фауной и флорой», а «*ископаемой фацией* — пласт или свиту пластов, на всем протяжении обладающих одинаковым литологическим составом и заключающих в себе одинаковую фауну и флору» (1932, с. 6). К. М. Коровин (1941) называл ее «палеогеографической фацией». Деление фаций на современные и ископаемые (палеогеографические) не привилось, ибо оно излишне.

А. А. Борисяк (1935) все фации относит к трем самым крупным их группам: морским, лагунным и континентальным. Д. В. Наливкин (1955—1956) различает четыре уровня фаций, из которых низший, элементарный, называется *фацией*, более высокий и сложный — группа, или комплекс фаций — *сервией* (греч. «букет»), группа (комплекс) сервий — *нимией* (греч. «сверхмерная») и, наконец, наивысший — группа (комплекс) нимий — *формацией*. Формации — крупнейшие части земной поверхности, и их всего две — материк и море, т. е. материковая и морская формации. Термины Д. В. Наливкина пока не привились, как из-за их непривычности, так и из-за отсутствия особой необходимости. Уровней фаций в действительности больше, и формализовать их трудно. Самое парадоксальное то, что в четырехуровневой иерархии фаций Д. В. Наливкина фации в действительности исчезли, так как, стремясь выделить наиболее однородную по условиям фацию — «*элементарную единицу ландшафта*», он в конце концов пришел к породе, к литотипу, а однородное по условиям и главное по осадкам пространство осталось недостижимой синей птицей (почему?), и оно исчезло с измельчением фаций.

На фациальной базе вообще недостижимо (за редким исключением) выделение однородного по осадкам хотя бы малого участка земной поверхности, так как даже на малой точке морского дна или суши за короткие отрезки времени откладываются разными способами (динамическими, вулканическими, химическими и биологическими) разнообразные, часто весьма контрастные, резко гетерогенные осадки: например, на фоновых планктоногенных — турбидиты, айсбер-

говые, эоловые, туфовые отложения, а также формируется элювий. Поэтому фации как единицы ландшафта почти всегда гетерогенны и представляются разными породами и генетическими типами отложений. Обобщая, можно образно сказать, что фации *обречены на гетерогенность представляющих их отложений*, и поэтому бессмысленно выделять их как монопородные или моногенетичные однородности. Объединение пород или ГТО в фации не генетическое, а *парагенетическое*, формационное. По литологической однородности можно выделить лишь литотип, а по генетической — генетические типы отложений, но, как правило, не фации.

У. Х. Твенхофел (1936), К. Данбар и Дж. Роджерс (1962), Э. Кросби (Условия..., 1974, с. 19) дают списки обстановок седиментации трех уровней. Л. Б. Рухин (1962, с. 432) в древних отложениях различает всего четыре типа ландшафтов. Г. Ф. Крашенинников (1971) под именем фаций описывает в основном генетические типы (элювий, коллювий, делювий, пролювий, аллювий и т. д. — по классификации Е. В. Шанцера, 1966), а морские отложения — как генетические фации (но не ландшафты!): литоральные, неритовые, батинальные, абиссальные, дельтовые, лагунные, лиманные отложения, рифовые массивы, вулканические и эвапоритовые отложения. Классификация не выдержана по принципу и масштабу.

Предлагаемая классификация ландшафтов, или обстановок, т. е. географических фаций (см. кн. 1, гл. 5.5.2, с. 272—274), учитывает предыдущие классификации и отличается от них по крайней мере большими детальностью и выдержанностью, а также широтой охвата ландшафтов — фаций.

## 19.6. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ—ЛАНДШАФТОВ

### 19.6.1. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

19.6.1.1. **Фации горных хребтов** представлены в основном тремя группами ландшафтов — водораздельными, склоновыми и днищ долин. На **водоразделах** в снеговой зоне формируются брекчии — развалы, каменные реки, морены, мелкозем не мельче алевритовой размерности (материал лёссов), во влажной зоне к ним добавляются более развитые элювий, коллювий, почвы, а в аридной — еще и пролювий, лёссы флювиальные и навейные, панцири известковые и кремневые.

**Склоновые** обстановки представлены полным развитием всех типов коллювия, варьирующих по климатическим зонам: господством обвалов и осыпей (см. гл. 18) в холодных и аридных, оползней и солифлюкций — во влажных, делю-

вия — в сухих; обычны почвы, элювий и отложения источников.

**Долинные** обстановки представляются моренами, горным аллювием (глыбовым, валунно-галечно-брекчиевым, меньше песчаным и мелкоземным) инстративной и отчасти перстративной фаз (см. гл. 18), эфемерными почвами и по бортам — коллювием всех типов. Широко участие пролювия, обычно в виде грязекаменных селей, отложений снежных лавин и подпрудных озер.

**19.6.1.2. Обстановки (фации) плоскогорий** расчленяются по климатическим зонам. В ледовой зоне формируется глыбово-щелбнистый элювий и морены. В тундровой зоне к развалам добавляются подзолистые пятнистые почвы и широко развитые озерные и олиготрофно-болотные отложения, включая торф и сапропель, а также интракрустальные криогенные образования. Плоскогорья таежной зоны подобны равнинам низменностей, и на них формируется песчано-илистый аллювий, озерные, болотные (низинные и верховые) и органические отложения (торф, сапропель), местный коллювий, элювий, помимо почв (в основном подзолистых) включающий глинистую кору выветривания, преимущественно каолинитовую. Обычны пепловые прослои. В зоне степей формируются хорошо развитые каолино-сметкито-гидрослюдистые коры выветривания (до 10—20 м) и почвы, нередко черноземные, а также аллювий, озерные и отчасти болотные отложения, осадки разливов и наводнений, в сухих степях типа центральноказахстанских — делювий, пролювий и кремневые панцири (силькреты). Плоскогорья пустынь документируются мощными каменистыми развалами (до 40—50 м), горизонтами ветровой конденсации, известковыми панцирями, серс- и буроземными маломощными почвами, аридным аллювием, у подножий невысоких гор — делювием и пролювием, такырными и другими отложениями потоков, редкими маломощными эвапоритами, сапропелями и торфяниками. Обычны переветренные отложения и навейные лёссы. Во влажных тропиках полно развиваются мощные (до 100—150 м) латеритные коры выветривания (см. гл. 3 кн. 1 и гл. 10 и 12 кн. 2), красноземные и темно-буроземные почвы, торфяники, озерные, аллювиальные мелкоземные, делювиальные и солифлюкционные отложения. В целом на плоскогорьях отложения малых (до десятков метров, редко больше) мощностей.

**19.6.1.3. Фации равнин** представлены обычно мощными (сотни и тысячи метров) циклитовыми толщами с почти полным спектром континентальных ГТО. Практически полностью они представляются аллювиальными или *озерно-аллювиальными равнинами*, включающими и аридные с дюнами. Во *влажных тропиках* обстановки *русел* представлены галечными и песчаными отложениями, часто весьма обширными

(до десятков километров) и мощными (до сотен метров), *поймы* — песчано-илистыми с обилием древесных остатков, *старицы* — илистыми, сапропелевыми и торфяными накоплениями. Тонкозернистые отложения серые и темно-серые, нередко красноцветные за счет латеритного материала и красных почв. Пески часто кварцевые, высокозрелые, хотя нередко аркозовые и граувакковые. Остатки биоса — пресноводные моллюски, насекомые, деревья, обломки древесины, листья. Помимо обычных разливов катастрофические наводнения оставляют отложения *потопов*. На *низких водоразделах* формируются наиболее малозольные *торфяники*, изредка (через десятки-сотни лет и реже) перекрываемые илистыми осадками потопов. Захороняются корни деревьев в вертикальном положении. Развиты гидроморфные и обычные тропические почвы. В озерах накапливается сапропель, а в проточных водоемах — илистые минеральные осадки и тонкие пески. Латеритные коры выветривания маломощные, соответствующие глубине зоны просачивания и приближенности зеркала грунтовых вод к поверхности Земли. Свежие коренные породы встречаются редко. Холмы и мелкие горы окружены оползнями, делювием и солифлюкционными террасами и нередко бронируются феррикретами.

В *пустынях* господствуют перевеянные пески, слагающие разнообразные дюны и одиночные барханы (развеваются аллювиальные пески и пролювиальные отложения, см. рис. 20.3). Обычны пролювиальные и эоловые лёссы, отложения такыров (безрусловые разливы после редких сильных ливней), эвапориты, соляные и гипсовые дюны по берегам соляных озер и лагун, карбонатные, гипсовые и соляные панцири, часто превращающиеся в развалы (руины). Почвы карбонатные и засоленные, маломощные, сероземные, нередко, как и отложения такыров и озер, развитые глубокими (до 1—1,5 м) трещинами усыхания и превращающиеся в развалы. Выходы коренных пород порождают мощные развалы (до 50—60 м), поверхность блоков и глыб покрыта пустынным загаром толщиной пленки до 1,5—2,0 см, а в верхней части развалов дефляцией блоки и глыбы округлены до шаро- и яйцевидных камней-койтасов (в Казахстане). В красно- и палеоцветные отложения вкраплены небольшие торфяники, формирующиеся по периферии пролювиальных конусов, в долинах рек или дельтовых култуках, еще не запрецающих произрастание растительности.

*Фашии озер-морей* типа Аральского или Балхаша разнообразны и в мелком масштабе повторяют фашиальный спектр периматериковых морей и океанов, а по солености значительно разнообразнее: от почти пресных придельтовых акваторий до гиперсоленых в заливах и култуках вдали от впадения рек. Крупными ландшафтами становятся дельты рек типа Илийской, Сырдарьинской, пляжи и зоны осушек



при колебаниях уровня воды, зона прибрежных течений, лагуны и заливы и центральная тиховодная часть. Спектр лито- и генотипов разнообразен: от субэаральных маршей — прибрежных болот (торф, карбонатолиты, соли), надводной дельты, почв, панцирей, до русловых песчаных отложений проток, пойменных, потоповых, прибойных и собственно волновых, донно-флювиальных, темпеститовых, хемогенных (в заливах), биогенных планктоногенных и минеральных илистых осадков, а также подводных известковых панцирей. Цвет отложений светлый, прослоями серый и темный, высока карбонатность и гипсоносность, слоистость тонкая, часто сезонная, биотурбация редка, биос специфический (насекомые, рыбы и т. д.), сортировка песков хорошая и средняя, пелитовые осадки как тонкоотмученные, так и засоренные эоловым материалом пыльных бурь, обычны смектиты и палыгорскиты. Мощность — десятки и сотни метров.

Фации равнин *умеренного влажного пояса* по ГТО похожи на тропические, и осадки накапливаются при доминировании речной деятельности, разливов — потопов и биогенного процесса. Примеры — Западная Сибирь, Печорская, Хатангская низменности, низовья Амура. Осадки сероцветные, мощны и протяженны (на сотни километров) торфяники, обширны русловые, в основном песчаные, и еще большие пойменные отложения, переходящие в отложения громадных наводнений; до четверти площади заняты озерами, а в низовьях Оби вместе с болотами они превосходят участки суши, что создает «земноводные» условия. Фаза аллювия констративная и перстративная, отложения циклические, четкослоистые, сортировка песков хорошая и средняя, глины песчано-алевритовые, реже отмученные.

На равнинах *ледовых зон*, в пределах которых круглый год вода находится в основном в твердом состоянии, в виде материкового ледника, формируются основные, боковые и конечные морены, отложения внутриледниковых озер, обычно песчано-алеврито-глинистые с тонкой сезонной, ленточной слоистостью, а по периферии ледника — обширные песчаные и галечно-гравийные зандровые поля с отдельными валунами, являющиеся флювио- и лимногляциальными и эоловыми отложениями.

Обширные аллювиальные равнины умеренного гумидного типа установлены в нижней и средней юре юга Западной Сибири, Канско-Ачинского и Иркутского угленосных бассейнов (П. П. Тимофеев, Н. П. Григорьев и др.) и во многих других регионах. Они доказаны и для верхней перми и нижнего триаса Предуралья, на юге этой обширной меридиональной зоны успешно изучающиеся В. П. Твердохлебовым и др. Снос происходил с Урала, море располагалось западнее, на Русской плите. Угленосный и бокситоносный нижний карбон Подмосковного бассейна формировался на примор-

ской аллювиальной равнине тропического пояса. Рукавообразные русловые песчаные залежи часто заключают месторождения нефти и газа, например в штатах Оклахома и Канзас США (палеозой). В Северном Приаралье Л. Н. Формозова доказала русловый генезис оолитовых железных руд олигоцена (см. гл. 10 кн. 2).

**19.6.1.4. Вулканические пояса** — сложный комплекс магматических и осадочных образований, формирующийся в условиях контрастного рельефа, активного тектонического режима и эндогенной подачи силикатного и флюидного вещества. Вулканогенно-осадочные формации обычно фациально изменчивы, разрезы невыдержанны, строение циклитовое, циклиты многопорядковые. Помимо лав и экструзий в них формациеобразующими являются различные туфы (см. гл. 13 кн. 2 и гл. 18) и чисто экзогенные отложения: эоловые тефроиды, аллювиальные (горный аллювий, по составу вулканический, граувакковый, часто тефроидный), коллювиальные всех типов, озерные и элювиальные (вулканический и экзогенный элювий) образования, а также хемогенные кратерные, речные, часто лужевые и травертиновые отложения.

Климат накладывает лишь некоторый отпечаток, не меняя вулканогенно-осадочные образования по существу, т. е. вулканические ландшафты космополитны; они многоуровневые и расчленяются почти с любой степенью дробности. Общими их диагностическими признаками, помимо отмеченных, являются специфический минеральный состав (обилие сульфидов, разнообразных сульфатов, арсениды, селениды, сера и многие другие необычные в экзолитах минералы), особенности геохимии, многие литотипы (осадочные сульфиды, сульфуриты, туфы, лавы, туффиты, опалиты и др.), их парагенезы, крутые первичные уклоны в вулканических конусах, субконцентрическая фациальная структура области влияния вулканического центра и тектонический контроль вулканогенно-осадочных формаций (Малеев, 1963, 1977, 1980, 1982; Мелекесцев и др., 1974; Ботвинкина, 1974; Краевая, 1977; Кременецкая, 1977; Кураленко и др.).

**19.6.1.5. Ландшафты материкового оледенения** в основном аналогичны описанным выше в «равнинах ледовых зон». Отличаются они более разнообразным рельефом (включая гористый подледный или даже надледный), большими масштабами, сравнимыми с современным антарктическим ледником, изменчивостью на площади и во времени, огромными внутриледниковыми озерами, прорыв которых через ледяные «плотины» совершает колоссальную катастрофическую работу по деструкции, эрозии окружающего приледникового пространства и отложению из воды потоков глубиной до 200—300 м, огромных масс грубообломочного и тонкозернистого материала — специфического ГТО, который можно назвать потопным (Катастрофы..., 1986, с. 23—27).

19.6.1.6. **Фации внутриконтинентальных морей** можно было бы рассматривать вместе с морскими и океанскими фациями, так как в основных, типовых чертах они сходны. Многоуровневые ландшафты имеют общую концентрическую зональность, в целом совпадающую с батимальной: в ней последовательно сменяют друг друга от берега к центру водоема лагунно-дельтовая, литорально-сублиторальная, неритово-шельфовая (если моря типа Каспийского или Черного имеют шельф), батимальная склоновая и обычно наиболее глубоководная центральная часть моря. *Лагунная зона* с тиховодной и застойноводной седиментацией (глинистые, известковые хемогенные и планктоногенные, сапропелевые, солевые и другие осадки) располагается еще в пределах суши, а *дельты* чаще всего выдвинуты в сторону моря, нередко пересекая многие зональные ландшафты, доходя до центральной части моря и имея свою сложную и многоуровневую фациальную структуру (осесимметричную у проток, циркумводоёмную в заливах и култуках, поперечную у баров и т. д.). Литотипы в дельтовом парагенезе наиболее разнообразны по гранулометрии (от валунно-галечных у рек горного питания, например р. Бзыбь в Абхазии, до тончайших глин), минеральному составу (силикатные терригенные, вулканогенные, карбонатные биогенные и хемогенные, органические и т. д.) и генезису (механо-, био-, хемо- и вулканогенные и элювиальные). Фациальная структура дельты в целом концентрически-веерная, перистая и осесимметричная. В продольном направлении наземные ландшафты сменяются переходными (лагунной зоны), авандельтовыми, глубоководными на склоне дельты и придельтовыми dna бассейна (см. гл. 18).

Литоральная зона отвечает гашению самой мощной энергии водоема (прибой, нагоны, течения и т. д.), и ее ландшафты и отложения определяются этой энергией. Тем не менее общий план фациальной структуры выдерживается у разных водоемов. Симметрия осевая, нормальная к берегу, определяющей фацией является *прибойный откос бара* (с богатыми россыпями), часто увенчивающегося ветровыми дюнами. За баром — лагуна с тиховодной седиментацией, перед баром в сублиторальной зоне — утонение зерна, что создает и продольную, но не строгую симметрию. Серия причлененных баров порождает пляж — парагенез морских и субаэральных ГТО и особая фация. В тропических зонах в этот парагенез входят береговые водорослевые и каралловые рифы, например на Новой Гвинее. Ширина литоральной зоны — от первых десятков метров до километров, а мощность накоплений — до десятков и первых сотен метров. При колебаниях уровня моря и береговой линии эти параметры сильно увеличиваются. Слоистость любая, окатанность и сортировка хорошие, поверхность зерен полирована, господствуют пески, гравий, галечники, обычны валунники.

*Сублитораль* примыкает к литорали, практически никогда не осушается, имеет глубины до 3—5 м или несколько большие, энергетически активная, но уступающая в этом литорали, прогреваемая и освещаемая Солнцем, с разнообразным и богатым бентосом, включая и инфауну, с поперечным берегу (подводные продольные валы зон забурунивания) и продольным (вдольбереговые течения) перемещением наносов и формированием последними кос, с которыми сочетаются заливы и лагуны. Косая слоистость разно- и однонаправленная, потоковая, мелкая и крупная (азимуты вдольбереговые), волнистая, часто нарушенная илоедами, господствующие пески с хорошей и средней сортировкой, отмытые и илистые, с полированной поверхностью зерен, с известковым цементом или пористые (пористость меньшая по сравнению с пляжевыми и баровыми песками), обогащенные тяжелыми минералами, по средней удельной массе и богатству уступающими литоральным россыпям. Мощность — до десятков и сотен метров. Парагенез с илистыми осадками лагун и мелких закосовых заливов, ракушняковыми банками, биорифами, горючими сланцами, биоэлювием (ихнитолитами) и панцирями. Соленость морей варьирует от весьма низкой (<1% в Азовском море) до повышенной, что отражается в различиях биоса и биогенных отложений и часто приводило к отложению солей (девон и пермь Русской плиты).

*Неритово-шельфовые фации* в основном тонкопесчаные и алевроито-глинистые, горизонтально- или тонковолнисто- и тонкокосо-слоистые, средне и хорошо сортированные, малоотмытые, терригенные и биогенные, а в гиперсоленых морях и эвапоритовые. В высоких широтах обычны одиночные валуны, вытаявшие из припайного льда. Обычна биотурбация, стирающая седиментационную слоистость. Мощность — десятки и сотни метров.

*Батинальные осадки склона и дна* морей илистые, алевроитовые и тонкоотмученные, в водоемах с сероводородным заражением с тончайшей сезонной слоистостью (Черное море, южная котловина Каспия), с прослоями планктоногенных кокколитовых, диатомовых, фораминиферовых осадков и обогащенными органическим веществом слоями, с сульфидами. Спазматические мутевые потоки и оползания заносят и более грубый материал.

## 19.6.2. МОРСКИЕ И ОКЕАНСКИЕ ФАЦИИ

Морские и океанские обстановки осадконакопления (ОО), или фации (ландшафты), отличаются большим разнообразием (см. кн. 1, с. 272—274; Наливкин, 1955; Фролов, 1984; Крашенинников, 1971; Мурдмаа, 1987; и др.).

**19.6.2.1. Фации окраинных морей** во многом аналогичны фациям внутриконтинентальных морей (см. 19.6.1.6) и поэ-

тому можно ограничиться лишь дополнением. Более четко выраженное геоморфологическое членение дна на шельф, склон, подножие и дно и часто большие размеры выражаются в укрупнении фаций, более тесной связи с океаном — в появлении приливо-отливных обстановок, а распространение по всем широтам — в четких различиях морей по климатической обстановке. Обстановки приливов и отливов повсеместны в этих морях, но оставляют след в виде особого ГТО только в относительно защищенной от волнения или от более энергичных течений зоне: лагунах, эстуариях, заливах и устьевых частях рек, особенно в дельтах (см. гл. 18). В тропических поясах с ними ассоциируются мангры, ширина зоны которых достигает десятков километров, как и осушающаяся при наибольших амплитудах приливов (14—16 м) прибереговая зона.

В составе широких пляжей, нередко увенчивающихся высокими (до 50—70 м и, вероятно, больше) дюнами, находят место коралловые, водорослевые, устричные, серпуловые, мшанковые и другие береговые рифы и отдельные биегермы и биостромы (западное побережье Австралии, берег Миклухо-Маклая на Новой Гвинее, см. рис. 20.7). В песках создаются крупнейшие россыпи циркона, рутила, ильменита, касситерита и других тяжелых минералов (например, по восточному побережью Австралии). Часто весь шельф из-за барьерных рифов становится лагунным морем с соответствующими обстановками осадконакопления (тиховодность наряду с поверхностными течениями, обеспечивающими интенсивный рост отдельных изометричных рифов, нередко в плане становящихся серповидными и обращенными выпуклостью навстречу господствующему течению), приводящими к накоплению планктонных и кластических карбонатов и терригенных осадков.

На шельфе обычные *тиховодные западины* с тонкозернистыми осадками и небольшие *возвышения*, на которых осадки заметно грубее на любой глубине, часто конденсированные, что свидетельствует о донных течениях. Погрубением осадков и их конденсированием обозначается и обстановка *бровки шельфа*, а верхняя часть *континентального склона* — нередко даже неотложением осадков. Зато его *подножие* — обстановка интенсивного осадконакопления турбидитов, оползней, солифлюкции, обвалов и осыпей, а также фоновой, обычно планктонной седиментации. Прорезающие склон каньоны — пути транспортировки шельфового материала на подножие и дно, и лишь иногда маломощные грубые отложения заполняют их нижнюю часть. В глубоководных *конусах* выноса фациальная зональность концентрическая, симметрия осевая, как в дельтах и пролювиальных конусах, с которыми они имеют много общего. Размеры глубоководных конусов варьируют от метров до тысячи километров ( $>3000$

км у Бенгальского конуса, 2500 км у Индского). Часто эти конусы формируются в сейсмичных зонах, что создает обстановку неустойчивости больших рыхлых масс и приводит к их растрескиванию и выжиманию плывунов в виде силлов, даек или расплывшихся по наклонной поверхности веером (до многих километров). Постоянно отлагаются фоновые нефелоидные или планктоногенные известковые или кремневые осадки, обычно фациально выдержанные (см. рис. 20.1, 20.6), входящие в состав флишевой формации или составляющие собственную пелагическую, главным образом на межконусовом подножии.

В приполярных морях планктонные осадки становятся подчиненными или не отлагаются совсем, а все дно занято терригенными, в которых большую роль играет припайный материал. Наоборот, в жарких аридных зонах резко доминирующей становится карбонатная биогенная седиментация, к которой присоединяется и химическая, а в морях прошлого — и эвапоритовая. В угнетенном виде глубоководная садка солей происходит ныне в Красном море и очень вероятно в Мексиканском заливе, если он станет более изолированным от океана. В привулканических морях значительна садка туфов.

19.6.2.2. **Фации островных дуг (ОД)** делятся прежде всего на вулканические и невулканические (см. рис. 20.4), как и сами островные дуги. Первые в общих чертах аналогичны фациям вулканических поясов (см. 19.6.1.4) и отличаются большим участием морских отложений и приморских обстановок. Сходен и состав вулканитов, что позволяет и островные дуги относить к вулканическим поясам континентов, или наоборот, последние — к вулканитовым островным дугам. *Невулканитовые* ОД, например Малая Курильская (о-ва Шикотан, Зеленый, Юри, Полонского, Танфильева и др.), по своим фациям-ландшафтам аналогичны горным хребтам (см. 19.6.1.1), а отличаются парагенезом с морскими обстановками: узкими шельфами, крутыми и высокими (до 7—11 км в глубоководных желобах) склонами, на которых формируются коллювиальные, а у подножия и турбидитные отложения и планктоногенные фоновые осадки. Из элювиальных образований обычен перлювий — валунные мостовые на бенче и шельфе (Фролов, 1984; Фролов и др., 1985).

19.6.2.3. **Фации океанических побережий** исключительно разнообразны по рельефу последних, климату, эндогенному режиму, включая и вулканизм. Но в целом они повторяют, только в более развитом и крупном виде, соответствующие обстановки внутренних и других морей (см. 19.6.1.6 и 19.6.2.1). На океанических побережьях гасятся, точнее разряжаются, самые мощные по энергии на Земле и импульсно-ударные по типу экзогенные процессы и события, что приводит к колоссальной *абразионной работе на крутых берегах*,

сопровождаемой крупнейшими обвалами, осыпанием, оползанием, *перемещением* на берег, от берега и вдоль берега огромных масс валунно-галечно-песчаного и более тонкого материала, из которого на *аккумулятивных берегах* формируются самые крупные *бары*, косы и пересыпи, а также подводные валы. Пример такого побережья — сложная система 90-мильного (160-километрового) бава на южном берегу Австралии в западной части штата Виктория, состоящего из трех параллельных баров шириной до 1—2 км каждый, разделенных такими же или более узкими лагунами (первый бар уже причленен к суше непосредственно), в которых накапливаются нефтематеринские илы, а рядом с ними — готовые песчаные коллекторы (бары). Такие бары — региональные по масштабам осадочные структуры.

Особый комплекс фаций разного уровня — *рифовые* побережья Австралии (северо-запад и северо-восток), Флориды, Кубы, Белиза (Р. Гинзбург) и др., частично описанные выше (см. 19.6.2.1). В них полнее развиваются коллювий известняковый, а также известняковые турбидиты, образующие предрифовые фации.

*Лагунные побережья океанов* чутко отражают все климатические зоны Земли — от полярных до аридных и влажных экваториальных — минеральным составом осадков (силикатным илистым, органическим сапропелевым, кремневым, известковым и эвапоритовым), но строение их везде практически одинаковое: полупроницаемый бар (коралловый, аккумулятивный песчаный или коренные породы островов), лагуна разных размеров и формы (изометричной или удлиненной вдоль берега и поперек его) и лагунное побережье (низменное гумидное или аридное, с крутыми коренными берегами и вулканическим побережьем). Вода лагун разная — от пресной и солоноватой до гиперсоленой, высаживающей полный набор эвапоритов, например в заливе Шаркбей на западном побережье Австралии. Фациальный план обычно циркумводоемный, а направленность смены фаций биполярная: зона наиболее соленых вод может быть у берегов или, наоборот, в центре лагуны, тогда к берегам эвапориты сменяются карбонатными хемогенными отложениями и даже биогермным бронирующим берега поясом, например строматолитами в Шаркбей. Впадение морской воды в проходах через бар или пресной воды в устьях рек деформирует концентрический фациальный план, заставляя изгибаться внутрь лагуны изогалы (линии равной солености).

Лагуны гумидных зон с их нормально морской или пресной водой накапливают богатые нефтепроизводящим органическим веществом осадки, вплоть до сапропелей, и являются нефтематеринскими.

*Приливные равнины* формируются под и над водой в зоне, так или иначе защищенной от слишком активной гидро-

динамики, и имеют мезорельеф амплитудой до 20—30 м (разница отметок поверхности приливных равнин или валов и дна каналов стока) и ширину зоны до первых десятков километров. В парагенезе помимо приливных участвуют волновые, прибойные, донно-флювиальные и другие ГТО и биоэлювий, а также панцири, почти исключительно известковые. Диагностические признаки и историко-геологическое значение (как документа существования океанов) даны выше (см. гл. 18).

*Заливы океанов* как фация, или обстановка, наиболее неопределенны. Небольшие заливы отличаются литогенетической однородностью отложений — четким доминированием в парагенезе, может быть на 75% и больше, одного ГТО — заливных тиховодных отложений (см. гл. 18). Когда доля заливных отложений как ГТО снижается до 50%, вероятно, можно говорить и о заливном парагенотипе ГТО и о фации-обстановке. Переход от ГТО к ПГТ, или фации, совершается при возрастании размеров залива, что можно уподобить развитию организма от зародыша, в котором органы еще сильно не наметились, к младенческому состоянию, когда организм четко дифференцирован на органы или части (фация или ГТО). Этот же критерий можно, вероятно, использовать и для проведения границы между заливом океана и краевым его морем: в последнем должны быть полно развиты не только ГТО заливного парагенеза, но и другие парагенезы-фации — литоральные, неритовые, батидальные, прибойные, донно-флювиальные, тиховодные и т. д. Решить проблему разграничения можно и другим методом: условиться на примерах-эталопах, что считать заливом, а что морем. Можно предложить Азовское море как минимальное море (уже не залив), так как в нем полно развит пояс-фация кос, прибойная (Арабатская Стрелка и др.), лагунная (Сиваш и др.) и центральная, в основном тиховодная, фации, и, кроме того, — две крупные дельты (Кубани и Дона). Эталонами залива могут служить Кандалакшский на Белом море и Петра Великого на Японском. Залив от лагуны отличается большей открытостью. Но Вискайский залив с литогенетической точки зрения не только не залив, но, вероятно, и не море, а океан: он слишком открыт, велик и глубок. Залив Карпентария на севере Австралии скорее всего море, т. е. рангом ниже Бискайского залива.

Заливы как фация от открытошельфовых отличаются ослабленной гидродинамикой, тиховодными или умеренно тиховодными осадками, переслаиванием не очень отмыченных глин и алевроитов с песками, часто без знаков ряби, с донной фауной, сильно или умеренно биотурбированными. К берегам центральная илистая фация сменяется более динамичными и грубозернистыми отложениями. Признаками заливов, вероятно, могут служить и в целом меньшая отмытость



песков от ила и не полная отмученность большинства глин. Заливная фация широко распространена и часто устанавливается в древних периодах. В заливах формировались нефтематеринские отложения, эвапориты и фосфориты (верхний мел и нижний палеоген Северной Африки, верхняя юра и нижний мел Русской плиты).

19.6.2.4. **Шельф океана** как крупная фация включает основную неритовую зону, к которой может присоединяться и побережно-морская, если она не сильно развита и не становится в этом секторе самостоятельной фацией ранга шельфа. Разновидностями шельфа в ранге крупных фаций являются рифовый и вулканический шельфы. *Неритовая* шельфовая фация разнородна по глубине, освещенности, динамичности, газовому режиму и осадкам. Генеральная фациальная структура включает помимо литоральной сублиторальную (до глубины 10—20 м) песчаную, мелководно-неритовую (от 10—20 до 40—50 м) глинисто-песчаную, среднеглубинно-шельфовую (50—100 м) песчано-глинистую, западинно-шельфовую (на разных глубинах) глинистую, нередко и песчано-глинистую, глубинно-шельфовую (100—150 м и глубже), в основном алеврито-глинистую, и окраинно-шельфовую, «бровковую», располагающуюся на бровке шельфа, часто весьма песчаную, фации. Кроме того, нередки фации поднятий, даже небольших (первые метры), но всегда отличающиеся от окружающих фаций погрубением материала, главным образом за счет конденсирования осадков и бентосных поселений.

В любых западинах образуется затишный, более или менее застойный режим редко вентилируемых волнением или течениями придонных вод, особенно если последние в «тени» возвышений. Осадки в них нередко сизые, темные, зараженные сероводородом. Изредка, может быть через десятки лет, при ураганах волнение достигает дна на всей поверхности дна шельфа (до 200 м и даже глубже этой бровки шельфа), что не только аэрирует придонные воды, но и формирует *темпеститы* — хаотичные отложения штормов. Обычные неритовые осадки — механогенные силикатные и биокластовые, планктоно- и бентогенные известковые и кремневые, нередко обогащенные органическим веществом, меньше хемогенные карбонатные, кремневые, возможно и железорудные; часто образуются панцири, биотурбиты, гальмиролититы и древний перлювий, а иногда и развалы. Диагностируются древние неритовые отложения трудно, по комплексу отмеченных признаков, биосу и, главное, по выявленной более обширной фациальной ситуации (от литорали к батиаля) и по реперным фациям (литоральным, песчано-барьерным, биогермам, банкам ракушняковым, окраинно-шельфовым, механогенным и элювиальным ГТО). Ископаемые морские отложения на материках в основном шельфовые.

**Биорифовый шельф** (более широко — **карбонатный шельф**) отличается вещественным составом осадков, а также рельефом и определяемыми им гидродинамическими, химическими и экологическими условиями осадконакопления. На барьерно-рифовом шельфе, как, например, на северо-востоке Австралии, из-за сильной отгороженности от открытого океана осадкообразование происходит в условиях довольно изолированного окраинного моря (Фейрбридж, 1950; Максвелл, 1964; Фролов, 1975, 1984; Уилсон, 1980; и др.). Рифовый барьер в Австралии длиной более 1500 км и шириной по вершинам рифов в 5—10 км возвышается практически на бровке шельфа, и его основной рост происходил в плейстоценово-голоценовое время: наращивание в высоту поспевало за эвстатическим поднятием уровня океана. Ширина барьера, напоминающего гребенку (ее досковидные зубцы протягиваются на 10—100 км, а зазоры-просветы в среднем 1—5 км), в основании превышает 50 км и слагается не только коралловыми биогермами, но и мощным грубым коралловым и известняковым коллювием (осыпями, обвалами, оползнями), особенно с внешней стороны (предрифовые фации), а у подножия — известняковыми и биокластовыми турбидитами. Лагунные фации (шириной 7—180 км) кораллового моря — известковые (и известково-силикатные у берега) планктоногенные, бентогенные и механогенные пески, алевролиты и пелиты, тонкослоистые и часто биотурбированные, слоистость горизонтальная, волнистая и косая. ГТО — тиховодные, волновые и флювиальные отложения, переслаивающиеся с известковыми панцирями и развалами, включающими в плане изометричные конические плосковершинные биостолбы диаметром 1—15 км (в основании до 20—30 км), нередко асимметричные, в плане серповидные, выпуклостью обращенные против господствующих течений, в Австралии — на юг и юго-восток (см. гл. 18). Многочисленны и разнообразны мезофации и мелкие фации как между рифами, так в самих рифовых массивах и постройках.

Карбонатные шельфы без ясно выраженных барьеров более открытые, помимо биогермов на них больше ракушечниковых банок, криноидных «зарослей» (особенно в палеозое и мезозое), обычны береговые рифовые фации. В более высоких широтах, вне зон массового рифообразования, карбонатные шельфы имеют менее расчлененный рельеф, менее разнообразные фации и по открытости, фациальной структуре и осадкам близки к обычным неритовым зонам. Само образование карбонатных шельфов обусловлено бессточностью суши, т. е. ее аридностью.

«**Вулканические шельфы**» узкие (до первых десятков километров), неглубокие, геологически молодые, образуются на грядах действующих или недавно действовавших вулканов, т. е. на островных дугах типа Большой Курильской, на

вулканических океанических хребтах типа Гавайского и одиночных вулканах. Их специфика — в массовой поставке химически незрелого, свежего эндогенного или ремобилизованного в стратиффере твердого, жидкого и газового вещества. Доминируют, однако, продукты экзогенной переработки и переотложения вулканического материала. Господствуют вулканитовые обломочные отложения разной крупности, поступавшие часто лавинно, а в них вкраплены лавы, экструзии, хемогенные и, в зависимости от климата, разнообразные биогенные, включая и биорифовые, и другие бенто-, а также планктоногенные осадки. Фациальная структура сложная.

19.6.2.5. **Фаии континентального склона** (глубины от 150—400 до 2000—3000 м), хотя и менее разнообразны и более выдержаны, чем шельфовые, но и они достаточно вариабельны, а осадки относятся в основном к батиальным (до глубин 2000 м) и частично к абиссальным. Главными условиями седиментации являются выдержанные уклоны дна в одном направлении и недоступность дна волнениям, даже порожденным наиболее катастрофичными ураганами, за исключением цунами. Уклоны дна от вертикальных (в каньонах) до весьма пологих, в первые градусы и минуты, местами дно горизонтально или даже имеет обратный уклон — свидетельство оползания и разбитости склона разрывами (листрическими сбросами и др.). Генеральные средние уклоны значительно меньше  $10^\circ$ , что не трудно вычислить по ширине склона и разнице отметок. Верхняя часть склона часто лишена осадков, которые здесь из-за крутизны и активной гидродинамики оказываются неустойчивыми и не отлагаются или, отложившись, смещаются дальше вниз.

Несмотря на отсутствие волн у дна, динамическая обстановка далеко не пассивная: помимо медленного стекания холодных вод многочисленны обвалы, оползания, солифлюкация и, самое характерное, — быстрые суспензионные, или мутевые, потоки (см. гл. 18 и 20), откладывающие у континентального подножия и в нижней части склона турбидиты и формирующие из них и других ГТО глубоководные конусы выноса нередко гигантских (свыше 3000 км) размеров (Леонтьев, 1968, 1982 а, б; Фролов, 1984, 1988; Никифоров, 1992; и др.).

В поперечном уклону направлении на континентальном склоне (КС) выделяются два геоморфологических элемента — каньоны и межканьонные участки — каньоноразделы. *Каньоны*, остающиеся еще в некоторой мере по происхождению загадочными, играют роль основного транспорта осадков с шельфа и вообще с мелководий на дно морей и океанов. Они и образуются обычно в этом процессе переноса — эрозии, приурочиваясь часто к тектонически ослабленным зонам, нередко общим с речными долинами (поэтому их раньше принимали за затопленные речные долины). Попе-

речной их профиль V-образный, стенки часто вертикальные, дно ступенчатое, средняя длина каньонов Мирового океана 50 км (Shepard, Dill, 1966) максимальная из обнаруженных — 370 км (южная часть Берингова моря), средний уклон дна 58 м на 1 км (у длинных — 8—13 м на 1 км; Никифоров, 1992, с. 441), глубина вреза — десятки и сотни метров. Вершины каньонов часто располагаются на шельфе, почти у берега (на изобатах в 50 м, например Бзыбский каньон на Черном море), где они перехватывают речные выносы и уносятся на подножие КС (см. рис. 20.6). На склонах каньонов происходят обвалы и оползни, которые провоцируют грязекаменные, зерновые и суспензионные потоки, наподобие снежных лавин в горах под действием силы тяжести разгоняющиеся до скоростей 70—100 км/ч и проходящие многие сотни километров.

На каньоноразделах транспортировка совершается оползанием, солифлюкцией, обвалами и осыпанием, нередко в виде разжиженного осадка и грязекаменных потоков, способных двигаться на склонах крутизной всего  $0,1^\circ$ . Обваливание и осыпание совершаются на крутых склонах. Крупнейший из обнаруженных обвал у Большой Ньюфаундлендской банки отложил конус мощностью 400 м и длиной 50 км. При землетрясениях обваливание рыхлых быстро накапливающихся осадков совершается даже при уклонах дна  $0,2—1,5^\circ$ , например в дельте Миссисипи (Никифоров, 1992, с. 437).

Осыпание песка и более грубых осадков похоже на течение, например пльвунное, происходящее при быстром сокращении объема пор (в результате сотрясений и других механических воздействий) и невозможности такого же быстрого ухода из них воды, что в осадке резко повышает давление, разрушающее сцепление между частицами, и осадок начинает течь, выжиматься (силлы, дайки) и выливаться дльвунном. Песок может течь и медленно — это пластическое течение есть разновидность подводного крипа, при котором зерна укладываются наиболее плотно, и тогда песок даже при сильных сейсмических толчках не разжижается, а способен удерживать углы откоса более  $45^\circ$  (Никифоров, 1992, с. 438). Так возникает еще один парадокс: на морском дне «сходные грунты оказываются более прочными, чем на суше, а крупные гравитационные смещения вероятны только в районах быстрого накопления осадков» (Никифоров, там же), укладываемых весьма рыхло.

Размеры оползней огромны и превосходят оползни на суше. Л. Г. Никифоров приводит данные Г. У. Менарда (1966) и других о крупных подводных оползнях. В дельте Магдалены (Колумбия), перекрывающей КС, оползень объемом  $3 \cdot 10^8$  м<sup>3</sup> имеет среднюю мощность 20 м и максимальную 60 м; на подводном склоне у г. Сува (о-ва Фиджи) опол-

зень соответственно имеет параметры  $1,5 \cdot 10^8$  м<sup>3</sup>, 30 и 100 м а у Сагами (Япония) —  $7 \cdot 10^{10}$  м<sup>3</sup>, 100 и 590 м. Латеральная протяженность крупных оползней 20—170 км, а в дельте Миссисипи один широкий (до 120 км) оползень продвинулся почти на 300 км и другой, шириной около 60—65 км, — на 200—210 км. Реализуются гравититы в основном на подножие КС.

Фациальный профиль КС, таким образом, начинается у бровки шельфа «*фацией неотложения*» (обнажаются более древние породы), по которой транзитом проходят осадки, сносимые с шельфа, или фацией маломощных осадков, эпизодически удерживающихся на крутом склоне или конденсирующихся здесь. Лишь в секторах с интенсивным терригенным питанием, как, например, против дельт Ганга—Брахмапутры, Маркхем (Новая Гвинея), Амазонки, Миссисипи или в ааленском веке в Дагестане (Фролов, 1965), верхняя часть КС перекрывается более мощными осадками проградационного дельтового склона. Однако и в этих случаях имеет место утонение толщины слоев к бровке шельфа как снизу, так и сверху, с шельфа.

Следующей, второй, *фацией* является пояс маломощных отложений в *средней части* КС, в основном гравитационных, а также планктоногенных и нефелоидных силикатных. *Нижняя часть* КС — третья фация — пояс интенсивного накопления турбидитов, гравититов и фоновых отложений, но все же уступающий по мощности следующей фации — континентальному подножию (см. рис. 20.6), которое можно рассматривать на более высоком иерархическом уровне, — равной фации КС, а в формационном смысле третья фация КС является краевой флишевого комплекса. При дефиците зернистого материала последний уменьшается в мощности, становится глинистым, аспидным (нижняя юра Кавказа, отчасти таврическая серия Крыма, кульм Тюрингии и др.). Из современных осадков это отвечает верхней части фации синего ила, в котором благодаря повышенному содержанию ОВ почти у поверхности создаются восстановительные условия, образуется гидротроиллит, сидерит и иногда глауконит. Синий ил, как и терригенный флиш, — свидетели гумидного климата суши, который таким образом отражается и в глубоководных осадках и формациях. На КС аридных поясов, например у берегов Западной Сахары или Эфиопии, Кении, Аравии, формируются маломощные известковые, в основном планктоногенные, осадки и формации. При массовом размыве латеритов на КС и его подножии накапливается красный, точнее коричневый, ил, а в зонах апвеллингов — глауконитовые илы и пески.

Диагностируются фации и осадки КС трудно и не столько по литологическим признакам, сколько по фациальной структуре, взаимоотношениям формаций и биосу: своеобразию

рыб и ракообразных — гипертрофированным глазам, громадной пасти (у рыб), длинным усикам (у ракообразных), — многочисленным головоногим и гастроподам (они только хищные и илоядные), разнообразным *Pleurotoma*, мелким, тонкой и нежной скульптурой *Fusus*, *Cassis*, *Pleurotomaria*, только лежащим на иле пеллециподам, тонкостенным пектенам, прозрачным, мелким *Cuspidaria* (они зарываются); преобладанию гладких брахиопод, разнообразию мшанок: многочисленным иглокожим (илоедам), одиночным и колониальным, но не каркасным (не рифообразующим) кораллам; многочисленным кремневым губкам, донным, часто агглютинированным фораминиферам (Наливкин, 1955, с. 479—480). Планктон обычный, общий. Признаком фаций КС может служить заметная терригенность вещества, обилие ОБ, биогенных элементов и минералов, генерируемых оазисами жизни в зонах *апвеллингов*; глауконита, фосфоритов и др. Многочисленны узловатые известняки типа «фации *Ammonitico Rosso*», панцири, гальмиролититы, развалы, перлювий и биотурбиты, т. е. все типы подводного элювия.

Особенность фациальной структуры КС — узкие фации, субпараллельность их берегу, маломощность, выклинивание к бровке шельфа и, следовательно, к берегу и, наоборот, быстрое нарастание мощности от берега, парагенез с гравититами и турбидитами формациеобразующих масштабов, частый переход во флиш или глубоководные планктоногенные формации. Осложняют фациальную структуру серии продольных простирацию склона впадин и поднятий, обычно возникающих по сбросам или как обвалы и оползни (и сбросы нередко листрические, соскальзывающие, сериальные). Обычна оползневая гравитационная складчатость. Во впадинах-ловушках накапливаются турбидиты, гравититы и другие отложения, на поднятиях — биобентосные, перлювиальные и другие элювиальные образования, включая нодулярные известняки, фосфориты и глауконититы, а также железомарганцевые корки.

19.6.2.6. **Фации континентального подножия (КП)** не только в гумидных, но и в аридных условиях отличаются повышенными или даже наибольшими мощностями отложений (до 10—20 км), а следовательно, и большими скоростями накопления. Общая обстановка КП расчленяется на фации среднего масштаба — конусы выноса, межконусовые пространства и зону контурных или других продольных течений. *Глубоководные конусы* (см. рис. 20.6), открытые океанологами в 50—60-е годы, формируются в основном турбидитами и гравититами, поставляемыми каньонами КС (см. гл. 18; 19.6.2.5), с участием планктоногенных отложений и достигают длины 3000 км (Бенгальский конус). Наклон поверхности конусов до нескольких градусов, мощности километровые, часто превышающие 10 км (12 км у Бенгальского

конуса). Суспензионный поток, выходя из каньона, растекается веерообразно (отсюда конусы называют и фэнами, т. е. веерами) серией русел, обычно четко обвалованных (массовая разгрузка вблизи русла), глубиной до 100—150 м и протяженностью до 2700 км (главная долина Бенгальского конуса; Никифоров, 1992, с. 441). Так как турбидные потоки сходят редко, иногда через десятки тысяч лет, то в промежутках условия на поверхности конуса спокойные, идет садка нефелоидной мути или планктоногенного материала, биотурбирование и переотложение контурными и другими донными течениями, а также изредка, главным образом при землетрясениях, происходят излияния пльвунов («флюксо-турбидитов» в нашем толковании). Фауна аналогична таковой КС (см. 19.6.2.5), только беднее. Сход мутевых потоков и грубых гравититов учащается в ледниковые периоды, когда вследствие эвстатического понижения уровня океана на 100—150 м речные выносы приближены к бровке шельфа, и этот материал чаще сбрасывается в каньоны. Конусы нередко сливаются на флангах и образуют сплошной флишевый пояс, как, например, в Гвинейском заливе Атлантического океана.

*Межконусовое* КП, главным образом в аридных зонах (см. 19.6.2.5 и гл. 20), обозначается медленной планктонной, чаще всего известковой, реже диатомовой или радиоляриевой седиментацией абиссального типа (см. 19.6.2.8). В гумидных зонах накапливаются темные (серые и синие) гемипелагические илы — дистальные фации турбидитных конусов и нефелоидные осадки.

*Фация зоны контурных течений* (КТ), генерируемых меридионально растекающимися тяжелыми холодными придонными водами от полярных зон к экватору и далее в другое полушарие, силами Кориолиса прижимаемых к КП, обычно совпадает с дистальной фацией турбидитных конусов и характеризуется подвижностью вод, обеспечивающей аэрацию у дна, нормальное развитие глубоководной фауны и переотложение глинистых, алевритовых, а иногда и тонкопесчаных осадков и формирование особого ГТО — *контуритов* (см. гл. 18) — сортированных или отмученных горизонтально- и косослоистых илистых и тонкопесчано-илистых отложений мощностью до многих десятков и, возможно, сотен метров. Помимо основных терригенных и вулканогенных компонентов в них участвуют и планктоногенные фоновой седиментации.

**19.6.2.7. Фации глубоководных желобов (ГЖ)** — материковый склон, дно желоба и океанический склон (см. рис. 20.1). Материковый склон, чаще всего являющийся склоном островной вулканической или авулканической дуги, крутой (до 20—30° и участками больше), обычно ступенчатый, с продольными грядами и впадинами и поперечными

уступами, высокий (до 11—12 км, если считать и высоту надводной части), с узким шельфом или без него, с интенсивной терригенной или вулканотерригенной седиментацией: преобладают коллювий всех типов, турбидиты, грязекаменные и зерновые (песчаные) потоки, тефровые туфы и фоновые отложения, включая и ледово-морские (айсберговые и припайные). В этот парагенез вкраплены гидротермальные отложения и разные типы подводного элювия и ракушняковые слои и линзы. Обычно отложения четко слоисты и цикличны, часто нарушены оползневыми складками и брекчированы, заключают олистостромы (до 100 м и больше). Нередки биотурбации. Режим осадконакопления пульсационный, обусловленный частыми землетрясениями, цунами и неустойчивостью крутых склонов, обычными подвижками на них, например листрическими сбросами, обвалами и оползнями. Пески спускаются на глубины 5 км; ниже — фацция алеврито-пелитовая.

Дно желобов относительно выровненное, но представляет собой цепочки впадин, разделенных перемычками. Самая глубокая из обнаруженных впадин — Марианская на западе Тихого океана, глубиной  $11\ 034 \pm 50$  м, т. е. на 5—6 км ниже средней глубины дна котловин океанов (всего желобов известно 26, из них 21 — в Тихом, 4 — в Атлантическом и 1 — Яванско-Суматринский — в Индийском). На дне желобов обстановка тиховодная, часто застойная, хотя обычны и продольные течения наподобие контурных, нередко довольно сильные, формирующие пески с косой слоистостью. Установлены и продольные мутевые течения, формирующие турбидиты. Фауна бедная, но известна на самых больших глубинах: в Курило-Камчатском желобе 6 видов на глубине 9900 м.

Осадки глинистые, отмученные и алевритовые, обычно бескарбонатные, но иногда с известковыми песками (в желобе Пуэрто-Рико на глубине 8300 м), которые были поданы в массовом количестве спазматическими течениями и потому не растворились; фоновые осадки бескарбонатны ( $\text{CaCO}_3$  всего 0,2—0,8%), и это красные (!) глины, ритмично переслаивающиеся с известковистыми биокластовыми песками (фауна шельфовая). В других желобах пески силикатные, обычно вулканитовые. Нередки туфы. Формационно это только *флиш*.

Океанический склон желоба более пологий и менее высокий (1—5 км), условия более стабильные и однообразные, осадки илстые, нередко кремнистые, со следами подводных оползаний с туфовыми прослоями.

Большие глубины нивелируют условия, фацции и осадки желобов разных широт, но некоторую климатическую отметку делают известковые турбидиты. Впрочем, желоба в самые



высокие широты не заходят, а тяготеют к тропическим зонам и большей частью имеют меридиональное направление.

19.6.2.8. **Фации океанического дна** разнообразны — из-за сложного рельефа, огромных пространств и диапазона широт. Типично океаническими можно считать лишь абиссальные осадки дна котловин, которые также фациально и литологически неоднородны. Кроме них многочисленны и разнообразны фации обрамления котловин — вулканических и невулканических хребтов, поднимающихся нередко над уровнем океана и увенчанных биорифами; особые фации — зоны трансформных разломов, одиночные вулканы и гайоты. Срединно-океанические хребты — отдельный комплекс крупных фаций, который можно противопоставить океаническому дну.

*Ровное дно котловин* (см. рис. 20.1) выше критической глубины (в среднем 4500 м) для карбонатов (КГК), покрыто известковым кокколитофоридовым и фораминиферовым илом, как правило биотурбированным, нередко переотложенным донными течениями (знаки ряби течения), а на возвышениях, даже малых, в той или иной мере сконденсированным. В высоких широтах, но главным образом ниже КГК (на глубинах 4300—8200 м), известковые осадки фациально замещаются биокремневыми — диатомовыми (Приантарктический пояс и северная часть Пацифики, см. гл. 3) и диатомово-радиоляриевыми (экваториальный пояс Пацифики и Индийского океана), а также, главным образом, красными пелагическими глинами с железомарганцевыми конкрециями (см. гл. 3 кн. 1 и гл. 18, 20). Все пелагические отложения океанического дна маломощны и часто не способны выровнять не только мезорельеф, но и мелкие его формы. Это отражается в фациальной изменчивости разного уровня и характера: тиховодные во впадинах или в тени холмов и гор сменяются в разной степени динамичными условиями на склонах, вершинах и «наветренных» сторонах последних; условия выше КГК увеличивают скорость роста вверх этих участков за счет карбонатной седиментации и тем самым усиливают контрастность рельефа, пока движения воды не остановят процесс конденсированием осадков; варьируют и химические и биологические условия. Дно котловин хотя и похоже на плиты платформ, но оно живет тектонически более активно: движения по разломам разного порядка постоянно оживляют рельеф и фации. Эти различия отражаются даже на форме, количестве и составе ЖМК и корок. Генетический спектр отложений дна котловин небольшой: господствуют планктоногенные и гальмиролитические (красная глина) образования, меньшую роль играют туфы, перлювий, панцири и айсберговые образования, а на компонентном уровне заметно участие эолового, вулканического и косми-

ческого материала. В ископаемом состоянии на материках отложения океанических котловин неизвестны.

*Фашии дна* океанических котловин со *среднерасчлененным* рельефом (горы и уступы более 100—200 м и, вероятно, до 500 м), т. е. фашии *холмистого* дна, отличаются от фашии ровного дна большей пестротой, разнообразием и изменчивостью. Возросшие градиенты рельефа приводят к образованию гравитационного коллювия и местных турбидитов, чаще всего карбонатных или кремневых, а более амплитудная разрывная тектоника — к появлению металлоносных осадков гидротермального генезиса. Чаще развиваются перлювий, панцири и другие типы подводного элювия. Богаче и разнообразнее биос и заметнее его влияние на фашии осадков.

*Фашии зон трансформных разломов* еще более разнообразны и контрастны. Вертикальные или крутые уступы (до 1—3 км) активизируют гравитационные (обвалы, осыпи и т. д.), элювиальные (захватывающие и базальты), биологические, гидротермально-химические и флювиальные процессы и формируют соответствующие образования: от фашиально изменчивой элювиальной красной глины до металлоносных осадков, гравититов, местных турбидитов, биогенных отложений и даже глубоководного карста. Концентрация ЖМК здесь наибольшая, а их качество наилучшее, как это показали российские и американские детальные исследования в зоне трансформных разломов Клариион—Клиппертон Восточной Пацифики.

*Фашии отдельных гор, вулканов, хребтов* (вулканических и авулканических) пестры, изменчивы и разнообразны и в общем легко предсказуемы; расчлененный рельеф, крутые склоны, большие высоты обуславливают вертикальную зональность биоса, особенно его бентоса и нектона, большое его воздействие на породы дна и осадки (подводное выветривание), большую биомассу: почти всегда образуются апвеллинги; развитие коллювиального перемещения материала и формирование на склонах и подножии гравититов, турбидитов. Вынос вулканического материала и тепла накладывает на чисто экзогенные условия специфические черты и формирует вулканоосадочные отложения, а гидротермальные преобразования по типу метасоматоза — вулканоэлювий. Фашиальный план *концентрический*, зональный, контролируемый рельефом (батиметрией), биосом, гидродинамикой (вертикальными и горизонтальными перемещениями водных масс) и вулканической активностью. Фоновые отложения известковые и кремневые, обычны железомарганцевые корки и конкреции, фосфориты и глаукониты.

*Фашии островов* делятся на субаэральные и подводные и сильно меняются по климатическим зонам. В надводных условиях формируются латеритные и другие коры выветрива-

ния, коллювий, субтерральные, эоловые, ледниковые, аллювиальные, болотные и другие образования. Прибрежные отложения представлены лагунными, прибойными, приливными, волновыми, донно-флювиальными, дельтовыми, мангровыми биорифовыми, биостромовыми, ракушняковыми и другими отложениями и панцирями (известковыми, доломитовыми, фосфоритовыми). В тропической зоне при нисходящих движениях дна или эвстатических поднятиях уровня океана образуются атолловые рифы, а при противоположных их движениях — береговые, террасированные рифы. В центре атоллов — лагуны (до 50 км в диаметре и больше) со своей концентрической фациальной структурой и лагунными отложениями. На вулканических островах экзогенный фациальный план интерферирует с вулканическими фациями, что создает сложную фациальную структуру с концентрическими и радиальными элементами.

**19.6.2.9. Фации срединно-океанических хребтов (СОХ)** формально включают все известные на Земле и континентальные (на островах типа Исландии, Пасхи, Азорских и других или материках, как это имеет место в Калифорнии) и подводные обстановки: рифтовые долины, вулканических цепей, поверхности хребтов, их склонов и подножий, а также разломных зон. Каждая из них состоит из более мелких, частных фаций нескольких уровней. Они подобны или тождественны описанным выше в различных обстановках, и поэтому специальное описание здесь опускается. Необходимо отметить лишь отличия и новые фации. Из последних выделяется прежде всего *осевая фация* — *продольные рифтовые долины* шириной в километры — первые десятки километров, глубиной в сотни и тысячи метров, с вертикальными и ступенчатыми бортами и поперечными перемычками, с застойными и подвижными водами нормальной морской и повышенной (гидротермальный подогрев) температурой, с эффузивными (выжимание базальтовой лавы, редкие эксплозии, гидротермальные элювиирование и источники), коллювиальными (обвалы больших масштабов, осыпи и др.), химическими и биологическими, а также механическими и экзоэлювиальными процессами. Здесь больше гялокластитов, лаво-кластитов и недавно (с 1977 г.) открытых уникальных гидротермальных построек — «черных и белых курильщиков» — колонн и конусов до сотен метров высотой, сложенных сульфидами, сульфатами, металлами и другими гидротермальными минералами и несущих своеобразный биос с крупными трубчатыми организмами вестиментиферами и симбиотически связанными с ними хемосинтезирующими бактериями (см. гл. 18).

*Поверхность хребтов* покрыта почти исключительно планктоногенными известковыми и отчасти кремневыми осадками, мощность которых увеличивается к флангам СОХ как

за счет большей длительности биоседimentации, так и вследствие механического перераспределения на склонах, включая и турбидитный процесс. Поперечные, трансформные разломы, сопровождающиеся сбросами, сдвигами и раздвигами, приводят к формированию соответствующих тектонитов, седиментитов и вулканитов, включая металлоносные осадки, ЖМК, фосфориты и глауконититы.

**19.6.2.10. Некоторые специфические фации**, хотя они нашли свое место в классификации (см. гл. 5.5.2 кн. 1, с. 272—274), обычно рассматриваются отдельно (Крашенинников, 1971, 183—191). Так, Арктический океан уникален не только полярным и субполярным положением, но и осадками, которые практически только терригенные, поставляемые в избытке реками с самой обширной гумидной суши и разносимые одним генеральным течением от Берингова пролива к Гренландии (с востока на запад) и льдами. Обычных океанских фаций и осадков нет.

Черное море — самый яркий пример водоемов с сероводородным заражением (ниже глубины около 150 м), без бентоса и инфауны в бескислородной зоне и осадками с тончайшей сезонной слоистостью. Почему ее нет в осадках других водоемов с нормальным газовым режимом? Фациальная структура как этой, так и кислородной зон определяется биопродуктивностью последней и гидродинамикой, т. е. обычными факторами, и план ее в целом концентрический.

Красное море уникально не только металлоносными осадками, но и глубоководными высокотемпературными (выше 60°C) рассолами.

## **19.7. НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ФАЦИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ**

Фации были предложены А. Грессли для решения прежде всего практических задач стратиграфии (для корреляции разрезов), и они вскоре были использованы для теоретических, палеогеографических построений (определения положения древних береговых линий и восстановления палеогеографических, палеоокеанологических обстановок). Первые палеогеографические карты (юра, середина XIX в.) также создавались для обобщения стратиграфического материала и, по методу обратной связи, ориентировали стратиграфические построения и исследования на основе рабочих гипотез о распределении суши и моря. Но всё больше они решали прямые палеогеографические, палеоэкологические и палеотектонические (Карпинский, 1887) задачи. Без фаций, фациального анализа и построенных на их основе палеогеографических карт невозможна геология как наука, невозможна и геологическая практика — прежде всего поиски полезных ископаемых. Последние в осадочных породах формируются

в соответствии с географической зональностью прошлого, и поэтому их поиски ведутся по палеогеографическим картам и другим реконструкциям. Даже их разведка и оценка запасов производятся на основе или с учетом палеогеографии, что позволяет не только правильно ориентировать поиски и разведку, но и экономить время и средства. Очевидный и очередной парадокс геологии, когда не «прочные» факты, а домыслы, гипотезы и спекуляции направляют практику геологических работ, да еще и экономят на них, объясняется тем, что исследования, поиски и разведка ведутся с их помощью не вслепую (по методу «дикой кошки»), а на основе теоретической базы, пусть во многом гипотетичной и субъективной, но постоянно, в том числе и при данных исследованиях, объективизирующихся, уточняющихся и совершенствующихся. При этом они проверяются по принципу «практика — критерий истины».

Определение условий образования осадочных пород, руд, формаций, восстановление обстановок осадконакопления разного ранга и палеогеографических зональностей проливает больший свет на их природу и даже состав и строение, чем изучение их морфологических свойств, а это в свою очередь позволяет решать более общие научные задачи: реконструировать геологические обстановки и тектонические движения, вулканизм и внешние факторы эволюции жизни, историю формирования стратисферы и земной коры и эволюцию Земли, в особенности ее экзосферы.

Фациальный метод по своим возможностям один из основных и фундаментальных в геологии, а его применение «безразмерно» — от изучения субмикроскопических фациальных вариаций слоя до фациальных структур региональных единиц — формаций — и далее до глобальной зональности Земли. Он, таким образом, входит как один из основных рабочих методов практически во все науки о Земле — от геохимии (геохимические фации и обстановки) до геотектоники и геофизики (тектонофации и сейсмофации и др.). Но сердцевина фациального метода — выявление фациальной структуры геотектонических структур, следовательно — выделение региональных стратиграфических единиц и восстановление палеогеографических обстановок их формирования.

---

## **ФОРМАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ**

Минералы, слагая земную кору, редко бывают «свободными радикалами», а крепко связаны в составе породных тел. Так и осадочные породы залегают не изолированно, а в виде более или менее четко оформленных ассоциаций — парагенезов разного типа и масштаба: циклитов, фаций и формаций. Хотя можно сказать, что земная кора состоит из минералов, но более правильно — она слагается горными породами, а еще более точно — формациями горных пород. Это позволяет многоуровневую вещественную структуру земной коры выразить сверху вниз так: земная кора состоит из геологических формаций, которые в свою очередь состоят из ассоциаций, или парагенезов, пород (циклитов, фаций), а они слагаются горными породами, состоящими из минералов. Есть и более крупные и сложные структурные единицы — серии формаций, или формационные ряды, геотектонические комплексы, геоблочки и др. (см. гл. 16), так же как и более элементарные: химические соединения, элементы, элементарные частицы и т. д. (см. табл. 16.1). Каждый из этих уровней изучается определенной наукой. Литология в настоящее время охватывает средние уровни — пород и формаций. Каждый из этих уровней характеризуется не только большей сложностью и большими размерами по сравнению с их составляющими, но и появлением новых, так называемых эмерджентных (не наблюдавшихся на более низком уровне или в механической смеси элементов более низкого уровня, например минералов — для уровня пород) свойств, что делает уровень организации вещества *системой*. К системам применим системный анализ (см. 16.1).

### **20.1. ИСТОРИЯ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА**

С середины XVIII в. геологическая мысль пыталась термином «формация» и близкими к нему «горными сериями», «горными членами», а в конце XIX в. и «крупными фациями» и другими выразить различные стороны крупных геологических тел (регионального и субрегионального масштаба):

морфологическую, или структурную, целостность, разновозрастность, ту или иную вещественность, способ и условия образования, тектонический режим, стадии развития, связь с полезными ископаемыми и т. д.

Представление о *региональных стратиграфических комплексах слоев* (цехштейн, медистые сланцы, ротлигендес и др.) и о их смене во времени в разрезе Тюрингии разработали И. Г. Леманн (1756, 1779) и Г. Х. Фюксель (1762). Последний дал им общее, типовое название — *«горные серии»*, под которыми понимались комплексы пород (слоев), образовавшихся в одинаковых условиях и в одну и ту же эпоху. Таким образом в них осуществлялось единство трех составляющих историко-геологических понятий и тел: времени (эпоха, этап), места (регион) и условий (палеогеологическая обстановка). Неясно, какое значение Г. Х. Фюксель придавал петрографическому составу — четвертому критерию и признаку; скорее всего, за два десятилетия до А. Г. Вернера (1781 г. и позже), — еще не решающее, хотя и не второстепенное. Первые три критерия делают горные серии Г. Х. Фюкселя полноценными историко-геологическими телами, т. е. реальными крупными (геологическими) «кирпичами», из которых построены горы, *конкретными региональными формациями* в современном понимании.

Это региональное содержание горных серий расширил и одновременно трансформировал А. Г. Вернер (1781), выделив два самостоятельных понятия с новыми терминами «горный вид» и «формация». Историко-геологическая и структурная целостность горных серий Г. Х. Фюкселя у А. Г. Вернера отходит на второй план. Соответствующее понятие конкретной формации называется им *горным видом* и трактуется как проявление, реализация или пример общего формационного типа — формации. Акцентируется внимание именно на общем представлении о *формации*, превращающейся в *абстрактное* понятие *типа* — прежде всего *петрографического*, а также *генетического* и *геоисторического*, однако умозрительного: как бы предписывалось Земле образовывать только граниты (гранитная эпоха), затем только сланцы (сланцевая эпоха), только граувакки (еще эпоха) и т. д. Таким образом, у Вернера можно найти истоки всех основных последующих и нынешних представлений о формациях: регионально-стратиграфического («горный вид») и общего исторического («формация»), петрографического (та же «формация») и генетического (снова «формация»), представлений о конкретной формации («горный вид») и формационном типе («формация»). Практически у него «оказались непосредственно связанными», как бы слитыми вместе, не только «представления о формации как о конкретной региональной историко-геологической единице и представлении о формации как об историко-геологическом типе отло-

жений», но и петрографическое и генетическое понимание. Однако это было достигнуто «искусственным путем — догматическим возведением частной, региональной (тюрингской) последовательности формаций в ранг общего закона» смены эпох образования отложений определенного петрографического типа (Леонов, 1974, с. 446—447). (Надо помнить, что Вернер был главным непунистом и считал, что и граниты отложились из морской воды в свою, гранитную эпоху). В дальнейшем эти разные стороны «одного» понятия стали развиваться отдельно, как самостоятельные и разные представления, какими они и являются (см. Вассоевич, 1966; Леонов, 1974).

Стратиграфическое содержание «формации» постепенно, под натиском новых методов (биостратиграфических и идей — биоэволюционных, катастрофических и др.) оттеснялось на задний план и наконец 2-я сессия Международного геологического конгресса (МГК) (1881 г.) *исключила* термин «формация» из стратиграфической терминологии. Лишь геологии США не подчинились решению, и в англоязычной литературе, а в настоящее время во многих других, кроме русской, «формация» употребляется для литостратиграфических единиц (см. гл. 16).

В генетическом значении «формацию» использовал К. Прево (1838—1839; см. гл. 18 и 19) для обозначения отложений того или иного генезиса. Развивая генетические представления А. Броньяра и Ж. Кювье, он различал аллювиальную, наземную, морскую, флювиоморскую, пелагическую и другие формации, близкие к генетическим типам у русских геологов. Хотя классификация формаций К. Прево непоследовательна, она все же служила основой в западно-европейской геологии для развития генетического понимания формаций (Ренестье, 1884, 1897; Бертран, 1894, 1897 и др.).

Успехи развития петрографии заставляли многих геологов, особенно «вещественников», видеть сущность формации в однородности *литологической*. Так понимал формацию, или «горный член», К. Ф. Науман (1850—1854), хотя ни Г. Х. Фюксель, ни Л. Фон Бух (1809) не сводили формацию к петрографическому понятию, а допускали ее вещественную неоднородность и даже тождественность породного состава у разных формаций, по аналогии с понятием «дом» (см. гл. 20.2 и 16). Таким образом, и здесь происходило снижение формационного уровня мышления и низведение формации до литологического понятия, т. е. снова развитие шло в направлении формаций геологов США (Code..., 1961; Classification..., 1933).

Так же деградировало и представление об *историко-геологической* и *структурной целостности* формаций. Казалось бы, после успешного шествия по миру гресслиевского мето-



да фаций формацию надо понимать как сложный ансамбль фаций, сочетающихся друг с другом по определенным законам и создающих внутри формации фаціальную структуру. Но тогда геология не была готова так соподчинить фации и формации. И это направление развивалось в сторону литологического понимания формации — как петрографического однородной толщи, что низводило формацию до фации.

Так, богатое содержанием представление о формациях конца XVIII в. и начала XIX в. в связи с крушением основных вернеровских концепций и с переходом геологии на биостратиграфическую основу вырождается в середине XIX в. в широкое и неопределенное понятие, чаще всего выражающее литологическую однородность, и «формация» фактически становится термином свободного пользования. Ч. Ляйель (1866) отмечал это словами: формация — это что-то общее по возрасту или генезису или петрографическому составу. Парадоксальность состояния представлений о формациях в том, что все основные стороны, содержащиеся в вернеровском понимании, получили прогрессивное развитие, а само исходное понятие деградировало и выродилось в малоценное и методически беспомощное литологическое. Впрочем, в этом парадоксе просматривается общий характер геологических законов.

Новое «дыхание» представление о формациях получило в конце XIX — начале XX в. Импульс дали развитие метода фаций и тектоника, что наиболее сильно выразилось у М. Бертрана (1894, 1897). К этому времени у многих геологов понимание фаций отошло от гресслиевского или вместе с относительным (по А. Грессли, см. гл. 16 и 19) пониманием этот же термин использовался также для обозначения общего генетического понятия — отложений определенного генезиса, точнее — определенных обстановок (по И. Вальтеру и др.). Последнее понимание делает фацию типом, что дает возможность их классифицировать и различать рангом. Альпийские геологи, главным образом тектонисты, все чаще обращали внимание на закономерности смены типов отложений в структуре Альп, например флиша, молассы и аспидной ассоциации, которые выделялись, как *крупные фации*, или *формации*. Они долго считались синонимами, зачастую не различались даже размерностью. Чаще даже в формационном значении употреблялась «фация», под которой понималось крупное геологическое тело более или менее однородного литологического состава, отвечающее определенной тектонической (тектонические фации М. Бертрана, орогенические фации П. Арбенца) или палеогеографической (ландшафтные фации Е. Реневье, И. Вальтера, Э. Ога, а потом А. А. Борисяка, В. А. Обручева, Д. В. Наливкина, В. И. Попова и др.) обстановке.

Чтобы избежать однозначности «фаций» и «формаций», в начале и середине XX в. их стали различать *количественно*. Чаще всего фацию, как более мелкую единицу, подчиняли формации («формация состоит из фаций»). Качественно же они тождественны и аналогичны формациям геологов США, т. е. они отличались большей или меньшей литологической целостностью или однородностью, но в историко-геологическом отношении такой целостностью не обладали, так как в лучшем случае были лишь литостратиграфическими, но не регионально-стратиграфическими единицами, были, следовательно, только частями последних, и поэтому не представляли этап геологического развития целостной региональной структуры. Это были литоформации, но не геоформации. От них берут начало многие современные направления в понимании формаций, например Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, В. И. Драгуновым, В. М. Цейслером и большинством геологов съемщиков и тектонистов.

20—30-е годы XX в. — период некоторой потери интереса к формациям. Это можно объяснить конкуренцией фаций, все усиливающимся распространением американского применения термина и господством структурно-тектонического подхода и биостратиграфии. Однако уже в 1938 г. независимо друг от друга три советских геолога — Н. С. Шатский, В. И. Попов и Н. Б. Вассоевич — предприняли успешную попытку возродить формационный подход, причем сначала он был в основном бертрановским. Начиная с 1945 г. он становился важной основой тектоники, но одновременно бурно развивался в разных направлениях: палеогеографическом (Д. В. Наливкин, В. И. Попов, Н. М. Страхов и др.), стадийно-тектоническом (Н. Б. Вассоевич, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин и др.), генетическом (Л. Б. Рухин, В. Т. Фролов и др.) и т. д.

По проблеме геологических формаций проводится много Всесоюзных совещаний. В 1953 г. в Новосибирске состоялась первая конференция (Материалы..., 1955), зафиксировавшая в резолюции три направления в изучении геологических формаций: 1) тектоно-стратиграфическое (М. А. Усов, В. П. Казаринов, М. К. Коровин и др.), развиваемое западносибирскими геологами и литологами; 2) литологическое, или петрографическое (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, В. М. Цейслер, В. И. Драгунов и др.) и 3) фациально-палеогеографическое (В. И. Попов и др. — ташкентская школа). В действительности направлений было больше, ибо фундаментальные работы по формациям дали В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов и многие другие, что трудно уложить в какие-то формально выделенные направления. В 1961 г. была создана комиссия по изучению формаций и проведено совещание по осадочным и вулканогенным формациям. Впоследствии они проводились почти регулярно.

На совещании 1968 г. в Ленинграде (ВСЕГЕИ) рассмотрены теория и методы учения о геологических формациях.

Обзоры истории развития представлений о формациях даны Н. П. Херасковым (1952), В. И. Драгуновым (1966), Н. Б. Вассоевичем (1966), Г. П. Леоновым (1974), Л. Б. Рухиным (1969), В. Т. Фроловым (1984) и авторами двухтомного терминологического справочника «Геологические формации» (1982).

## 20.2. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ФОРМАЦИОЛОГИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Хотя разноречивой в понимании формаций за последние 20 лет снизился, основные толкования сохранились. Современное состояние учения о формациях — *формацологии* — характеризуется, с одной стороны, признанием историко-геологического характера формаций, а с другой — пониманием формации большинством геологов чисто литологически, вещественно, как парагенеза пород, т. е. как породной однородности. Этим молчаливо признается то, что парагенез пород или просто горные породы имеют определяющее историко-геологическое значение. Так ли?

Отрицательно ответить на вопрос не трудно, хотя убедить в этом оказывается очень не легко: мешают консерватизм мышления и укоренившиеся привычки. Для ответа можно рассмотреть *сущность* формации *на ясных конкретных примерах*, а это, бесспорно, флиш, моласса и шпир.

*Флиш* петрографически бывает терригенным (песчаным, алевроитовым, дресвяным, конглобрекчиевым и конгломератовым, а также глыбовым) кварцевым, граувакковым и иным, глинистым, вулканитовым, известняковым, кремневым и даже техногенным, т. е. почти *любым*, а *формационно он один*. Следовательно, вещественный состав (парагенез пород) не выражает сущности флиша как формации и не может быть решающим признаком при его диагностике и выделении.

Сущность флиша больше выражают особенности строения в разрезе и на площади, в частности характерная цикличность (циклитовость), единая во всех петрографических типах флиша, как правило, тонкая, правильная, из-за чего разрез исключительно монотонен. Однако и эта четкая морфологическая сторона не дает полной уверенности при отнесении циклитовых толщ к флишу, так как такую же циклитовость имеют многие части шпировой и молассовой формаций, а с другой стороны, и флиш часто наполовину или больше бывает и грубоциклитовым. Хотя шпир и моласса чаще грубоциклитовы, а флиш тонкоциклитовый, но с какого порога содержания грубых (или тонких) циклитов считать формацию молассовой или шпировой, а с какого — фли-

шем? Такую норму никто не предложил и ее нельзя найти, ибо чисто количественными критериями эти и другие формации не разделить. Неопределенность признака строения ясно демонстрируется и использованием таких неопределенных терминов, как «флишоид» и «молассоид».

Флиш, однако, как формация полностью определяется генетическим составом — набором, или парагенезом, генетических типов отложений, из которых турбидиты, другие близкие к ним спазматические (зерновые и щербнистые потоки) и обвально-оползневые накопления (олистостромы) обязательны, формациеобразующи; ихнитолиты (биотурбиты) и планктоногенные отложения обычны, донно-флювиальные и туфовые возможны и иногда часты, а угли, прибойные, волновые и другие прибрежно-морские, мелководные и континентальные запрещены, т. е. всегда отсутствуют. *Совмещение разнородных* (генетически не близких) отложений в одном разрезе, воспроизводство этого специфического и устойчивого во времени парагенеза возможны лишь в определенной геологической обстановке (она и является причиной парагенеза), у подножия крутых склонов на значительной глубине, во всяком случае ниже базиса действия волн (иначе не сохранились бы верхние тонкие осадки циклита), в условиях подвижного тектонического режима с практически обязательными землетрясениями и при достаточно обильном питании осадочным материалом и на разных стадиях развития бассейна седиментации и обрамления.

Так же обстоит дело и с молассой, шлиром и другими осадочными формациями. От флиша они отличаются парагенезом ГТО и породившими их геологическими обстановками, хотя петрографически, по набору пород, часто ему тождественны. *Моласса* — геоформация, сложенная пролювиальными, аллювиальными, озерными, эоловыми и другими континентальными отложениями, формировавшаяся при активном тектоническом режиме у подножия гор или на некотором расстоянии от них с быстрым компенсированным и перекompенсированным (т. е. с обильным питанием осадочным материалом) прогибанием области седиментации. *Шлир*, или шлировая формация, сложен прибойными, подводно-аллювиальными (дельтовыми), мелководно-флювиальными, волновыми, лагунными и другими побережными (морскими и континентальными) отложениями, накапливавшимися при активном тектоническом режиме у подножия гор или вдали от них с быстрым компенсированным (обильным осадочным материалом), местами и некомпенсированным прогибанием области седиментации. Аналогично определяются и другие формации.

Все приведенные примеры показывают, что историко-геологическая сущность геоформаций выражается теми или иными парагенезами ГТО, отражающими определенную

*геологическую обстановку* (ГО) их формирования — причину образования формаций, т. е. тектонический режим, климат и порожденный ими рельеф. В данных трех случаях ГО во многом однотипна — активный тектонический режим (быстрые воздымания области питания, быстрые опускания области седиментации, тектонические движения однонаправленны, не «колебательные»), высокие склоны, обильное питание осадочным материалом и хорошая его доставка. Различаются эти три формации средой — водной, переходной и континентальной, что в основном определяется соотношением скорости прогибания и скорости поставки осадочного материала, чем и обуславливается три типа соотношения и три типа среды: некомпенсированность и глубоководность (флиш), в основном компенсированность, побережность и глубоководность (шир) и перекомпенсация и континентальность (моласса). В сущности и в схеме здесь имеет место проявление одной тектонической обстановки, но на разных гипсометрических этажах, что выражается в трех поясах конусов (или вееров) выноса в основном русловыми потоками: пролювиальных, дельтовых и глубоководных турбидитных. Генетическая сущность всех трех формаций — геологическая обстановка (активная тектоническая и т. д.), в данном случае определяемая почти исключительно тектоническим режимом и рельефом. Климат в таких мощных формациях отходит на второй или третий план.

*Вещественный состав*, т. е. парагенез пород, при выделении данных формаций, как и многих других обломочных и глинистых, играет второстепенную роль. Но в рифовых, эвапоритовых, элювиальных и вулканических формациях он становится важнейшим признаком при выделении формаций, равным основному системному (генетическому составу), т. е. *парасистемным* признаком, который также определяет генетическое, формационное лицо конкретных формаций. Естественно, характеристика любых ГФ не может быть дана без всестороннего изучения породных парагенезов и других сторон вещественного состава, оказывающегося нередко специфичным и в историко-геологическом, формационном отношении и представляющего большой экономической интерес.

Обобщая определения флиша, молассы и шира, можем дать определение ГФ в целом. *Геоформация* — это историко-генетический тип парагенетических ассоциаций генетических типов отложений регионального масштаба. Региональный масштаб ГФ, или просто формации, определяется масштабом формационной единицы, которая выделяется как историко-геологический комплекс слоев, отвечающий самостоятельному этапу развития региона (см. гл. 16). Это свита, выступающая в формационном анализе в качестве конкретной формации. По составу ГТО она должна быть отнесена

к той или иной абстрактной формации, или просто формации, выступающей уже как формационный тип. Смысл формации именно в последнем. Определение ГФ конкретизируется раскрытием характера *парагенеза*, который должен *«отвечать устойчиво существовавшей в пределах того или иного региона (или бассейна седиментации) или самостоятельной его структурной зоны геологической обстановке»* (Фролов, 1984, с. 191).

Итак, необходимо различать *формационную единицу (конкретную геоформацию)* и *формационный вид*, или, по геологической традиции, *формационный тип*. Соотношение конкретной (КФ) и абстрактной (АФ, или ФТ) формаций похоже на соотношение литотипа и генотипа отложений. В обоих случаях конкретные (единичные) объективные геологические тела (слой, или литотип, и свиты слоев—региональные стратиграфические единицы) должны быть генетически расшифрованы, поняты и отнесены к определенным генетическим или формационным типам, формально—к клеточкам их классификаций. *Историко-генетическая ценность геоформаций определяется историко-геологическим качеством конкретной формации, или формационной единицы.* В качестве таковой наилучшим образом подходит регионально-стратиграфическая единица, в России называемая *свитой*, которая и выделяется как историко-геологическая единица (см. гл. 16), что видно из ее определения: *свита*—это комплекс слоев, отвечающий самостоятельному этапу развития геологического региона (или бассейна седиментации). Но свита—это *парагенез фаций*. Поэтому и *конкретную формацию (геоформацию)* можно определить как *историко-геологическую ассоциацию (парагенез) фаций, отвечающую этапу развития региона*, или, что то же самое, *отвечающую устойчиво существовавшей в пределах региона геологической обстановке.* *Геологическая обстановка* в свою очередь определяется как часть поверхности литосферы регионального масштаба с более или менее однородным и устойчивым в течение определенного отрезка времени (этапа развития) сочетанием эндогенных и экзогенных условий формирования супракрустальных образований, а именно сочетанием тектонического режима, вулканизма, климата и порождаемых ими рельефа и петрофонда или геологического строения.

*Парагенетический принцип* определения ГФ и *независимость* от генетических представлений выделения конкретных формаций (см. гл. 16) сближают данное понимание ГФ с пониманием ее Н. С. Шатским. Существенное *расхождение*—в понимании парагенеза. У Н. С. Шатского это парагенез пород, а у В. Т. Фролова—это парагенез генетических типов отложений или, если иметь в виду конкретную формацию,—парагенез фаций, понимаемых по Грессли.

По парагенезу пород могут быть выделены только петрографические однородности — литологические формации, не являющиеся целостными геологическими (с историко-геологической стороны) единицами и не имеющие большого историко-геологического содержания (не отвечают этапу развития региона и не охватывают его целиком или в большей части). Но главное свойство историко-геологических единиц такого ранга (регионального) — их структурно-геоисторическая целостность и структурная неделимость. Они могут быть расчленены только на части — фации. *Вещественно* же историко-геологические единицы, как правило, *неоднородны*, имеют сложный, далеко *не всегда специфичный состав*.

Многие, однако, понимают формацию как парагенез пород, т. е. как литоформацию — вещественную единицу, и говорят о «карбонатных», «кремневых», «глинистых» (например, аспидных) и граувакковых формациях. В. Е. Хаин, А. Б. Ронов и другие различают и понятия литоформаций и геоформаций, а В. Н. Шванов в 1980 г. предлагал специальный термин для литоформаций — «гилеация» (древнегреч. «гиле» — вещество, материя). Если бы каждая геоформация имела достаточно четкое литологическое лицо, т. е. была бы и особой литоформацией, не возникало бы необходимости разделения понятий. Однако в действительности это не так. Поэтому разделение понятий литоформаций и геоформаций необходимо и правомерно.

Другая причина для различения литоформаций — их узкое понимание, понимание как фаций (литофаций) — пространственно обособленных участков стратиграфических единиц, например как фаций свит. Самостоятельное историко-геологическое значение имеют лишь регсвиты, и потому они могут рассматриваться в качестве конкретных геоформаций, а составляющие их фации — только как литоформации, или «крупные фации». Если уподобить свиту организму, то его органы — фации, или литоформации. Как по отдельным костям восстанавливают весь скелет (по закону соотношения органов и скелетных костей), так, в принципе, и по нескольким фациям можно *восстановить всю формацию* — региональную свиту, даже если часть ее уничтожена размывом. Особой необходимости в термине «литоформации» в этом случае нет. Поэтому вполне естественна постепенная эволюция в понимании характера исходной формационной единицы от небольших по радиусу охвата тектонических фаций М. Бертрана до полноценных в историко-геологическом отношении и структурно неделимых регионально-стратиграфических или, по Г. П. Леонову (1974), геостратиграфических единиц — регсвит. Однако большинство геологов понимает последние упрощенно, как литостратиграфические единицы (аналогичные формациям геологов США), что выливается и в чисто литологическое понимание формаций и в неглубо-

кий, упрощенный историко-геологический синтез. Такие формации следует называть особым термином, например «тектофациями» или «литоформациями», чтобы не путать их с геоформациями.

Есть и третья причина разделения ЛФ и ГФ. Поскольку наиболее универсальным системным признаком ГФ могут быть только парагенезы генетических типов отложений (ПГТО) (за которыми стоит породившая их геологическая обстановка), основная их классификация — систематика — строится на генетической основе. Однако это не значит, что петрографический состав — второстепенный признак, как это может показаться при прямом перенесении аналогии с «домами» Л. Буха. Природные тела, в отличие от искусственных (в том числе и «домов»), строятся часто из специфического набора «материалов», состав которых нередко однозначно отражает обстановку образования формаций. Особенно это справедливо по отношению к вулканогенным, биорифовым (они в основном известняковые), элювиальным, эвапоритовым, и другим хемогенным и биогенным формациям. Не только породный, но и минеральный состав таких формаций становится системным признаком, конкурирующим с парагенетическим составом отложений и его дополняющим и заменяющим. Только в обломочных, точнее в обломочно-породных, переотложено-глинистых и некоторых других из-за вторичности материала (он может быть почти любым, так как мобилизуется лишь механическим переотложением и является аллохтонным) литологический состав значительно отходит от «системности» признака.

Петрографический состав формаций (помимо генетического и палеогеографического значения) важную роль играет при проведении инженерно-геологических и геофизических работ. Поэтому весьма важны и классификации геоформаций по петрографическому составу и другим морфологическим признакам, что необходимо для выделения литоформаций. Однако в этом случае литоформациями могут быть и полноценные в историко-геологическом отношении конкретные формации — геоформации.

Представление о литоформациях, наконец, нередко используется при недостаточной изученности отложений региона, в котором не произведены полноценные регионально-стратиграфические исследования и не выделены геоформации. Выделение ЛФ в этом случае является первым и ориентировочным формационным расчленением, которое так и должно восприниматься. Признаки слабой изученности формаций — не только чисто петрографические названия формаций, но и непоследовательность в использовании в одном ряду литоформаций и геоформаций. Например, наряду с геоформациями флиша, молассы, штира часто помещаются граувакковая, известняковая, глинисто-сланцевая (аспид-



ная) и другие литоформации, хотя граувакковая и аспидная чаще всего также флиш, шпир или моласса. А флиш может быть и карбонатным, т. е. представлять собой карбонатную формацию. Назвав осадочную формацию по петрографическому составу, мы чаще всего еще ничего не говорим о ее формационном типе, т. е. о формации, или геоформации в собственном смысле слова.

Поскольку необходимость в выделении, изучении и применении литоформаций будет существовать, следует оговаривать, о каком типе ЛФ идет речь.

### 20.3. ВЫДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИОННОЙ ЕДИНИЦЫ

Историко-генетическая ценность геоформаций определяется историко-геологическим качеством конкретной формации (формационной единицы), на роль которой наилучшим образом подходит регсвита — основная регионально-стратиграфическая, или геостратиграфическая, единица в России, выделяющаяся как комплекс слоев, отвечающий самостоятельному этапу развития региона, т. е. именно как историко-геологическая единица (см. гл. 16).

Выделение свит как конкретных формаций производится при регионально-стратиграфических исследованиях методами геологического картирования (см. гл. 16) и сохраняет все *ценные особенности объективного и эмпирического подхода*, являющегося основным достоинством парагенетического направления (Н. С. Шатский и др.). Но оно лишено тех отрицательных сторон его *крайней эмпиричности*, которые в конечном счете завели учение о формациях в тупик. Лито-парагенетический подход приводит к выделению лишь литоформаций (типа формаций геологов США) и, несмотря на определенность литологического критерия, часто становится субъективным или формальным.

Выделение же формаций как регионально-стратиграфических единиц руководствуется *направляющим принципом этапности*, и в этом оно подобно стадийно-генетическому, или геогенерационному, подходу В. В. Белоусова, В. Е. Хаина и Н. Б. Вассоевича, но лишено той его отрицательной стороны, которая определяется представлением (постепенно преодолеваемым) об однозначной или достаточно жесткой связи формаций со стадиями геотектонического цикла и с определенными структурами, заранее предreshающей выделение тех формаций, которые по канону должны отвечать определенным стадиям и структурным зонам. На самом деле *этап — не канонизированная стадия*, отвечающая фиксированной же структурной зоне, а *не определяемый заранее региональный цикл явлений*, приводящий к накоплению и обособлению отвечающего ему комплекса слоев (макроциклита) — свиты, или конкретной формации. В понятие

такой конкретной формации заранее не вкладывается никакого иного содержания, кроме одного (да и то структурного, а следовательно, объективного) — быть целостным в историко-геологическом отношении комплексом слоев (критерий элементарности), т. е. отвечать этапу развития той области, на которую этот комплекс распространяется. Сам этап выделяется именно по данному комплексу слоев, по фактическому материалу (насколько факты позволяют), и заранее его знать не требуется. Поэтому выделение такого комплекса слоев не утрачивает свойств эмпирического, объективного, непредвзятого подхода, так как структура комплекса и принадлежность к нему слоев (критерий одновозрастности) — это морфологические свойства, и устанавливаются они объективно.

Выделяя формации как регионально-стратиграфические единицы, мы, таким образом, сочетаем кажущиеся несовместимыми сильные стороны литопарагенетического (объективность выделения) и геогенерационного (выделение не чисто эмпирическое, а в соответствии с направляющим принципом этапности) подходов, что и делает эти единицы *наиболее ценными* в историко-геологическом отношении, а их выделение — *важным методом исследования*, в частности и в целях формационного анализа. Выделение формационных единиц в результате оказывается за рамками самого учения о формациях, поскольку осуществляется при стратиграфических исследованиях (см. гл. 16). Но то, что в региональной стратиграфии является конечной целью — выделение из разреза свит (регсвит), или конкретных формаций, в формациологии — лишь *исходный пункт*. Одна из основных задач последней — типизация формаций, которая должна базироваться на парагенотипах (см. 20.4).

**Соотношение формационных и стратиграфических границ**, казалось бы, ясно из вышесказанного о выделении формационной единицы: они совпадают, если стратиграфия естественная для региона — региональная, исходящая из особенностей только данной, единичной и уникальной толщи слоев, и могут не совпадать, если выделяются подразделения международной геохронологической шкалы, которая естественна только для мест установления основных ее подразделений, главным образом для Западной Европы и отчасти (пермь) для Восточной Европы, а для всех остальных материков эти подразделения искусственны (могут рассматриваться только как геохронологические), так как обычно не совпадают с этапами развития этих регионов.

Но вопрос о соотношении границ имеет, так это ни странно, другую сторону, а именно: одновозрастны ли (т. е. стратиграфичны ли?) формационные границы? И большинство геологов отвечают на него отрицательно, хотя во всех декларациях (определениях формаций) провозглашается исто-

рико-геологический характер формаций. Такая дополнительная демонстрация расхождения слов и дела была возможной при общей недооценке и даже непонимании сути и значения «естественной» региональной *стратиграфии*, которую можно назвать и *формационной*. Это также наследие «фациального» периода (конец XIX — начало XX вв.), когда формации выделялись как фации, и наследие вещественного, петрографического (литологического) понимания формации. Совпадение границ само собой разумеющимся считается для литостратиграфических единиц типа формаций геологов США, которые и выделяются как крупные фации, отличающиеся однородным литологическим составом, и могут быть неоднородными на площади их развития, т. е. фактически не являться стратиграфическими. Их границы могут скользить по разрезу, т. е. быть фациальными (а не стратиграфическими), или, что считается одним и тем же, формационными (при понимании формаций как парагенезов пород). Подобная литоформационная стратиграфия нередко практикуется и у нас, хотя официально она никогда не рекомендовалась. «Грехопадение» совершают те, кто допускает возможность несовпадения формационных и стратиграфических границ.

«Противоядием» против разделения границ на формационные и стратиграфические в российской геологии служил полноценная региональная стратиграфия, разрабатывавшаяся А. Н. Криштофовичем, Г. П. Леоновым и др. Ее задачей и является как раз выделение конкретных формаций — свит, целостных в историко-геологическом отношении, которые, в отличие от местных свит (они литологически однородны), надо называть региональными — регсвитами, — как правило, являющимися литологически неоднородными и сложными (поэтому и целостными) геологическими телами.

Рассмотрим соотношение свит, фаций и формаций на примерах (рис. 20.1), отражающих реально существующие современные геологические обстановки, в пределах которых за кайнозойский или даже более короткий четвертичный этап уже сформировались геологические формации. Наиболее определенно выделяются формации внутреннего или окраинного, но достаточно отчлененного от океана моря (рис. 20.1, а). Формации имеют форму линзы с четкой концентрически-зональной фациальной структурой. Выделяются, как минимум, три фации: краевые (1 и 3), обычно и наиболее грубые, песчаные, конгломератовые, в тропических странах — биорифовые, и центральная (2) тонкозернистая, часто существенно глинистая или карбонатная. Историко-геологически все три фации вместе (а если бы требовалось более дробное фациальное расчленение, то и 4, 5, 6, 7 и т. д.) — одна свита, отвечающая одному этапу развития осадкона-

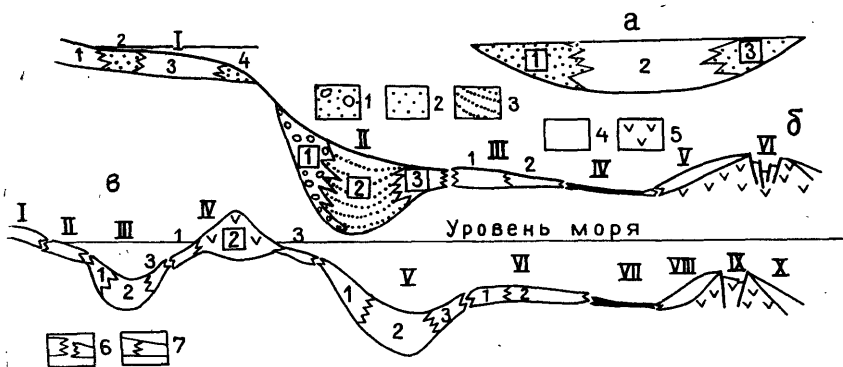


Рис. 20.1. Взаимоотношения основных морских формаций и их фациальная структура (объяснения в тексте): I — X — формации (их границы двойные зубчатые); 1—4 — фации: 1 — пески и песчисты; 2 — пески; 3 — пески, алевриты, глины, фоновые отложения средней части (фации) глубоководного конуса; 4 — алевриты, глины дистальной фации конуса и пелитовые осадки других формаций; 5 — вулканисты; 6 — формационные границы; 7 — фациальные границы

копления в данном бассейне. *Признаком целостности* этапа служит *устойчивость фациальных границ*, заметно не мигрировавших на протяжении всего этапа. Следовательно, здесь выделяется лишь одна геотформация, обладающая основным признаком целостности геологических тел — свойством *неделимости*. В самом деле, свита — конкретная формация — может быть расчленена лишь на фации (1, 2, 3 или более дробно), а в вертикальном разрезе — на подсвиты (на рисунке не показаны) или циклиты разного ранга. Эти фации или подсвиты — лишь части целого (как рука — часть целого организма, и самостоятельно она не существует).

Формально, при чисто литологическом подходе можно было бы каждую фазию считать отдельной формацией (что часто и делается, а в США узаконено Стратиграфическим кодексом), но это были бы лишь литоформации, лишенные значительного историко-геологического содержания. Наоборот, лишь в целом, в качестве естественных стратиграфических комплексов слоев (по Н. М. Страхову, «крупных свит») они становятся ценными историко-геологическими документами, обладающими единством места (один регион или структурная зона), времени (этапа развития) и условий образования (одна геологическая обстановка). По составу ГТО они неоднородны, а литологически пестры, хотя и в этом отношении они нередко приобретают ту или иную степень специфичности и выразительности, как минимум в сочетаниях пород и их количественных соотношениях. Если какой-то один процесс становится доминирующим (например, хемогенная садка, рифообразование, мутевые потоки, вулканизм и т. д.), то формация приобретает некоторое

единство и по литологии или набору генетических типов отложений (например, турбидитов во флише). В фациальной структуре и нередко в генетическом спектре отложений выражается неповторимость и индивидуальность (конкретность) формации как геологического тела, а также и породивших его этапа развития и обстановки формирования, хотя они имеют и общие черты, по которым их можно типизировать.

Более сложны взаимоотношения фаций и формаций в океанах как с пассивными, так и с активными окраинами (рис. 20.1, б, в). Здесь не всегда просто решить, какие из фациальных границ внутриформационные (как им положено), а какие — формационные, или что то же самое, где проводить вертикальные (или субвертикальные) границы стратиграфических единиц — свит, так как и границы фаций внутри свит могут быть приняты за формационные. Необходимо каждый раз «взвешивать» эти границы на «весах региональности», привлекая сравнительно-тектонический и более широко охватывающий историко-геологический анализ (по методу обратной связи). Наиболее важные признаки, естественно, выявляются из строения самих отложений. Так, шельфовая формация (см. рис. 20.1, б) обнаруживает единство в фациальной структуре и в парагенезах ГТО. Выделяются четыре фации, из которых две наиболее тонкие (1 — лагунная и 3 — западинно-шельфовая), а две более грубые (2 — фация песчаного барьера и 4 — окраинно-шельфовая, погрубение и сокращение мощности которой вызывается более интенсивными донными течениями у перегиба склона). Возможно, первая фация представляет собой отдельную формацию (при достаточной ширине зоны и особом, более интенсивном прогибании) или входит как краевая морская в континентальную формацию, не показанную на рисунке. В этом случае *фациальная граница* между фациями 1 и 2 *становится формационной*. Косвенно это подтверждается некоторой симметричностью оставшихся трех фаций, ансамбль которых приобретает черты законченности (проявление законов симметрии и красоты).

Граница с флишевой формацией (см. рис. 20.1, б, II), отвечающей обстановке нижней части континентального склона и его подножия, обычно хорошо выражена *встречным* (фации 4 в формации I и фации 1 в формации II) *уменьшением мощности* или зоной неотложения. Глубоководный конус выноса асимметричен, обычно расчленяется на три фации: 1 — дикофлишевую, или проксимальную, наиболее грубую по породам и циклитам, с множеством олистолитов и олистостромов, с большим участием отложений грязекаменных потоков; 2 — нормально-флишевую, или среднюю, тонкоциклитовую, наиболее мощную, сложенную в основном тонкими, песчано-илистыми турбидитами, с менее мощными

и менее грубыми олистостромами, со значительным все более увеличивающимся от склона участием фоновых планктоногенных и других пелагических отложений; 3 — тонкофлишевую, или дистально-флишевую, с выклинивающимися турбидитами, с равным или даже преобладающим участием фоновых отложений. Хотя последняя фация постепенно переходит в фацию 1 следующей, уже чисто пелагической формации (III), их граница имеет большое историко-геологическое значение, так как отвечает разным тектоническим зонам (в ранге крупных регионов) с иными режимами прогибания и осадконакопления: континентальному подножию и собственно океаническому дну (дну котловины). Различия проявляются в составе и строении отложений, парагенотипах и мощностях. Если флишевая формация документирует фактически геосинклинальный режим, то пелагическая формация — платформенный режим собственно океанического дна. Она бывает терригенной (гемипелагические глины) и биогенной, чаще всего известковой планктоногенной, например фораминиферо-кокколитовой (или меловой), а также той и другой, когда выделяются две фации (1 и 2).

На глубинах ниже критической для карбонатов (в среднем глубже 4500 м), т. е. в наиболее опущенных котловинах, образуется формация красных пелагических глин (IV), по генезису — подводно-элювиальная (океаническая терра-росса), самая маломощная (5—15 м), т. е. накапливающаяся с наименьшей на Земле скоростью (тысячные доли миллиметра в 1000 лет, или приблизительно 1 м в 1 млн лет). На поднятиях, в особенности на обширной территории срединно-океанических хребтов, развита более мощная планктоногенная известковая формация (V), а в экваториальной, и особенно Приантарктической, зоне — кремневые планктоногенные формации — соответственно радиоляриево-диатомовая и диатомовая.

На профиле активной континентальной окраины (см. рис. 20.1, *в*) нередко видно, как трудно иногда наметить формационные границы, т. е. отделить их от фациальных, литологических. Поэтому формационное, как и фациальное, расчленение, показанное на рис. 20.1, *в*, на некоторых отрезках профиля следует рассматривать как один из вариантов. Наземная формация (I), которая может быть аллювиально-озерной или элювиальной, сменяется шельфовой (II), внутренняя фациальная структура которой, обычно весьма сложная, не показана. Отложения окраинного моря типа Японского или Охотского можно рассматривать как одну формацию (III), состоящую, по крайней мере, из трех фаций, которые при достаточной развитости могут рассматриваться и как самостоятельные формации, в особенности флишевая (3) и глинистая дна моря (2). Точно так же три фации (1, 2 и 3) островодужной формации (IV) при доста-

точной их самостоятельности и обширности дуги и шельфов могут выделяться в качестве самостоятельных формаций: двух узкошельфовых (1 и 3) и одной островной, чаще всего вулканической, точнее вулканогенно-осадочной, как это имеет место на Большой Курильской гряде. При большей структурной дифференцированности дуги, например в двойных дугах типа Курильской, может выделяться и большее число фаций и формаций. Глубоководный желоб обычно выполняется одной, в основном флишевой формацией (V), сменяющейся на океаническом дне пелагической или гемипелагической (VI), часто планктоногенной, за которой нередко располагается океаническая формация красных глин (VII).

Из приведенных примеров видно, что в качестве конкретных формаций должны рассматриваться не литостратиграфические, а правильно выделенные регионально-стратиграфические единицы, характеризующиеся сложным внутренним строением (фациальной и циклитовой структурами), вещественным, породным составом и парагенезами генетических типов отложений и отвечающие региональным этапам геологического развития и устойчивым обстановкам осадконакопления. Однако между фациями — частями целостных геологических тел — и фациями, которые нередко называют крупными, в свою очередь имеющими сложное строение и отличающимися большей историко-геологической самостоятельностью (они могут выделяться как (суб)регионально-стратиграфические единицы), имеются все *переходы*. Поэтому выделение полноценных формационных единиц — ответственное *творческое* регионально-стратиграфическое исследование, которое должно проводиться квалифицированно. Их выделение, естественно, не может сводиться к чисто эмпирическому процессу литологического расчленения. Хотя вещественный состав — важнейший признак природных тел (без него они просто не существовали бы), он не может быть основным или универсальным критерием при выделении конкретных геотформаций. Оно должно основываться на выявлении структуры отложений, в первую очередь фациальной, и иметь в качестве главной задачи — выделение *внутренне связанных целостностей*, отвечающих этапам развития той территории, на которую эти сложноцелостные тела распространяются.

*Размерность* конкретных формаций, нередко определяемая формально, с точным указанием наименьших и наибольших цифр мощностей, зависит от структурно-тектонического расчленения земной коры на самостоятельные (хотя бы в течение одного геологического периода или этапа развития) зоны, а мощность — от длительности сохранения устойчивой геологической обстановки и скорости осадконакопления. Например, мощность формации красных глин океанов всего не больше 5—15 м, но это полноценная геотформация,

отвечающая длительному и устойчивому (в течение 5—10 млн лет и более) развитию обширных территорий океанического дна. За это время накапливалось до 5—10 км отложений иного формационного типа (флишевого, шлирового, молассового).

Таким образом, как у региональных стратиграфических единиц верхние и нижние границы должны быть одновозрастными (допускается незначительное скольжение по разрезу), так и у отвечающих им конкретных геотформаций границы должны совпадать со стратиграфическими. Иными словами, стратиграфические единицы — это формационные единицы. Каких-то особых формационных единиц не может быть. Свиты, иногда серии — это и есть конкретные геотформации. Какого-то другого формационного расчленения толщ нет. Следовательно, формационное расчленение — это регионально-стратиграфическое, или геостратиграфическое (а не просто литостратиграфическое), расчленение.

#### 20.4. ПОНЯТИЕ О ПАРАГЕНОТИПАХ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Системный признак геотформаций — генетический состав, т. е. состав из генетических типов отложений (ГТО, или просто ГТ), образующих парагенетические ассоциации, или просто парагенезы. Хотя такие ассоциации более конкретны и индивидуальны, их также можно типизировать, в результате чего возникает понятие о парагенетических ассоциациях типов отложений — парагенотипы (ПГТ или ПГТО).

Исходной и элементарной генетической единицей является генетический тип отложений (см. 5.5.1 кн. 1 и гл. 18), который объединяет слои — литотипы одного способа образования. Способы образования в экзосфере проявляются мгновенно (сейсмитолиты, темпеститы, турбидиты, обвалы, туфы и др.) или с определенной длительностью. Каждый из геологических способов при повторении приводит к формированию пачки отложений одного типа — возникают *генетические ассоциации* (ГА), в которых слои (и ЛТ, и ГТ) объединены и местом (условиями), и способом образования. ГА особенно ценны для характеристики внутренних взаимоотношений в сложных генотипах, например в аллювии, турбидитах, а также для взаимоотношений родственных по способу образования самостоятельных типов: обвалов и осыпей, оползней и солифлюкции, делювия и пролювия и др.

В осадочных толщах, однако, *резко преобладают гетерогенные* ассоциации, состоящие из разных ГТ, часто далеко отстоящих друг от друга в генетической классификации и тем не менее часто оказывающихся рядом, так что эта повторяемость может быть представлена как типовая, как *тип*, но уже *парагенетический*. В нем остается только *одно объединяющее* начало — место, где они отложились *разными*



способами. Таким образом, *парагенезы* ГТО — это *единство места или условий* (обстановки), но обычно не единство генезиса, способа образования, так как собственно генетически они чаще всего гетерогенны, неоднородны.

Парагенетические ассоциации и их парагенотипы (ПГТ) различаются *степенью гетерогенности*, которую можно считать возрастающей при увеличении различий в способах образования, или, что то же самое, при удалении их друг от друга в генетической классификации (если, конечно, она правильно составлена). Когда тесно связанными в пространстве, например в одном циклите и при непосредственном налегании или прислонении, оказываются породы или слои одного генезиса (два слоя русловых песчаников, два прибойных вала и т. д.), то эти ПГА можно считать ГА. Последние можно рассматривать как крайний случай ПГА. Несколько более гетерогенны ассоциации русловых песков с пойменными песками и алевритами и со старичными илами. П. П. Тимофеев их рассматривает даже как разные ГТО. Еще более гетерогенны ассоциации обвальных и осыпных, осыпных и оползневых отложений, делювия и пролювия. Но и их с известным допущением можно еще считать почти ГА. Перескакивая через более гетерогенные ассоциации (прибойных и отложений вдольбереговых течений, озерных и болотных, лагунных и прибойных), перейдем к наиболее гетерогенным ПГА. Пляж — ассоциация морских (прибойных) и континентальных, субаэральных (эоловые дюны) отложений. Генетически нет ничего общего в этих двух ассоциирующихся ГТО, но их «связка» тесная, повторяющаяся, типовая, и один тип не бывает без другого: где есть прибойный вал, вышедший из-под уровня воды, там обязательны и субаэральные перевеянные пески.

Ассоциации биогермов с коллювиальными отложениями и турбидитами, турбидитов и планктоногенных, пелагических и айсберговых накоплений и особенно туфов со всеми другими, на которые они ложатся вне зоны активного вулканизма, — одни из наиболее гетерогенных, *контрастных*. И весьма непросто определить их «фацию», т. е. обстановку накопления такого разнородного парагенеза. Не всегда разберешь, на какой тип ориентироваться. Какой из них чужой по материалу (аллохтонный), а какой — местный, фоновый, документирующий обстановку накопления? В литологии все больше осознается генетическая сложность осадочных формаций, по составным частям всегда гетерогенных, т. е. парагенетических.

Поэтому надо остановиться на понятиях «парагенез», «паракатезис» и «парастерезис». Впервые о парагенезисе (кратко—парагенез) под русским названием «сонахождение» говорил В. М. Севергин в 1798—1808 гг., имея в виду совместное нахождение минералов, позволяющее по находке

одного предполагать наличие и другого и искать его. На 30 лет позже те же идеи развил А. Брейтгаупт (1830—1849), предложивший термин «парагенезис» (греч. «пара» — рядом, «генезис» — рождение). Обычно более пространно парагенез определяют как сонахождение минералов, обусловленное их совместным рождением или происхождением. Но мы знаем, что в слове «происхождение» заключено два разных содержания: происхождение одним актом (способом) и происхождение в одном месте в одних условиях, но разными способами. В эндогенезе обычно эти две стороны генезиса находятся в единстве, например калишпат, кварц и мусковит гранита образовались сразу, одним актом и одним способом — кристаллизацией силикатного расплава. Осадочные породы сложнее по составу и генезису. Например, песчаник гетерогенен по обломкам, но еще больше, если учесть и цемент. Как квалифицировать такое сообщество минералов и компонентов?

С развитием формациологии Н. С. Шатский, Н. П. Хераков, И. В. Хворова, В. И. Драгунов и другие стали говорить о парагенезах пород внутри формации, хотя и не уточнялось, по какой стороне генезиса определялся парагенез. В. Т. Фролов (1975, 1980, 1984, 1992) различал парагенез уже генетических типов отложений. Как и минералы, горные породы образуют парагенетические (*s. lato*) ассоциации разной степени близости: генетические, парагенетические (*s. str.*), *паракатетические* и *парастерезические* или *парастерезические*. Последние два термина означают соответственно «сонахождение» (греч. «катезис» — присутствие, нахождение, термин Е. К. Устиева) и «соприсутствие». Паракатетическими Устиев называл совместное залегание генетически не связанных друг с другом эффузивных и осадочных пород в одной формации. Эти породы все же принадлежат одному этапу геологического развития региона. Но сонахождение дайки в осадочных слоях с резким различием возраста совсем иное — это можно назвать *парастерезисом*: здесь имеет место просто пространственное совмещение пород, принадлежащих разным формациям.

Примесь галек или песчаных терригенных зерен к ракушнякавому осадку скорее всего надо рассматривать как паракатетическую, а их ассоциацию — как паракатезис, или паракатез. Глинистый цемент в турбидитовом песчанике парагенетически или даже генетически связан с обломочным зернистым материалом, более поздний вмывтый глинистый цемент — парагенетический или паракатетический, а известковый современный цемент в меловых песчаниках — парастерезический. Но все эти соотношения можно называть и парагенетическими в широком смысле слова.

По-видимому, и все ассоциации внутри формации можно называть парагенетическими, и только когда возникнет не-

обходимость более дробного их различения — разделять на генетические, парагенетические и паракатетические. А как назвать ассоциации катагенетической конкреции или породы метасоматического происхождения с вмещающими породами? Паракатетическими? Парастерическими? Нептуническими дайками и силлы, как и магматические тела того же генезиса и залегания, можно назвать парагенетическими и паракатетическими. Правильно ли это?

Нетрудно заметить, что понятие о парагенотипах отложений аналогично понятию фации, трактуемой как тип отложений определенных условий осадконакопления, т. е. фациальный генетический тип отложений. В настоящее время в этом значении наиболее употребителен термин «фация» (см. гл. 19), который постепенно должен заменяться термином «парагенотип».

Парагенезы отложений, как и порождающие их геологические обстановки (см. гл. 5.5.2 кн. 1, с. 272—274), многоуровневые (см. гл. 19.5 и 19.6). Поэтому и классификация парагенотипов иерархична (табл. 20.1).

Таблица 20.1

**Геоморфологическая классификация парагенотипов**

Парагенотипы — отложения	Геоформации
1	2
<p><b>А. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ</b></p> <p><b>I. Горные</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Водораздельные — элювий физический</li> <li>2. Склоновые, или коллювиальные</li> <li>3. Долинные — горный аллювий и коллювий</li> </ol>	<p>Обвальные или подпрудных плотин горных рек</p>
<p><b>II. Плоскогорные</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>4. Водораздельные — физический и химический элювий, почвы, озерные и болотные, аллювий</li> <li>5. Склоновые, коллювиальные</li> <li>6. Долинные — аллювий горный, пролювий, коллювий</li> </ol>	<p>Латеритной коры выветривания Аллювиально-озерная с углями маломощная</p>
<p><b>III. Равнинные</b></p> <p><b>7. Влажных тропиков:</b></p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) водоразделов — элювий химический, торф, озерные;</li> <li>2) склонов — коллювий;</li> <li>3) долин — аллювий, торф, болотные, озерные, потоповые, почвы</li> </ol>	<p>Латеритной коры выветривания Озерно-аллювиальная с углями</p> <p>Аллювиально-озерно-угольная Моласса сероцветная</p>

1	2
<p>8. Аридные, или пустынные:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) водоразделов — элювий физический и механический, эоловые перевеянные, лёссы наваянные, панцири;</li> <li>2) склонов — коллювий; панцири;</li> <li>3) долин, впадин, понижений—пролювий, аллювий, делювий, эоловые, химические эвапоритовые, озерные потоповые, элювий</li> </ol>	<p>Красноцветные молассы и мало-мощные аллювиально-эоловые, эвапоритовые</p>
<p>9. Умеренных влажных зон:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) водоразделов — элювий химический, торф, озерные и болотные;</li> <li>2) склонов — коллювий (делювий и др.);</li> <li>3) долин и равнин — аллювий, торф, озерные, почвы, потопные</li> </ol> <p>10. Ледовых зон: морены, флювио- и лимногляциальные, эоловые</p>	<p>Молассы сероцветные, угленосные</p> <p>Аллювиально-озерные с углями, маломощные</p> <p>Ледниковая</p>
<p>IV, 11. Озер-морей:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1) лагун и заливов — лагунные, эвапоритовые, заливные, прибойные; эоловые;</li> <li>2) речных дельт — аллювий, озерные, лиманные, соли, угли, почвы, эоловые;</li> <li>3) пляжа — прибойные, волновые, флювиальные, лагунные; эоловые;</li> <li>4) зоны подводных валов — прибойные, флювиальные; ракушняки; тиховодные;</li> <li>5) центральной части — тиховодные, элювиальные, штормовые</li> </ol>	<p>Озерно-угленосные Озерно-эвапоритовые</p> <p>Шлиры серо- и красноцветные тонкие</p> <p>Озерно-морские с диатомитами и водорослевыми биостромами</p>



1	2
<p>4. Подводных валов: донно-флювиальные, волновые, банки ракушняковые, биогермы, элювий; тиховодные;</p> <p>5. Заливов: пляжевые, подводных валов, кос, западин, банок и биогермов, тиховодные центральной части, планктоногенные, ихнитолиты, эвапориты</p> <p>6. Неритовые, шельфовые: донно-флювиальные, тиховодные, западинные, планктоногенные, банки ракушняковые, штормовые; элювиальные</p> <p>7. Континентального склона: коллювиальные, донно-флювиальные, элювиальные, бенто- и планктоногенные</p> <p>8. Континентального подножия: турбидиты коллювиальные (олистостромы и др.), донно-флювиальные, планктоногенные, пльвунные, биотурбитовые</p>	
<p>II. Островодужные</p> <p>9. Вулканов — как А—VI.12</p> <p>10. Привулкановых зон и побережий</p> <p>11. Вулканического шельфа</p>	<p>Вулканогенно-осадочные различного состава и строения</p>
<p>III. Океанские бережные</p> <p>12. Скалистого ингрессивного берега:</p> <p>1) абрадируемого мыса — коллювиальные, прибойные;</p> <p>2) эстуария — лагунные, приливные, флювиальные, биогенные</p> <p>13. Лагунно-барового побережья:</p> <p>1) лагунные; 2) болотные; 3) прибойно-пляжные; 4) приливные, мангровые; 5) зоны подводных валов; 6) кос; 7) биогермов и биостромов; 8) эвапоритовые; 9) золотые</p>	<p>Шлир, маломощные бережные — угленосные, соленосные нефтеносные, россыпеносные</p>

1	2
<p>14. Дельты крупной: 1) наземной части — протоковые, прирусловых валов, озерных и болотистых низин, торфяников, себхи; 2) межсубдельтовых заливов и лагун-тиховодные, бенто- и планктоногенные органические и известняковые, торфяные; элювий; 3) авандельты — желоба стока, прирусловых валов, межпротоковых понижений, биогенные известковые и органические, турбидиты, прибойные, донно-флювиальные, приливные, ихнитолиты (биотурбиты), перлювий, каменистые развалы; 4) склона дельты</p> <p>15. Залива крупного: аналогично Б—1.5.</p> <p>16. Береговых рифов: 1) береговые (окаймляющие) рифы; 2) лагунные — прибойные, волновые, тиководные механогенные, известковые и планктогенные, донно-флювиальные; подводный элювий; 3) барьер биогермы, биостромы, обвалы, осыпи, турбидиты, прибойные; элювий</p>	<p>Шлир и маломощные побережные и фации неритовых</p> <p>Береговая рифовая</p>
<p>IV. Шельфовые неритовые</p>	
<p>17. Открытого шельфа: 1) волновой зоны — прибойные, эоловые, волновые, донно-флювиальные, лагунные, западинные, приливные, себховые, биогенные, биотурбитовые, перлювиальные; 2) западины — механогенные и планктоногенные тиководные, темпеститы; 3) отмели — волновые, донно-флювиальные, перлювиальные, штормовые, биостромовые, гальмиролитические, развалы каменистые, панцири, 4) пролива — донно-флювиальные, подводно-элювиальные, банки ракушняковые, планктоногенные, штормовые; 5) бровки шельфа — сходные с проливными</p>	<p>Шельфовые терригенные и карбонатные, трепельно-опоковые, эдафо-терригенные, шельфово-рифовая, Марино-гляциальная, вулканогенно-осадочные</p>

1	2
<p>18. Шельфовых, или барьерных, рифов: 1) барьера — биогермы, биостромы, банки ракушняковые, элювиальные, прибойные, эоловые; 2) «лагуны» — кораллового моря — тихоходные механические и планктонные, флювиальные, волновые, прибойные, биогермы, банки, элювий</p> <p>19. Шельфового ледника: 1) морены; 2) механические морские; 3) биоэлювий</p> <p>20. Вулканического шельфа: 1) вулкана; 2) волновой зоны; 3) зоны донных течений; 4) западин; 5) поля гидротерм</p>	
<p>V. Батальные, или континентального склона</p> <p>1. Верхней, средней и нижней частей склона</p> <p>2. Владны поперечной</p> <p>3. Каньона</p> <p>4. Поднятия</p>	Коллювиальные
<p>VI. Континентальная подножия</p> <p>1. Конусов</p> <p>2. Подножия без конусов</p>	Флиши Планктоногенные
<p>VII. Глубоководных желобов</p> <p>1. Материкового склона</p> <p>2. Днища</p> <p>3. Океанского склона</p>	Флиши Плантоногенные кремневые
<p>VIII. Океанического дна</p> <p>1. Выше критической глубины для карбонатов</p> <p>2. Ниже критической</p> <p>3. Поднятия, эскарпа, гайота</p> <p>4. Поверхностных и донных течений</p> <p>5. Халистаз</p> <p>6. Приполярных зон</p> <p>7. Вулканических и авулканических хребтов и островов</p>	Планктоногенные карбонатные и кремневые. Элювиальная красноклинистая. Марино-гляциальные. Базальтовые. Коллювиальные. Атоловые рифы



1	2
IX. Срединно-океанических хребтов 1. Рифтовой долины: 1) грабенов; 2) магматического диапира; 3) гидротермальных конусов 2. Поверхности хребтов 3. Цепи вулканов и островов	Коллювиальные  Планктоногенные Атолловые рифы

В классификации — систематике парагенотипов, или генетических фаций, — даны только крупные и средние ранги, примерно до 4-го, что отвечает формациям, нимиям и многим сервиям Д. В. Наливкина и почти нигде таблица не углубляется до фаций, по Д. В. Наливину (1955—1956). Генетические типы даны основные и характерные. В правой колонке приведены основные геоформации, сложенные породами определенных парагенезов отложений.

Нет оснований считать алогичным нахождение парагенезов одного типа на разных уровнях систематики. Например, лагунный — на 3-м, 4-м и 5-м и он, кроме того, входит в совершенно различные парагенезы — континентальные (парагенезы озер-морей типа Каспийского, Байкала, Аральского) и почти во все морские. Также обстоит дело и с аллювием, прибойными, донно-флювиальными, приливными и другими отложениями и соответствующими парагенезами. Все это отражает сложную иерархизацию географических обстановок осадконакопления и отвечающих им парагенезов отложений.

## 20.5. ТИПИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОФОРМАЦИЙ

Типизация и классификация геоформаций, как и генотипов, парагенотипов, горных пород, минералов, могут производиться по разным признакам. Для формаций это парагенотипы, геологические обстановки, вещественный (породный) состав, особенности строения, стадии развития структурных элементов земной коры, полезные ископаемые, инженерно-геологические особенности и другие их стороны. Но основными являются типизация и классификация по главному, системному признаку — по парагенетическим ассоциациям генетических типов отложений (по парагенотипам — ПГТ), отражающим ту или иную геологическую обстановку. На втором месте стоит типизация по вещественному, именно литологическому, или петрографическому, составу, на третьем — вероятно, по строению (фациальному и циклитовому).

Генетические типы отложений и парагенотипы подразделяются для каждого формационного типа на четыре группы: 1) формациеобразующие, 2) возможные обычные, 3) акцессорные, редкие и 4) запрещенные (см. 20.1). Последние необходимо учитывать при сравнении, корреляции и проверке.

Парагенотипы, обычно представленные телами небольшой (дециметры — первые десятки метров) толщины, нередко слагают многокилометровые геотерраины. В них они наподобие элементарной ячейки кристаллической решетки многократно повторяются в пространстве, как строительные кирпичи, или, точнее, панели, создавая формацию. Представление об *элементарной ячейке формаций*, введенное в формациологию В. И. Васильевым (В. И. Драгунов и др., 1974), оказалось весьма плодотворным. Элементарной ячейкой флиша является *флишевый циклит* (0,1—0,5 м), в котором дан весь или почти весь набор формациеобразующих генетических типов, характерных для этой формации, прежде всего турбидиты и планктоногенные или другие фоновые отложения. Это формация в зародыше. Данный парагенотип (или, по В. И. Драгунову и др., парагенерация) должен многократно повториться в пространстве (наслаиваться или формироваться рядом), чтобы построить геотерраину флиша.

Элементарной ячейкой штира (нижней, или морской, молассы) и молассы является более сложно построенный и обычно более мощный (в среднем 5—30 м) циклит — *циклотема*, также представляющая собой естественный парагенез практически всех основных формациеобразующих ГТО. В других формациях выделяются свои элементарные ячейки, чаще всего выраженные тем или иным видом циклита, приобретающего форму законченного и четко очерченного геологического тела, стоящего в иерархическом ряду организации геологических объектов непосредственно над породным уровнем и обозначенным указанными авторами как «парагенолит». «Парагенолит — элементарное парагенетическое сообщество тел горных пород» (с. 52). Если различать два низких надпородных уровня — уровень отложений (генетических типов) и уровень их парагенезов (парагенотипов), тогда «парагенолитом» можно обозначать первый, более низкий из этих уровней, и он должен относиться к породам, точнее к ассоциациям пород, т. е. к вещественным, телесным, а не генетическим единицам.

*Формационный тип* (в общенаучной иерархической системе — вид), как и любой другой тип, получается двумя путями: 1) группированием конкретных тел уровня регионально-стратиграфических единиц сходного состава из формациеобразующих ГТО (независимо от их вещественного выражения) или из сходных парагенотипов (ПГТ) и 2) принятием одной конкретной свиты за эталон, норму, тип, но в

этом случае опасно довериться первой попавшейся, лучше все же поискать более богатую признаками или типичную, и тогда мы возвращаемся к перебору конкретных единиц, т. е. к их группе.

За сходным генетическим составом должна стоять в основном похожая геологическая обстановка, обусловившая формирование данного парагенеза ПГТ, т. е. являющаяся его причиной. В действительности полного тождества у таких крупных и в значительной степени индивидуальных геологических тел, какими являются конкретные формации — свиты, серии, — нет. Если же не принимать во внимание литологический состав (для формаций из механогенных отложений), всегда более пестрый и часто индивидуализированный (хотя бы по соотношениям пород и компонентов), в «составе из генетических типов отложений» (в парагенотипах) мы легко заметим много общего, что и служит основанием типизации — выделения видов, или типов формаций.

Свита — это единство места, времени и условий образования и поэтому отражает неповторимость геологической обстановки. Свиты, следовательно, индивидуальны. *Индивидуальные особенности* геоформаций должны интересовать геолога не меньше, чем типовые, так как полезные ископаемые распределены в формации неповторимо, хотя и в соответствии с некоторыми общими законами. Конкретное выражение последних в каждой формации индивидуально, и поэтому выявление черт индивидуальности и неповторимости имеет огромную поисковую ценность. Поиск и изучение индивидуальных и типовых черт должны касаться каждой из особенностей формаций: фациальной и циклитовой структуры, вещественного и генетического состава, формы и размеров тела, характера границ и взаимоотношений со смежными формациями и др. Поскольку геоформацию как региональную, т. е. крупную, единицу не всегда удобно представить в целом, ее можно довольно полно охарактеризовать по *элементарной формационной ячейке* (ЭФЯ) — по тому наименьшему объему, который сохраняет все особенности формаций. Как основная наименьшая структурная единица, т. е. как элемент формации, элементарная ячейка позволяет более конкретно сравнивать и классифицировать эти крупные геологические тела и их типы, не говоря уже о том, что без их выделения невозможно провести литогенетический анализ. Знание фациальной и циклитовой структуры может помочь представить, какие элементы циклитов разного ранга задернованы, срезаны эрозией или тектоническими разрывами и вообще ориентироваться в пространстве формации при неполной ее экспонированности или сохраненности.

Представление о *формационном типе*, или об *абстрактной формации*, вырабатывающееся в результате типизации по главному системному признаку (по парагенотипам) или по

парасистемному признаку (литологическому составу), выводит формацию из ряда геологических тел. Это уже *идеальная* формация, наделенная наиболее полным набором типичных и хорошо выраженных признаков (как герои эпосов, если брать духовную жизнь нации), которые едва ли реализуются в таком полном виде в существующих конкретных формациях. Чаще всего, однако, представление о формационном типе создается на более изученном объекте, например представление о флише — по палеогеновому флишу Альп или меловому флишу Кавказа, представление о молассах — по неогеновым молассам Альп или кайнозойским молассам Средней Азии. Представление о формационном типе необходимо для более уверенного понимания формационного облика конкретных свит и определения их формации. Сущность формации как понятия как раз в формационном типе; формационный анализ начинается именно с него, т. е. с отнесения свиты или другой конкретной формации к тому или иному формационному типу.

Классификация формационных типов, или просто (гео)формаций, построена, (табл. 20.2) по парагенотипам, т. е. по

Таблица 20.2

Систематика геологических формаций

Класс (ряд)	Род (группа)	Вид (тип)	Подвид (подтип)	Обстановка
1	2	3	4	5
<b>А. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ</b>				
I. Элювиальные	Гумидная Аридная	Латеритная Панцирная		Равнины, плато, горы низкие
II. Механо- генные	Коллювиальные	Ледниково-аллювиально-коллювиальные	Гумидный, аридный, вулканический	Горы, вулканические пояса
	Флювиальные	Молассы сероцветные » красноцветные Озерно-аллювиальные	Угленосные Соленосные Угленосные	Подножие горное Равнины
	Эолово-озерные	Озерные гумидные  Эоловые	Угленосные, сапропеленосные Соленосные	Крупные озера  Пустыни
	Ледниковые	Покровного оледенения		Равнины, плоскогорья

1	2	3	4	5
	Побережные	Шлировые серо- и красноцветные	Угленосные, соленосные, нефтегазосные	Активное питание и прогибание
	Неритовые	Терригенные гумидные, аридные, ледовые	Фосфоритосные Россыпесные Нефтегазосные	Пассивное питание и прогибание
	Батинальные	Флишевые терригенные, известняковые и др.		Активное питание и прогибание
III. Хемогенные	Аридные	Эвапоритовые Карбонатные		Моря внутриматериковые
IV. Биогенные	Болотно-озерные	Угольные		Равнины
	Морские	Меловые Диатомито-трепельно-опожковые Рифовая береговая Рифовая шельфовая		Моря материковые, окраинные и островных цепей
V. Атмогенная	Ледовая			Материки, острова приполярные
VI. Вулканоосадочные	Наземные платформенные	Базальтовые (трапповые) Щелочных базальтоидов Кимберлитовые	Угленосные  Алмазосные	Равнины, плато, водоемы
	Орогенные	Толентово-базальтовые Базальт-риолитовые Базальт-андезит-дацит-риолитовые Щелочных базальтоидов Риолитовые, игнибрированные		Плато, горы » »

1	2	3	4	5
	Морские геосинклинальные	Толентово-базальтовые Базальт-дацитовые Базальт-риолитовые Андезитобазальтовые Базальт-андезит-дацит-риолитовые	Меденосные » »	Моря котловинные То же » » »
<b>Б. ОКЕАНСКИЕ</b>				
<b>I. Вулканоосадочные</b>	Существенно эффузивные	Толентово-базальтовые Субщелочных базальтов Базанитов	Известняковые Кремневые	Рифты, хребты, вулканические цепи
<b>II. Биогенные</b>	Карбонатные  Кремневые	Планктоногенные Рифовые атолловые  Радиоляриевые, диатомитовые тропические и холодных вод	Нефтегазосные	Хребты, горы, плато, дно котловин Котловины
<b>III. Механогенные</b>	Гравитационно-турбидитные Нефелоидные Припайно-айсберговые	Флишевые  Глинистые (аспидные) Айсберговые Припайные	Нефтегазосные	Подножия глубоководные  Приантарктика Арктика
<b>IV. Элювиальные</b>	Наземные	Латеритная	Железосодержащие рудные бокситовые	Острова тропиков
	Подводные	Биотурбитовая меловая Пелагическая красная глина	С железомарганцевыми конкрециями	Дно выше и ниже критической глубины

их системному признаку, и потому является их систематикой. Всего выделяется около 50 формаций. Формации часто бывают смешанными по парагенотипам, например вулканотерригенными, биогенно-терригенными, вулканобиогенными. Однако выделение их в качестве типов нецелесообразно. По соотношению элементов и преобладанию определенных из них они практически всегда могут быть расклассифицированы между простыми, не смешанными группами и типами. При этом отмечается степень соответствия конкретной формации типовой, в том числе и по «чистоте» генетического состава. Классификация типов должна отражать эталонные формации, служащие мерилем для реальных или конкретных геологических тел регионального масштаба. Помещение в основную классификацию смешанных, промежуточных формаций только затруднило бы ее.

Роды, или группы формаций выделены по преобладающему типу парагенезов более высокого ранга, а ряды, или классы, — по еще более высокому. На наиболее высоком ранге (ранг царств) различаются континентные и океанские формации. Разделение их до некоторой степени условное, а смешанные по парагенезам (морским и континентальным) формации отнесены по преобладанию к одному из двух царств.

Как видно из табл. 20.2, осадочных и вулканических формаций, приуроченных к континентальному блоку Земли, больше (их не менее 37), чем океанских (их 15). Это связано как с действительно большим разнообразием геологических обстановок формирования формаций, так и с включением в это царство всех морских шельфовых и геосинклинальных, современным аналогом которых являются островодужные формации. Чисто морских формаций все же больше, чем наземных (примерно 30 и 22), а осадочных — больше, чем вулканических (36 и 16). Эти цифры ориентировочные, отражающие примерные соотношения наиболее выраженных формационных типов. В них учтены не все климатические и тектонические варианты и не все они выделены.

Классификации формаций по тектоническому, климатическому (Фролов, 1980, с. 32—39) признакам, а также по полезным ископаемым, особенностям строения, состава следует считать специальными, или целевыми, т. е. частными.

## 20.6. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ФОРМАЦИЙ

### 20.6.1. КОНТИНЕНТНЫЕ ФОРМАЦИИ

20.6.1.1. Элювиальная континентальная формация. На континентах элювиальный процесс формирует геологические тела минерального, породного, надпородного (ранга генетических типов) и регионального уровней организации. К последнему, именно формационному, относится на суше, види-

мо, только кора выветривания латеритного типа: лишь в условиях влажной экваториальной зоны, включающей тропики и часто субтропики, шириной свыше 4000 км выветривание «поднимается» на формационный уровень и приводит к формированию региональных и суперрегиональных геологических тел, которые относятся к одному формационному типу. Элювиальные тела других климатических зон рангом ниже.

Известняковая панцирная толща юга Австралии (см. гл. 18), возможно, представляет вторую континентальную элювиальную геоформацию.

**Латеритная элювиальная формация** представлена латеритными корами выветривания Австралии, Африки, Южной Америки, Индии и других стран Азии и островов океанов. В Австралии они формируются с олигоцена, достигают мощности 100 м и, вероятно, большей, распространены по всему континенту, естественно, прерываясь в высокогорье, в долинах крупных рек, озерных бассейнах, на выходах площадных залежей бурых углей (олигоцен) и траппов (миоцен), хотя последние вне аридной зоны также интенсивно элювируются. Но они перекрывают («запечатывают») досреднемиоценовую латеритную кору. Современное латеритообразование интенсивно продолжается лишь по восточной, наиболее влажной окраине континента, особенно в штате Квинсленд, но захватывает здесь и среднегорье и семигумидные зоны (саванны). Кора выветривания вписана в рельеф: железные панцири — феррикреды — одевают не только водоразделы, но и довольно крутые (до 30°) склоны гор и борта долин. На большей части Австралии современное латеритообразование замещается другими типами выветривания: развалами (руинами), эоловым перлювием и карбонатными панцирями (калькретами, или эолинитами типа каличе), а также эоловыми дюнами. Таким образом, латериты на этом континенте, как, вероятно, и на всех других, имеют разный возрастной объем и должны относиться к разным (двум-трем) стратиграфическим горизонтам — свитам, являющимся конкретными формациями. Одна из них — олигоценовая, перекрытая миоценовыми трапповыми базальтами, как это хорошо видно в штате Виктория. Там же, где латеритообразование практически не прекращалось в последние 20 млн лет, стратиграфическое расчленение коры или кор представляет собой проблему.

Все горизонты латеритного профиля полно развиты (см. гл. 3 кн. 1, рис. 3.1, с. 132—133): под железным панцирем (0—10 м) залегают сфероагрегатный бокситово-железородный горизонт (5—50 м), переходящий вниз в иллювиальный, пятнистый железородно-каолиновый (1—10 м), сменяющийся чисто каолиновым (10—30 м), а иногда и залегающими в основании коры смектитовыми и гидрослюдистыми глинами (до десятков метров). В некоторых разрезах на глубине,



в латеритном горизонте, устанавливается другой панцирь, указывающий на прерывистость формирования коры и позволяющий ее расчленять по возрасту. Вероятны и другие признаки наложения этапов выветривания, дающие основания выделять элювиальные свиты.

В латеритную элювиальную формацию следует включать не только собственно кору выветривания, но и синхронные с ее формированием коллювиальные, аллювиальные и другие механогенные отложения, накопившиеся из перетолженного элювиального материала или даже из аллохтонного вещества. Несильно удаленные от коры коррелятные выветриванию механогенные материал и накопления становятся неэлювиальными фациями рядом с собственно элювиальными в единой сложной в целом элювиальной конкретной формации. Это вытекает из парагенетического понимания геотформаций, в которых объединяются разнородные, часто резко гетерогенные отложения.

Поскольку все горизонты латеритной формации — ценные полезные ископаемые (бокситы, железные и другие руды, каолины и другие глины), они изучены довольно хорошо не только по современным, но и по древним корам. Широко распространены триасово-юрско-меловые латеритные коры Тургая и прилегающих районов Казахстана и Сибири, а также девонские (КМА на Воронежской антеклизе со сверхмощными — до 400 м — элювиальными железными рудами по джеспилитам; Северо-Уральский бокситовый район, см. гл. 10 кн. 2) и каменноугольные коры (Тихвинские месторождения перетолженных бокситов и др.): В более древних формациях они становятся редкими и менее развитыми, а древнее позднего протерозоя маловероятны.

**20.6.1.2. Механогенные континентные формации.** Резкое доминирование механических процессов седиментации на континентах выражается большим числом механогенных формаций (см. табл. 20.2).

**Коллювиальные континентные формации.** Из-за недостаточных размеров склоновых накоплений чисто коллювиальные формации, по-видимому, не образуются. Даже такое крупное (свыше 0,5 км высотой и в несколько километров длиной по ущелью) обвальное тело, как плотина Сарезского подпрудного озера на Памире, не может рассматриваться как региональное геологическое тело ранга формаций, а является лишь генетическим типом. Однако вместе с озерными, аллювиальными, горно-ледниковыми и осыпными отложениями это уже геотформация, особенно при неоднократных обвалах и длительности формирования. Толщина таких сложных тел — сотни метров, вероятно до 1 км, ширина — километры — первые десятки километров, длина — десятки и сотни километров. Если это не известняковые обвалы, они обычно не заключают полезные ископаемые, хотя и пред-

ставляют практический интерес, однако отрицательный: прорыв плотины грозит наводнением катастрофического характера.

**Флювиальные континентальные формации.** Формаций, в которых определяющим ГТО является аллювий, уже не меньше трех (см. табл. 20.2), и мощность конкретных их тел достигает 10—12 км при ширине до сотен и протяженности до тысяч километров. Это молассы и озерно-аллювиальные формации, отличающиеся от моласс меньшей мощностью, обычно не превышающей первых сотен метров.

*Молассы* — группа формационных типов или один сложный тип, объединяющий важнейшие и широко распространенные формации, документирующие активные тектонические и седиментационные режимы при компенсированности и даже часто при перекомпенсированности прогибания осадконакоплением, что выражается в отсутствии или второстепенности морских отложений (см. гл. 20.2 и табл. 20.1). *Молассы*, следовательно, это региональные парагенезы аллювиальных, пролювиальных, озерных, болотных, нередко золовых, биогенных угольных или хемогенных соляных и других континентальных отложений значительной мощности (практически всегда свыше 0,5 км), формирующиеся обычно у подножия крутых склонов воздымающихся гор при сопряженном быстром прогибании молассового бассейна (или его молассовой зоны) и достаточном для компенсации (и перекомпенсации) питания обломочным материалом, обычно в большей мере грубообломочным (Фролов, 1993).

Термин «моласса» ввел в науку во второй половине XVIII в. швейцарский натуралист Гораций Соссюр, использовавший крестьянское слово Савойи и французской Швейцарии для обозначения особого литотипа — мягких, рыхлых третичных песчаников предгорий Альп (Мазарович, 1976; Фролов, 1993; и др.). В. Б. Вассоевич (1966) его переводил как «рухляк» и видел причину такого наименования в способности слабых по крепости молодых пород осыпаться, сползать, как бы стекать на склонах гор и долин. В XIX в. моласса использовалась для обозначения региональной стратиграфической единицы миоценового возраста, и для отнесения слоев к молассе возрастной признак признавался более важным, чем литологические особенности. Лишь в конце XIX в., когда стали накапливаться факты, свидетельствующие о разновозрастности моласс (как и флиша), они понимались как фация или формация. Марсель Бертран (Bertrand, 1897, с. 170) на 6-й сессии Международного геологического конгресса (МГК) в Цюрихе в 1894 г. определил флиш и молассы как закономерные стадийные фации или формации («les facies ou formations de montagne»): фации и формации тогда еще мало различались (см. 20.1), но вскоре формациями стали называть крупные или «горные» фа-

ции, состоящие из более мелких фаций. Молассы, или пуддинги завершали геосинклинально-орогенный цикл Альп. Непосредственно им предшествовал флиш, именно «грубый флиш, или флиш С», а по-современному (Фролов, 1993 в) — шпир. Еще в начале XX в. А. Гейм (Heim, 1919) молассой называл миоценовые отложения северных подножий Альп, накапливавшиеся в морских и континентальных условиях в Предальпийском краевом прогибе за счет разрушения горного сооружения Альп. В нижней части это преимущественно песчаники, сменявшиеся более грубыми, часто галечными накоплениями. Позднее стали различать нижнюю, или морскую, и верхнюю, или континентальную, молассы. Седиментация происходила одновременно с поднятием гор и опусканием предгорий.

Со второй четверти XX в. молассы устанавливались во всех мезозойских, палеозойских (Мазарович, 1976) и позднедокембрийских (Негруца, 1979; Негруца, Негруца, 1988; Пучков, Раабен, 1972; Беккер, 1968, 1988; и др.) подвижных поясах и орогенах и одновременно углублялось их изучение. С 1937 г. наибольший вклад в познание моласс вносит школа В. И. Попова (1954, 1968 и др.) в Ташкенте: кайнозойские и современные молассы Ферганской впадины и других структур Средней Азии — может быть, наилучший объект для изучения. Были установлены многограновая цикличность и генетический состав. Эстафету принял О. А. Мазарович (1961, 1967, 1972, 1976; Мазарович, Минервин, 1971), давший монографическое описание девонских моласс Центрального Казахстана и на более широкой базе разработавший классификацию и общие вопросы их образования (Фролов, 1993). О. А. Мазарович (1976, с. 117) молассовую формацию определяет «как полифациальную совокупность существенно обломочных горных пород значительной мощности, образовавшихся в результате размыва тектонически активного горного массива и захоронившихся в смежных конседиментационных прогибах. Молассами фиксируются контрастные тектонические движения... и по ним восстанавливаются рубежи геотектонических этапов». В настоящее время полифациальная совокупность раскрывается как парагенез генетических типов отложений (Фролов, 1975, 1977, 1978, 1980, 1984 и др.) и в определение вводится признак субаэральности или континентальности среды седиментации.

Ценна и геотектоническая типизация моласс (Мазарович, 1976, с. 180 табл. 10), все разнообразие которых по расшифрованным стадиям горообразования сведено к пяти типам: 1) эпиплатформенным зон активизации (кайнозой Средней Азии, мезозой и кайнозой Байкальской области и др.); 2) катаплатформенным, или раннеплатформенным (триас и нижняя юра Челябинского грабена); 3) постгеосинклинальным стадии активизации — наложенных межгорных

впадин и прогибов (девон, верхний палеозой Минусинских впадин, девон Сарысу-Тенизского водораздела в Центральном Казахстане, девон Шпицбергена и Восточной Гренландии); 4) эпигеосинклинальным, орогенным — краевых, остаточных геосинклинальных и наложенных межгорных прогибов и впадин (средний олигоцен — неоген Предальпийского прогиба, пермь — нижний триас Предуральского прогиба, силур западной части Центрального Казахстана, неоген Закарпатских впадин) и 5) интрагеосинклинальным — промежуточных орогенных стадий, осложняющих геосинклинальное развитие, т. е. унаследованных прогибов, смежных с интрагеоантиклиналями (нижний и средний девон Чингиза в Центральном Казахстане, апт — альб Румынских Карпат).

Из этой безупречной классификации моласс лучшего их знатока следует, что молассы образуются на любых стадиях «геотектонического цикла» (а не только на постгеосинклинальной орогенной, как это считалось первоначально). Но это сильно расширяет понятие, под которое подпадают все мощные обломочно-породные толщи, особенно если они существенно псефитовые, что нецелесообразно. Сужение содержания понятия «моласса» возможно по двум направлениям: во-первых, исключением глубоководных, «дикофлишевых» отложений, никогда не относившихся к молассам (если, конечно, была понята их глубоководность), а во-вторых, выделением нижних, или морских, моласс, которые часто отождествлялись со широм Венского третичного бассейна (Фролов, 1993б), в самостоятельный формационный тип (см. 20.6.1.3). Следовательно, молассы — это в основном или исключительно континентальные отложения, а морские в них могут быть второстепенными и прибрежными.

Как все быстро накапливающиеся (не меньше 100 м в 1 млн лет) механогенные отложения молассы четко цикличны (рис. 20.2, а, б), и их цикличность многогранная — от элементарной до мегациклитовой. Основной, четко выраженной является элементарная, точнее, суперэлементарная цикличность: циклиты ранга циклотем угленосных толщ (в среднем 5—20 м мощностью), отвечающие одному аллювиальному циклу, или циклу «меандрирования» (см. гл. 17 и гл. 11 кн. 2), а также пролювиальные циклиты (мощностью в среднем 1—10 м). Они формируются при равномерном однонаправленном опускании зоны седиментации, а смена знака тектонического движения чаще всего отражается в мезо- или макроциклитах.

Фациальная структура моласс четкая, зональная, или поясовая (рис. 20.3, см. рис. 20.2, в—е), что определяется их прилеганием к горным цепям и другим линейным структурам. При этом фациальный план их асимметричен (см. рис. 20.2, в, г) или симметричен (см. рис. 20.2, д, е) в зависимости от предгорности или межгорности.

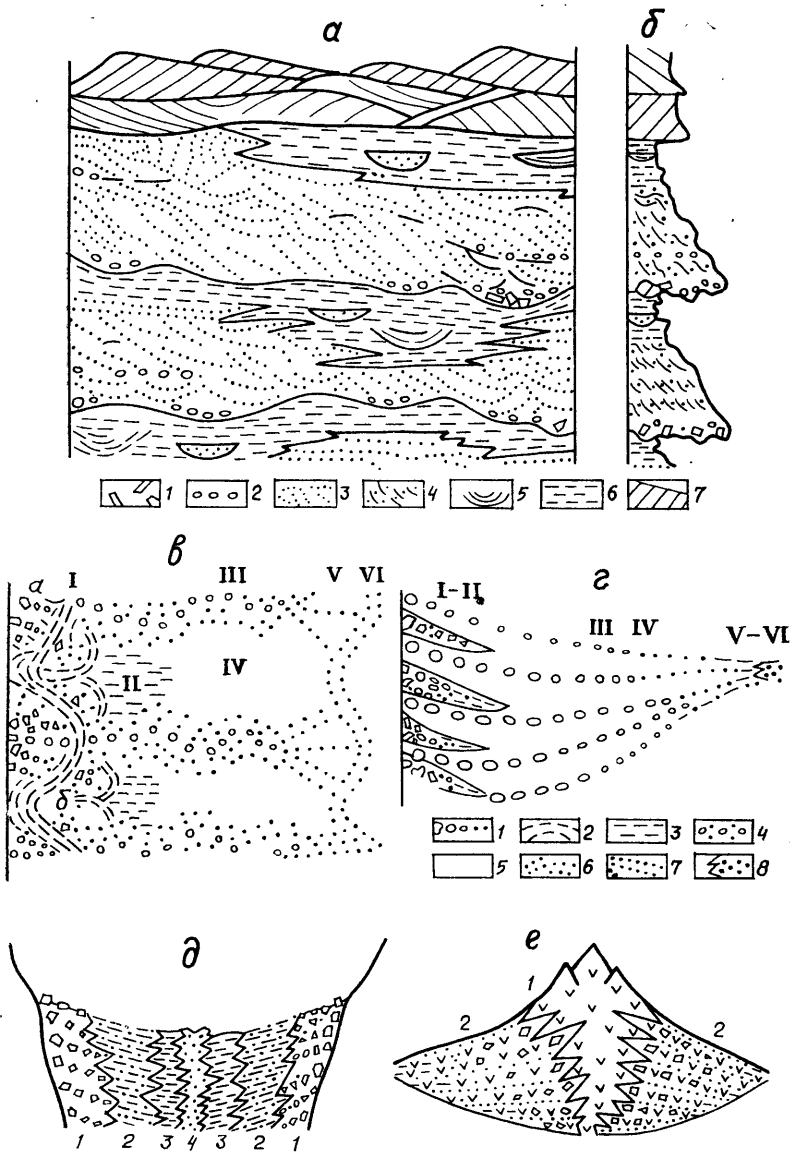


Рис. 20.2. Фациальная и циклитовая структуры моласс и их основные типы:

а, б — схемы взаимно перпендикулярных разрезов двух суперэлементарных циклитов семигумидной молассы: 1 — интраседиктастые, в основном глиняные глыбовые и щебенковые брекчин — обвалы крутых бортов русла; 2 — галечники и гравий полимиктовые, дальнего приноса; 3, 4 — пески с однонаправленной косой, косоволнистой и волнистой слоистостью — отложения русел, прирусловых отмелей и валов и изолированные линзы; 5 — старичные отложения — глины и алевриты с

миллиметровой слоистостью; 6 — пойменные пески, алевриты и глины; 7 — золотые перевеянные пески (дюны). в, г — схемы (в — план, г — профиль) семигумидной молассы с асимметричной фациальной структурой. I—VI — фации: I — пролювиальная из двух подфаций — собственно веерная (а) и вторичных вееров (б); II — такырная, или потоповая, III—IV — констративно-аллювиальная, или фация аллювиальной равнины в составе подфаций собственно аллювиальной или долинной (III) и междолинной (IV); V — дельтовая; VI — прибереговая бассейновая, в основном прибойная или пляжевая, обычно относящаяся к морской формации. 1, 2 — пролювий грубый (1) и лёссовый (2); 3 — отложения такыров или других крупных разливов (потопов); 4 — пески, алевриты и глины дельт; 5 — илестые отложения наводнений и водораздельные элювиальные образования; 6, 8 — пески пляжей, 7 — дельта, д, е — молассы с симметричной фациальной структурой: межгорные (д) и вулканические (е) молассы. Фации «д»: 1, 2 — пролювиальные фангломератовая (1) и лёссовая (2); 3, 4 — осевые аллювиальные русловая (3) и пойменная (4); фации «е»: 1 — вулканическая, в основном экструзивно-эффузивная с туфами; 2 — вулканосадочная, собственно молассовая (туфы, лахары, коллювий, аллювий, почвы и др.) с многогранговой циклитовостью

---

Помимо геотектонической классификации молассы различаются по климатическим условиям формирования. Широко распространены гумидные сероцветные, обычно угленосные молассы, которые в свою очередь подразделяются на тепло-, умеренно- и холодноклиматические. Голоценовыми их примерами могут служить молассы бассейна р. Маркхем на Новой Гвинее, на других крупных островах Малайского архипелага и на Индокитайском полуострове (теплоклиматические); молассы бассейна Амура (умеренноклиматические) и Колымы (холодноклиматические). Широко распространены аридные молассы как межгорные, например Ферганские, так и предгорные (в Средней Азии, Западном Китае и Монголии). Вулканические молассы, например в осевом прогибе Камчатки, на крупных островах Курильской гряды, в Каскадных горах запада США (см. рис. 20, 2, г, е), отвечают вулканогенно-осадочному типу литогенеза Н. М. Страрова.

Молассы в истории Земли эволюционировали под влиянием смены тектонических режимов, развития материков и типов литогенеза. Достоверные молассы известны из нижнего протерозоя (Беккер, 1988; Негруца, Негруца, 1988; Хаин, Божко, 1988; и др.), и с тех пор молассообразование циклично усиливалось. Раннепротерозойские молассы формировались со скоростью часто меньшей 10 м/млн лет (Хаин, Божко 1988, с. 149), и их мощность редко превышала 300 м (Негруца, Негруца, 1988). Широкое распространение на всех континентах этих *протомоласс* свидетельствует об образовании Пангеи I в конце раннего или начале позднего протерозоя (Хаин, Божко, 1988, с. 159). С данным рубежом совпадает образование первых красноцветных аридных формаций (1,9 млрд лет в Кодаро-Удоканской впадине) и тиллитов (2,3—2,1 млрд лет в Африке и Канаде). Но значитель-

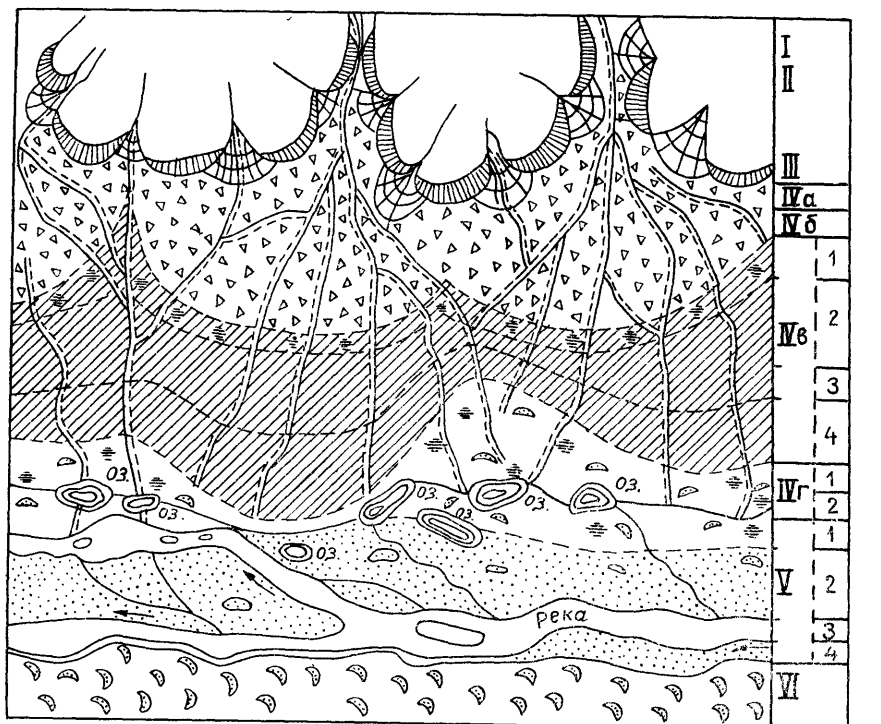


Рис. 20.3. Фациальный план межгорной аридной молассы на примере Ферганской котловины (из Попова, 1945, 1963)

Фациальные поясы, зоны и подзоны (=фации): I — водораздельно-ветривающийся (элювиальный); II — склоновый (коллювиальный); III — долинно-потоковый; IV — подгорно-верный в составе зон: а — селевой, б — фангломератовой с двумя подзонами, в — лёссовой с тремя — четырьмя подзонами (песчано-лёссовой, собственно лёссовой, или фаналевритовой, и лёссово-луговой); г — такырной с двумя подзонами; V — равнинно-флювиальный в составе четырех зон: солончаково-луговой, или аллювиально-застойной, равнинно-пойменной, равнинно-русловой и равнинно-пойменной другого берега; VI — равнинно-ветровой (эоловый): 1 — границы поясов и зон; 2 — границы подзон; 3 — щебневые, галечные осадки; 4 — лёссовидные мелкоземы; 5 — болота; 6 — верный аллювий (гравий, пески, алевроиты); 7 — аллювий равнинно-долинный (пески, алевроиты); 8 — эоловые пески; 9 — коллювиальный шлейф; 10 — селевой комплекс (валунно-щебневые и гравийно-песчаные мелкоземы)

ная или большая часть этих протомоласс должна относиться к шпирю. Не исключено формирование протомоласс и в архее, хотя вероятность этого мала.

Большое научное значение моласс определяется их палеоиндикаторностью: по ним восстанавливаются континенты, расчлененность рельефа, климат, флювиальные, эоловые и другие динамические процессы и т. д. Практическое зна-

чение моласс: в них залегают многие угольные, солевые, медные, урановые, золотые и другие месторождения, а также нефть, газ, вода. Галечники и пески используются как строительные материалы.

**Озерно-аллювиальные формации** отличаются от моласс в основном лишь мощностью и обычно изометричной формой конкретных тел, а также более сложной фациальной структурой: это отражает пассивные тектонический и седиментационный режимы, приуроченность к платформам и другим подобным структурам и равнинный или низкогорный рельеф, т. е. во многом противоположные молассовым геологические обстановки. Литологический и генетический их состав близок к таковым моласс, отличия — в меньшем участии грубообломочных и большей роли глинистых, биогенных и хемогенных пород и субаквальных, озерных отложений. Формирование их связано с частыми перерывами, во время которых происходят почвообразование и другое элювиование. Циклиты менее четкие, и мощность циклитов всех рангов меньшая, часто на порядок. Климатические виды аналогичны молассовым: широко распространены все три типа гумидных формаций (тепло-, умеренно- и холодноклиматические), а аридные соленосные заслуживают выделения в самостоятельный тип. Примеры: современные отложения Западной Сибири с мощными торфяниками и юрские угленосные отложения Иркутского и Канско-Ачинского бассейнов. По таким формациям восстанавливаются пассивный тектонический режим, равнинный рельеф, суша с внутренними водоемами — озерами и болотами, климат и динамические, биологические, химические и элювиальные процессы образования отложений. По полезным ископаемым они аналогичны молассам.

**Золово-озерные формации (ЭОФ).** ЭОФ формируются при пассивном тектоническом режиме и малых скоростях седиментации, примыкают к флювиальным формациям и отличаются доминированием обстановок крупных озер типа Ладожского или Великих озер Северной Америки — в озерных гумидных формациях — или золово-аллювиально-эвапоритовоозерных обстановок — в соответствующих аридных формациях. В *озерных гумидных формациях* преобладают субаквальные, часто сильно дифференцированные на лито- и генотипы и фации механогенные (пески, илы, галечники), биогенные (сапропели, торфяники, строматолиты) и субэвральные аллювиальные, дельтовые и золово-дюнные отложения и элювиальные образования. В них нередко руды железа и рудопроявления марганца. *Золово-эвапоритовые формации* слагаются эвапоритовыми озерными, золово-дюнными, золово-лёссовыми, пролювиальными, такырными (отложениями разливов и наводнений), или потоповыми, аллювиальными отложениями и аридными типами элювия



(карбонатными, солевыми и кремневыми панцирями, развалами и золотым перлювием) и накапливаются в обстановках типа современного бассейна Аральского моря. Они широко распространены в древних периодах.

**Ледниковые формации.** На континентах лишь покровные оледенения создают особые, ледниковые формации, в которых собственно ледниковые отложения — морены, — хотя и не всегда слагают их больше чем наполовину, но тем не менее формационно остаются доминирующими, как минимум, в информационном отношении: они обозначают особые этапы развития крупнейших структур Земли — континентов, часто завершающие одни из самых длительных циклов развития земной коры — формирование пангей. В истории Земли более достоверны четыре ледниковых периода: раннепротерозойский, вендский, позднепалеозойский и плиоцен-плейстоценовый. Наиболее изучены последние два, которые полнее представлены в геологических разрезах и рельефе (Браун и др., 1970; Гостин, 1970; Фролов, 1984; Флинт, 1963; Герасимов, Марков, 1939; Яковлев, 1954; Москвитин, 1957; Шанцер, 1966; Лаврушин, 1976, 1980; Чумаков, 1978; Рухина, 1973; Boulton, 1972; Charlesworth, 1957; Veevers, 1986; Woldstedt, 1954; и др.). Помимо морен разных типов (см. гл. 18) в формацию входят водно-ледниковые отложения, как внутри-, так и внеледниковые: озерные и потоковые (флювиальные), а также отложения катастрофических потоков, возникших при прорыве ледяных плотин больших внутриледниковых озер (Катастрофы... , 1986, с. 23—27).

По периферии континентов формировались шельфово-ледниковый комплекс морен, прибрежно-морских отложений и криосолифлюкционные глыбовые брекчии (см. рис. 18.3). Отложения циклитовые: основная цикличность выражена чередованием морен и коррелятных с ними отложений с комплексом механогенных отложений межледниковий, отражающих циклы оледенения. В верхнем карбоне — нижней перми Австралии насчитывается до 50 морен (Браун и др., 1970). В шельфовых моренах и межледниковых отложениях обычны глендониты, или генойши, — псевдоморфозы карбонатов по гигантским (до 0,5 м и больше) кристаллам икаита (метастабильного шестиводного кальцита), образующиеся в холодных (около 0°C) грунтах и осадках. По изотопному соотношению кислорода в неперекристаллизованных раковинах массивных двустворок *Euridesma* определяются холодные прибрежные воды (+7°C). Ледниковая формация покрывала весь континент Австралию, о. Тасманию и распространялась на другие континенты Гондваны, включая и юг Африки. Мощность ледникового комплекса достигает первых сотен метров.

Позднеплиоцен-плейстоценовое оледенение в Северном полушарии покрывало большую часть Европы, значитель-

ную часть северо-западной Сибири и Северной Америки. Насчитываются до четырех ледниковых фаз и три межледниковья. Все они вместе формационно едины — это отложения покровного оледенения, но как конкретные формации — свиты — три или четыре, по числу ледниковых (включая и межледниковья и постледниковье — голоцен) циклов. Если бы они были палеозойскими, скорее всего их объединили бы в одну свиту — конкретную формацию.

**20.6.1.3. Побережные континентные формации.** Несмотря на пограничность между сушей и морем береговой зоны, она нередко становится местом образования специфичных формаций, которые, хотя и соединяют признаки континентальных, наземных и бассейновых, морских, тем не менее тяготеют больше к последним, особенно когда водоемы большие и с морфологически дифференцированным дном, с развитым шельфом. Примерами могут служить Балтийское, Белое, Черное и другие внутренние и окраинные моря. Первое деление формаций и порождающих их обстановок, вероятно, правильнее проводить по активности тектонического и седиментационного режимов, большей частью прямо коррелирующихся между собой.

**Шлировые формации (шлир).** При активном тектоническом режиме, выражающемся в горном рельефе побережья и быстром прогибании зоны седиментации, активном осадконакоплении, выражающемся в массовой поставке рыхлого терригенного материала, компенсирующего прогибание, накапливаются со скоростью более 100 м/млн лет мощные (свыше 500 м) нижние, или морские, молассы, которые правильнее трактовать как *шлировые* (см. гл. 20.2; Фролов, 1993). Они в гумидном климате угленосные («паралические формации»), а в аридном — соленосные, обычно красноцветные. Примерами служат угленосные толщи среднего карбона Донбасса и тоара — аалена Дагестана (свыше 6 км) с многими десятками (до 70—80) пластов углей, с прослоями раковинных, водорослевых и биодетритовых мелководных известняков, сложенные в основном песчаниками и алевро-глинистыми пачками, четко циклитовые, циклиты — циклотемы (в среднем мощностью 10—30 м) значительно богаче молассовых элементами — литотипами и генотипами отложений (рис. 20.4; см. рис. 11.4 кн. 2 и гл. 19). По гранулометрии они в основном прорециклиты (наиболее тонкозернистая, глинистая часть с углем находится в середине циклита или несколько сдвинута вверх), реже рециклиты и проциклиты. В них, как в элементарной ячейке, присутствуют все или почти все формациеобразующие генотипы: речные выносы в море, отложения баров, подводных валов, вдольбереговых течений, заливов, банки ракушняковые, биотурбиты, свалы с бортов каналов прорыва дельтовых протоков, угли, волновые, иногда и приливные отложения. Выдержан-

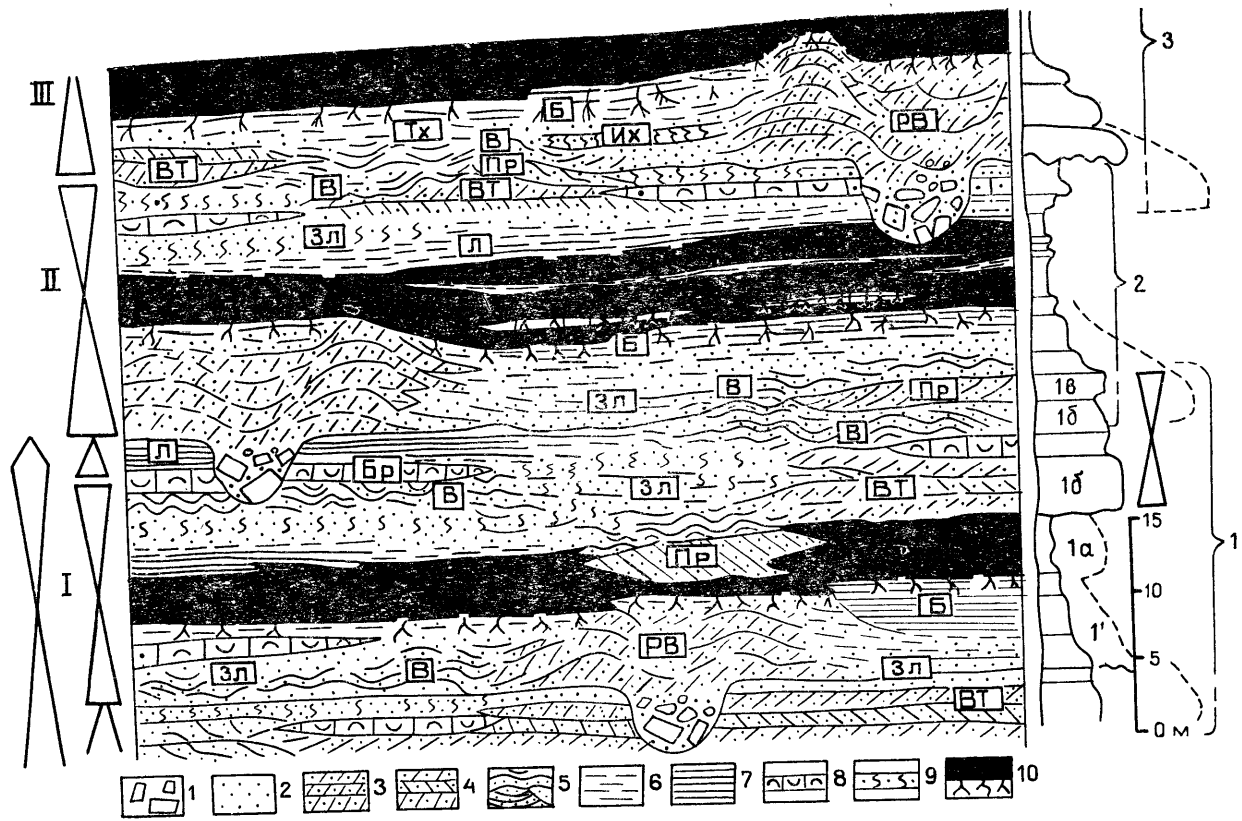


Рис. 20.4. Фрагмент угленосного шлира (аален Дагестана; Фролов, 1984) — три суперэлементарных циклита (СЭЦЛ) — циклотемы (ЦТ) и их возможные границы:

1 — глыбово-песчаные конглобрекции из местных полулитифицированных отложений — обвалы бортов каналов прорыва проток; 2 — песчаники грубо-крупно- и тонко-мелкозернистые; 3 — песчаники с однонаправленной косой слоистостью — речные выносы (РВ); 4 — песчаники с разнонаправленной косой слоистостью — отложения вдольбереговых течений (ВТ); 5 — песчаники волнисто-слоистые — волновые отложения (В); Пр — прибойные отложения — песчаники крупно-грубозернистые отмытые с пологой крупной малосерийной косой слоистостью; 6 — алевролиты и глины — отложения заливов (Зл) и другие тиховодные осадки (Тх); 7 — глины лагунные (Л) и болотные (Б); 8 — известняки раковинные — банки ракушняковые (Бр); 9 — ихнитолиты (Их), или биотурбиты; 10 — уголь с почвой и горизонты с вертикальными корнями растений. I, II, III и 1, 2, 3 — возможные варианты выделения суперэлементарных циклитов — циклотем; 1', 1а, 1б, 1в — элементарные циклиты. Прерывистым контуром справа показаны грубые накопления каналов стока (в глубине профиля)

ность циклотем — десятки и первые сотни километров, хотя встречаются и маловыдержанные. Правильная цикличность формируется при равномерном однонаправленном опускании дна, без его колебательных движений, чаще всего по дельтовому (субдельтовому) механизму (см. гл. 17).

Другим типом шлировой формации, больше сходной со шлиром Венского третичного (миоценового) бассейна (рис. 20.5, А, Б), являются мощные (до 1—2 км и больше) в основном мергельно-глинистые толщи с прослоями песчаников, накапливавшиеся явно в глубоководных некомпенсированных, нередко застойных бассейнах типа майкопского в Предкавказье и Закавказье, во многом сходных с современным Черным морем. В них обычны турбидиты, но это не флиш. Биос их беден, бентос большей частью отсутствует. Ограниченные площади распространения, присутствие конгломератов, водорослевых известняков и другие признаки тесной связи с мелководными отложениями, от которых они удалены недалеко, не позволяют трактовать эти формации как чисто батинальные. Чаще всего в подвижных поясах они постфлишевые и предорогенные, а главное их отличие от моласс — формирование не за счет внутреннего, геосинклинального, а внешнего, обычно платформенного источника: в Предальпийском и Предкавказском прогибах материал в основном или полностью сносился с севера, с молодых, еще активных платформ с герцинским фундаментом. Шлировые формации образуются на всех стадиях геотектонического цикла и в различных обстановках (Фролов, 1993). Одни их виды близки к молассам, другие — к флишу, особенно апикальному, третьи — к аспидной формации. Все это показывает разнородность шлира и возможность его разделения на самостоятельные формационные типы.

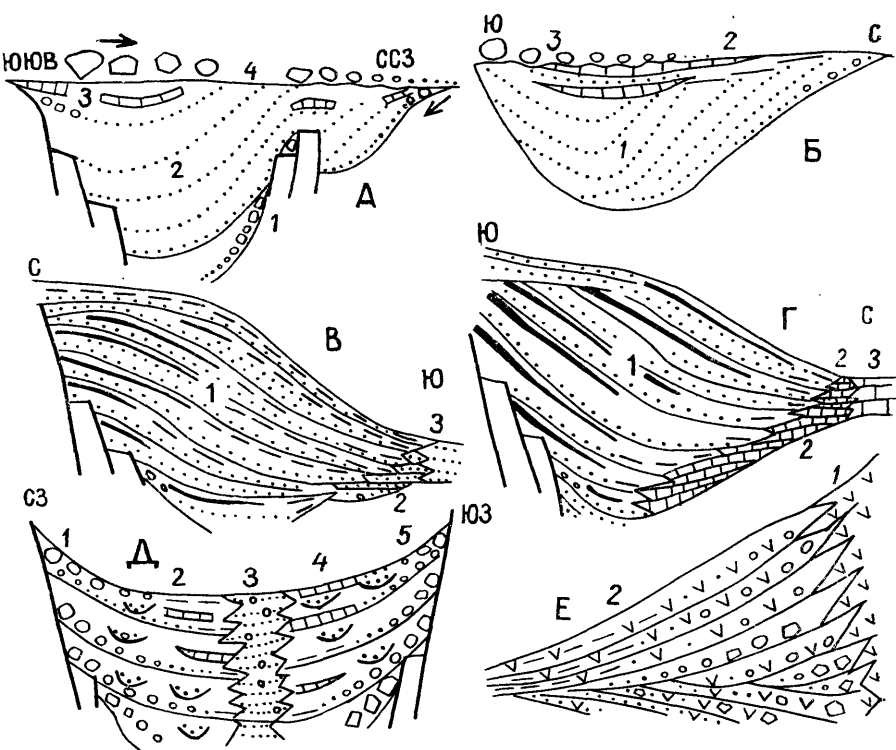


Рис. 20.5. Схематические профильные разрезы основных типов шлира: А — восточная часть Венского бассейна в составе Внешней, северной, и Внутренней, южной, впадин, разделенных поднятием (1); 2 — шлировый литотип — тонкоциклитовые глины, мергели с прослоями песчаников; 3 — известняки, часто ракушняковые; 4 — моласса. Б — Предкавказский альпийский прогиб: 1 — глинистая майкопская серия (олигоцен — нижний миоцен) с проградационным наслоением (с севера на юг) от платформы к Кавказу; 2 — известняки и песчаники среднего и верхнего миоцена; 3 — моласса (плиоцен — антропоген). В — юрская, верхнетюрко-арско-ааленская песчаная параличская угленосная серия (1) с южной проградацией; 2 — турбидитовая фация шлира; 3 — флишевая формация Центральнокавказского прогиба. Г — параличская угленосная известняково-песчано-глинистая, в основном среднекаменноугольная, серия Донбасса (1), ее известняковая фация (2) и, вероятно, самостоятельная известняковая формация северного пологого борта прогиба (3). Д — плиоцен-антропогеновая параличская серия дельтовой зоны р. Маркхем (Новая Гвинея) симметричной фациальной структуры. 1, 5 — грубообломочные горноаллювиальные фации; 2, 4 — фации известняково-песчано-глинистых отложений лагун и заливов; 3 — осевая песчаная фация дельтовых рукавов и проток. Е — вулканический шлир у прибрежно-вулканического пояса. 1 — вулканическая фация; 2 — осадочная туфово-экзокластическая фация

Шлир или шлиры, классифицируемые по разным признакам, бывают внутриконтинентальными, пресноводными, типа байкальского, и перикратонными, солоноватоводными и нормально-морскими, предгорными и равнинными (при больших размерах денудированной суши), чисто терригенными, терригенно-карбонатными и вулканитовыми; двустороннего или одностороннего питания обломочным материалом, с симметричной и асимметричной фациальной структурой; угленосными, соленосными, меденосными, нефтеносными и т. д. Климатические типы шлира разнообразные, но различия не такие резкие, как у моласс.

Шлирообразование, вероятно, началось раньше формирования моласс, и развивалось оно циклично, становясь все более разнообразным по петро- и генотипам, обстановкам, стадиям развития бассейнов и полезным ископаемым (Фролов, 1993в).

**20.6.1.4. Неритовые формации**, образующиеся во внутренних или окраинных морях или на обширных открытых шельфах, во многом аналогичны шлиру и отличаются практически только малыми (десятки — сотни метров) мощностями, т. е. пассивными тектоническим и седиментационными режимами. Последние способствуют частому элювиированию и перемыву отложений, конденсации полезных или крупных компонентов и другому их вызреванию и концентрации. Поэтому они часто заключают месторождения фосфоритов, сидеритов, известняков и россыпи тяжелых минералов.

**20.6.1.5. Батинальные формации**, образующиеся в крупных внутриконтинентальных, средиземных, окраинных морях или на островодужном и континентальном склоне, обращенном к океану, представлены практически только флишем, наряду с которым часто выделяется аспидная формация. Однако и она оказывается флишем, только весьма тонким, существенно (на 70—80%) глинистым (триасово-нижнеюрская таврическая серия Крыма, нижняя и средняя юра Кавказа и кульм — нижний карбон ФРГ).

**Флиш**, или флишевая формация (Вассоевич, 1948, 1951; Фролов, 1984, 1988; и др.), — одна из самых распространенных и разнообразных по петрографическому составу (бывает почти любой), геологическим обстановкам и стадиям геотектонического цикла (ГТЦ, см. 20.2), что позволяет различать подтипы или типы флиша по петрографическому составу, обстановкам и стадиям ГТЦ. Флиши бывают не только морскими, но и пресноводными (оз. Байкал); они начинают ГТЦ геосинклиналей (Крым и Кавказ в триасе и ранней юре), формируются в середине (средняя и верхняя юра и мел Большого Кавказа) и конце (палеоцен и эоцен, там же) геосинклинальной стадии ГТЦ. Обстановки формирования флиша — внутриконтинентальные и периконтинентальные

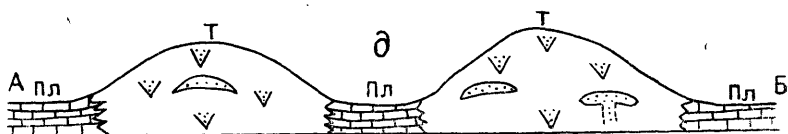
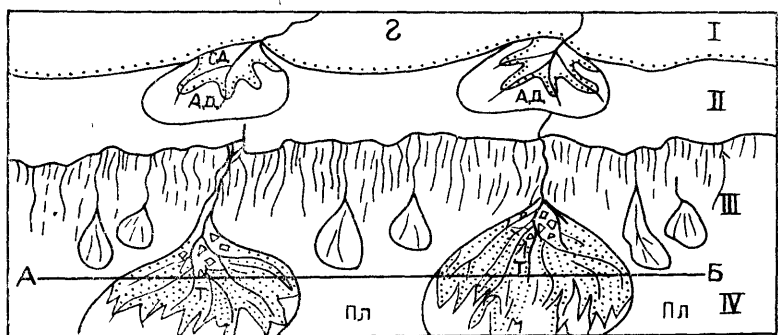
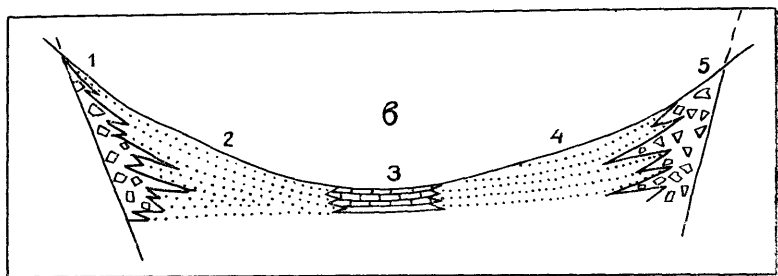
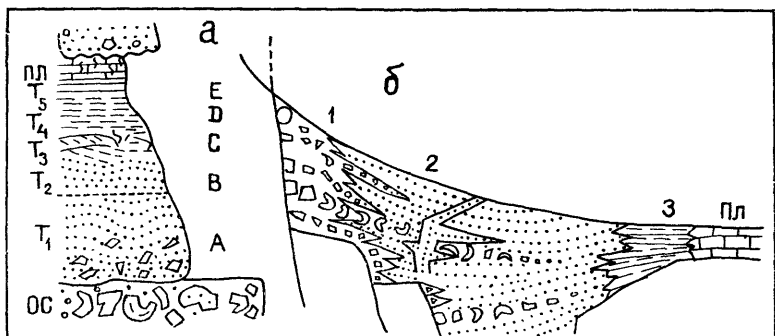


Рис. 20.6. Терригенный кварц-силикатный флиш (схемы):  
 а — элементарный флишевый циклит с пятью ( $T_1$ — $T_5$ ) структурными и текстурными литотипами (по Боума, 1962, 1964 и др.), нефлишевым, фоновым планктоногенным известковым биотурбированным апикальным элементом (Пл). В основании — олистостром — базальный элемент мезоциклита. б — продольный разрез флишевого конуса с фациями: 1 — грубофлишевой, или грубообломочной (фангломератовой), — фацией дикого флиша (проксимальный флиш); 2 — нормальнофлишевой, или

турбидитовой (средняя часть или фация конуса), с двумя олистостромами и нептуническими дайкой и силами (пльвунные отложения); 3 — дистальный флиш. Пл — планктоногенная известняковая формация. в — симметричная структура флиша двустороннего питания. Фации: 1, 5 — грубо-, или дикофлишевые; 2, 4 — нормальнофлишевые, или собственно турбидитовые; 3 — объединенная фация тонкого, дистального флиша, в основном пелитовая («аспидная»); г — обстановки формирования флишевых конусов (т) окраин континентов, питаемых дельтовыми (СД — субаральная и АД — авандельтовая фации) конусами. I — суша; II — шельф; III — континентальный склон с мелкими турбидитовыми конусами; IV — континентальное подножие с турбидитовыми (т) конусами и планктоногенными отложениями (Пл). д — продольный разрез флишевой формации, подразделяющейся на турбидитовые (т) и нетурбидитовые, планктоногенные известняковые (Пл) фации. В конусах показаны дельтообразные русловые врезы песчаников и силлы песчаников с дайкой

рифты (оз. Байкал, таврическая серия Крыма и др.), межкордильерные прогибы (юра, мел Кавказа) и прогибы между соседними островными дугами (Индонезия), окраинные моря, глубоководные желоба и дно океанических котловин, не отделенных от континентов глубоководными желобами (Гангский и Индийский глубоководные конусы — ГВК — и конусы в северо-восточной части Тихого океана и вообще ГВК пассивных окраин океанов).

Однако все такие разные обстановки имеют общие определяющие черты: глубоководность и обильное питание осадочным материалом. Эти решающие условия в свою очередь определяют активным тектоническим режимом, по крайней мере в бассейне (большая скорость прогибания), крутыми и высокими склонами, обеспечивающими автокинетический разгон мутевых потоков (наподобие снежных лавин), некомпенсированностью прогибания осадконакоплением, гумидным климатом или активным вулканизмом на суше или островных дугах (обеспечение подачи больших масс рыхлого материала). Почти обязательные землетрясения служат «спусковыми крючками» для обвалов, оползаний и возникновения спазматических течений, обычно перемещающихся сначала по каньонам на континентальных склонах (КС), разгоняющихся до скоростей 100 км/ч и больше, часто отрывающихся от дна и перемещающихся взвешенно над ним на десятки, сотни, а иногда и на тысячи километров. По пути мутевые потоки расслаиваются на два-три яруса, перемещающихся с разными скоростями, отличающихся разной плотностью, нагруженностью обломочным и глинистым материалом, турбулентностью и высаживающих отличные осадки, вместе составляющие турбидитовый элемент флишевого циклита (ФЦЛ, рис. 20.6 а, см. рис. 2.7 и 3.12 кн. 1).

Флиш любого типа имеет многогранговую циклитовость. Наиболее выражены элементарные ЦЛ (ЭЦЛ) толщиной в



среднем 10—50 см и состоящие из двух циклитовых элементов (ЦЭ): турбидитового (ТЦЭ) и фонового (ФЦЭ), чаще всего планктоногенного (ПлЦЭ), обычно разделенных резкой, иногда неровной границей со следами биоэлювирования кровли ТЦЭ. Чаще всего вся толщина ФЦЛ представлена турбидитом, отложившимся практически мгновенно, а время, длительность формирования ФЦЛ — фоновым элементом, хотя толщина его бывает ничтожной (миллиметры-сантиметры, реже дециметры). Флиш, таким образом, демонстрирует почти самую большую неравномерность осадконакопления. Турбидитовый ЦЭ обычно дифференцирован на 2—5, реже на 6—7 слоев — горизонтов, отличающихся крупностью зерна, сортированностью, содержанием пелитового материала (вакковостью) и текстурами (см. гл. 3 кн. 1, 17, 18; рис. 18.6, 20.6; Booma, Hollister, 1973) и демонстрирующих сложную внутреннюю динамику потока, меняющуюся на его протяжении. Но даже при неразвитости всех горизонтов ТЦЭ в нем всегда присутствуют неразлучные аяксы (по С. Л. Афанасьеву) — нижний, зернистый, и верхний, пелитовый, горизонты, из которых второй указывает на тиховодные у дна условия седиментации, что четко отличает турбидиты от контуритов, флюксотурбидитов и других отложений донных течений.

Хотя ЭФЦЛ является и элементарной ячейкой (ЭЯФ) флиша, достаточной для построения всей формации, в последней обычно присутствуют и другие ГТО и циклиты, в частности мезоциклиты (см. гл. 17), которые обозначены олистостромами и другими грубообломочными отложениями, чаще всего щебнисто-песчано-глинистыми отложениями грязекаменных потоков, уходящих от устьев каньонов иногда на 500—600 км. Включение их в ЭФЦЛ ошибочно, так как они порождены не ординарными, а более редкими и более катастрофическими событиями. Еще более крупными ЦЛ — макроциклиты (МаЦЛ) — отвечают фазам развития: крупным климатическим циклам, перестройкам плана течений, тектоническим движениям и т. д. Флишевая формация в целом — супермакро- или мегациклит, отвечающий самостоятельной региональной фазе или этапу развития бассейна или его крупной зоны, а серия наслаивающихся флишей — стадии ГТЦ или почти 3/4 ГТЦ, а именно ранне-, средне- и позднегеосинклинальным стадиям, сменяющимся широчайшей формацией.

Помимо циклитовой флиш характеризуется и фациальной структурой. Различают симметричный и асимметричный фациальные планы (см. рис. 20.6, *в*, *б*). Первый возникает при двустороннем питании осадочным материалом (с противоположных кордильер, островных дуг или бортов неширокого моря) и имеет у бортов фации грубого, или дикого, флиша, которые к оси прогиба сменяются нормальным тон-

коциклитовым полно развитым флишем и затем, в осевой зоне, — дистальным флишем, часто в терригенном флише выделяющимся под названием аспидной формации. Асимметричный план аналогичен смене фаций у одного из бортов и ясно указывает на одностороннее питание материалом: проксимальная фация, шириной до первых десятков километров, во многом аналогична селевой или фангломератовой фациям пролювиальных конусов; средняя, более широкая (до первых сотен километров), — нормальный, тонкоциклитовый флиш с частыми отложениями пльвунов («флюксо-турбидитов» в нашем понимании) и нептуническими дайками и силлами (см. рис. 18.6 и 20.6, б, д); дистальная фация, шириной до сотен километров, — алеврито-пелитовый, аспидный флиш или флиш с существенным (до более 50%-го) участием фоновых, например планктоногенных известковых или кремневых, отложений. Это окраинно-океанический флиш (см. рис. 18.6 и 20.6, г, д). Более редок флиш продольного питания, формирующийся в значительной мере в узких прогибах типа желобов, в которые с одного конца поступают речные выносы (как, например, в желобе у о. Новая Британия, заполняющемся выносами р. Маркхем на о. Новая Гвинея) или заходит ветвь суспензионного течения, например из зоны Бенгальского глубоководного конуса в Яванский желоб у северо-западного окончания о. Суматра.

Формации флиша состоят из одного конуса или нескольких конусов, слившихся боковыми фациями, как, например, в Гвинейском заливе. Ширина таких поясов — десятки—сотни километров, но нередко — первые тысячи километров (Бенгальский, Индский и конусы в северо-восточной Пацифике). Толщина флишевых отложений варьирует от 300—500 м до 4—5 км (Бенгальский конус), а в древних флишах — до 10—12 км (нижняя и средняя юра Большого Кавказа) или больше.

Известковый флиш, например верхнемеловой у Новороссийска, — цементное сырье; терригенный и кремневый флиш часто нефтегазоносен, а иногда включает сульфидные месторождения (Физуличайское и другие в юре южного склона Большого Кавказа).

**Формации межконусовых континентальных подножий**, обычно прилегающих к бессточным аридным зонам, мало мощны (до первых сотен метров), асимметричны по фациальной структуре и являются планктоногенными и известковыми или кремневыми. Они сильно биотурбированы и нередко приобретают второе формационное лицо — биотурбитовое, как у писчего мела платформ. Помимо тонкой и более крупной событийной циклитовости в них обычна периодитовая (см. гл. 17). Не редки глауконититы, фосфориты, смектитовые апопелловые глины и панцири.

## 20.6.2. ОУКААНСКИЕ ФОРМАЦИИ

**20.6.2.1. Формации дна океанских котловин.** На океаническом дне развиты по крайней мере четыре формации: планктоногенные известковые и кремневые, толщиной до первых сотен метров, подводно-элювиальная — красная эвпелагическая глина (5—15 м) с железомарганцевыми конкрециями и корками (панцирями), формирующаяся ниже критической глубины для карбонатов, циркумantarктическая айсберговых и диатомитовых отложений (сотни метров) и арктическая терригенная, в основном сложенная припайными отложениями (до многих сотен метров у северной Атлантики).

**20.6.2.2. Формации хребтов, поднятий и островов.** Помимо формаций дна котловин в океанах образуются осадочные и вулканические формации срединно-океанических (СОХ) и авулканических хребтов, внутриплитных вулканических цепей и одиночных вулканов, платообразных поднятий и островов, а также в основном коллювиальные формации крупных «трансформных» разломов типа Кларин и Клиппертон в Тихом океане. Большая часть этих формаций еще не завершила свое образование. Однако постоянство структурного плана на протяжении последних миллионов лет привело к определенному оформлению ряда крупных геологических тел, которые можно рассматривать и как геотформации. Прежде всего это *вулканические* толентово-базальтовые и базанитовые формации рифтовых зон СОХ и других вулканических хребтов, включающие обвальные и гидротермальные, а также планктоногенные отложения и подводно-элювиальные образования. Их толщина — сотни метров и первые километры. Стратификация не только нормальная, вертикальная, но и боковая, формирующаяся спрединговым процессом.

**Осадочные формации** представлены планктоногенными известковыми толщами (десятки—первые сотни метров), коралловыми рифами атоллов (толщиной до 2—3 км) и других поднятий (рис. 20.7) с огромными обломочными шлейфами, включающими известковые турбидиты, субаэральными латеритными корами выветривания, бактериально- и карстово-фосфоритовыми образованиями (о. Науру и др.), возможно, «поднимающимися» на формационный уровень. Фациальная структура их чаще всего осесимметричная, циклитовое строение нередко замаскировано элювиальными процессами, проявляющимися обычно циклично.

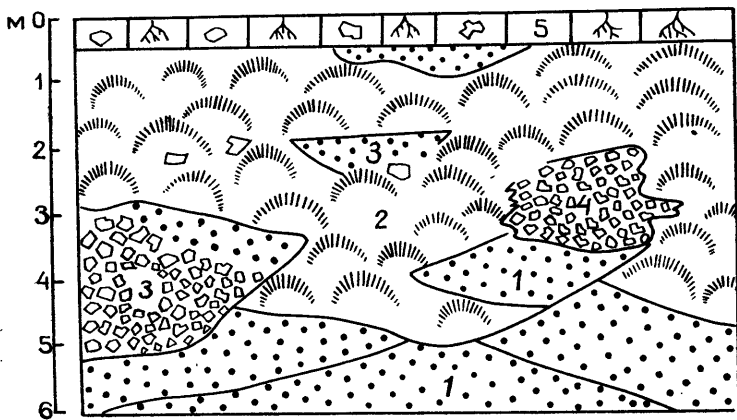
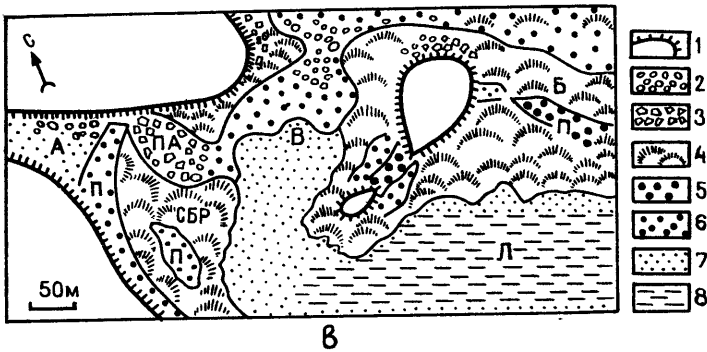
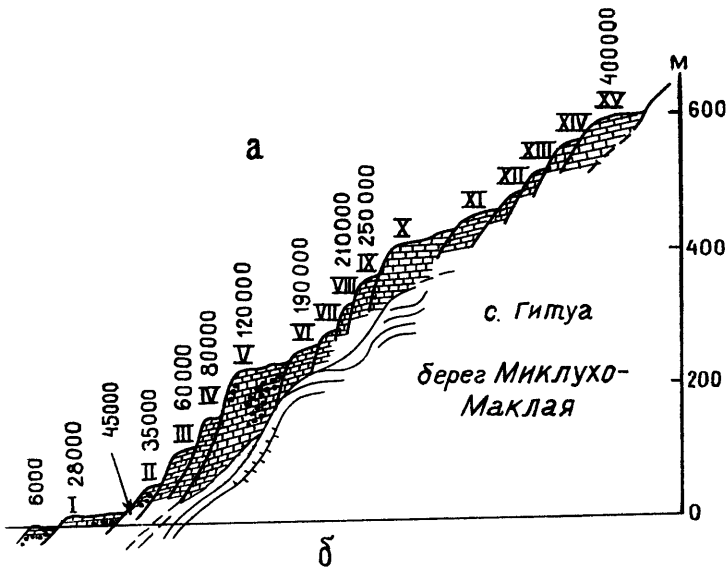
## 20.7. ЗАДАЧИ И ПРОЦЕДУРА ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

*Формационный анализ* может быть определен как комплексное исследование по выявлению формационных типов регионально-стратиграфических (геостратиграфических) единиц — конкретных формаций — и проведение на базе формаций историкс-геологического (палеотектонического, палеогеографического) синтеза, «бассейнового» и минерогенического анализа, т. е. для поисков полезных ископаемых. Если иметь в виду и само выделение формационной единицы, то формационный анализ (в широком смысле слова) включает и регионально-стратиграфические исследования, которые на современном уровне не могут не быть формационными.

В настоящее время главной «внутренней» задачей формациологии является создание как можно более полного перечня формационных типов (т. е. формационной систематики), в котором могли бы найти свое место все или бóльшая часть конкретных формаций при их отнесении к абстрактным, т. е. при расшифровке формационного лица свит или серий.

В формационном анализе необходимо: 1) различать конкретные и абстрактные формации или формационные единицы и формационные типы; циклиты и фации; литоформации и геоформации; 2) совершенствовать регионально-стратиграфические исследования в направлении выделения полноценных в историко-геологическом отношении конкретных формаций — свит, и региональная стратиграфия должна становиться формационной; 3) углублять литогенетические исследования, доводя их до выделения генетических типов отложений — основного системного признака геоформаций; 4) шире применять парагенетический анализ, доводя его до выделения естественных парагенезов пород (циклитов разного ранга) и парагенезов генетических типов — парагено типов, или генетических фаций (элементарных ячеек геоформаций); 5) совершенствовать палеогеографические и палеотектонические реконструкции, т. е. «бассейновый анализ», — для использования их (по методу обратной связи) в генетическом и формационном анализе (не говоря уже об использовании в стратиграфической корреляции разрезов) и последующего истолкования в историко-геологическом синтезе; 6) выявлять закономерность образования и размещения жидких и твердых полезных ископаемых внутри формаций.

*Формационный анализ* включает следующие основные операции: 1) выделение конкретных формаций — свит или серий — в рамках регионально-стратиграфических исследований; 2) изучение их фациальной и циклитовой структуры,



**Рис. 20.7. Рифовая береговая формация — плейстоцен-голоценовая серия** (а) коралловых террас (I—XV) берега Миклухо-Маклая (Новая Гвинея), по Дж. Шапеллу (1970)

Арабские цифры — возраст террас в годах. Среднеплейстоценовая терраса (XV) поднята на высоту 600 м на берегу хр. Хьюон. б — детальная фациальная карта формирующейся террасы у с. Гитуа на берегу пролива Витязь: 1 — первая (I) терраса (5—7 м) и ее обрывистый уступ; 2 — известняковые «конгломераты»; 3 — известняковые брекчии (обвальные, «бичроки», прибойные и др.); 4 — биогермы коралловые; 5—7 — «пески» известняковые коралловые — крупно-грубозернистые (5), средние (6) и мелко-тонкозернистые (7); 8 — известковые илы. А — аллювий чисто известковый; ПА — подводный аллювий (речные выносы); П — прибойные пески и галечники коралловые — бары и подводные валы; СБР — собственно береговой риф в составе общего берегового рифа; Б — барьер в составе общего берегового рифа; В — волновые отложения (галечники и пески чисто известковые); Л — лагунные чисто известковые биокластовые илы. в — разрез II коралловой террасы у с. Гитуа: 1 — косослоистые прибойные коралловые пески — основание береговых биогермов; 2 — биогермные высокопористые (свыше 50%) известняки без слоистости; 3 — аллювиальные известняковые и биокластовые конгломераты, галечники и пески; 4 — морские обвальные и прибойные брекчиевые и конглобрекчиевые известняки; 5 — субаэральный известковый панцирь

составление фациальных карт и профилей, выявление элементарных циклитов, составление циклограмм по их разрезу; 3) изучение вещественного, литологического состава; 4) определение генетических типов отложений и их парагенотипов — основных системных признаков; 5) палеогеографическая интерпретация карт фаций и выяснение (восстановление) палеогеографических и палеотектонических (вместе — геологических) обстановок, породивших данные формации, построение палеогеографических карт; 6) отнесение конкретных формаций к определенным формационным типам — по парагенотипам с учетом фациальной структуры, вещественного состава и других признаков; 7) использование формаций и формационных рядов в широких палеогеографических построениях, палеотектоническом и минерагеническом анализе и историко-геологическом синтезе.

Формационный анализ, таким образом, объединяет, синтезирует регионально-стратиграфические, фациально-палеогеографические и литогенетические исследования, циклический, геохимический и другие анализы и сам становится основой тектонического и минерагенического анализов.

## 20.8. ФОРМАЦИИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

подавляющая часть полезных ископаемых занимает в формациях вполне определенное место, обусловленное их генезисом или вторичными процессами. Поэтому искать полезные ископаемые в отрыве от формаций — значит работать вслепую. Это вчерашний день геологии. То или иное минеральное сырье, большей частью образовавшееся вместе с

другими породами в определенной обстановке осадконакопления, располагается в соответствии с фациальной и циклической структурами, будучи приуроченными к одной фации или одному элементу циклита. Даже вторичные, наложенные месторождения, образованные не своим, а чужим, пришлым со стороны (из недр, магмы, других материнских пород или зон), т. е. аллохтонным веществом, приурочиваются к определенным породам-коллекторам в соответствии с их пористостью, кавернозностью или химическими особенностями.

Многие полезные ископаемые — известняки, доломиты, соли, силициты, более редко — железные руды, угли — являются формациеобразующими, но чаще они, а также большинство других, образуют подчиненные по мощности геологические тела и мелкую вкрапленность (руды меди, свинца, цинка, золота, алмазы, цирконы, монациты и т. д.). Большая их часть сингенетична вмещающим породам, меньшая — вторично наложенная, например отложена гидротермальными растворами. К вторичным относится и большая часть жидких полезных ископаемых — нефть, минеральные или пресные воды, ртуть, а также газ. Формации, таким образом, или первично или вторично металлоносны, или несут другие полезные ископаемые.

Классификация геоформаций по полезным ископаемым содержит их группы и типы, выделенные по тем или иным их видам: угленосные, нефтегазоносные, россыпеносные, золотоносные, соленосные, фосфоритоносные и т. д., а при формациеобразующем масштабе — фосфоритовые, карбонатные, кремневые (силицитовые), например трепельно-диатомитоопокковые или яшмовые, соляные (эвапоритовые), угольные, железорудные и др. Полной корреляции этих формаций с типами геоформаций нет. Поэтому один тип, например карбонатный, может заключать разные рудные формации, и наоборот, разные геоформации могут нести одинаковое оруденение или нерудное полезное ископаемое.

От геологических формаций следует отличать *рудные формации* или *формации полезных ископаемых*, которые основаны на типизации прежде всего полезного компонента геологических формаций — по минеральному составу и тем или иным сторонам генезиса: по способу, условиям или стадиям образования, источнику вещества и т. д. Их рассматривают в курсах полезных ископаемых. Наиболее разработанные классификации и полные описания рудных формаций принадлежат геологам Всесоюзного геологического института (ВСЕГЕИ) в Санкт-Петербурге.

---

## ЛИТЕРАТУРА

### К главе 14

- Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л., 1988. 288 с.
- Будько М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. История атмосферы. Л., 1985. 208 с.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., 1965. 374 с.
- Войткевич Г. В. Возникновение и развитие жизни на Земле. М., 1988. 144 с.
- Войткевич Г. В., Бессонов О. А. Химическая эволюция Земли. М., 1986. 212 с.
- Гаррелс Р. А., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., 1974.
- Импактиты. М., 1981. 240 с.
- История Мирового океана. М., 1971. 288 с.
- Камшилов М. М. Эволюция биосферы. М., 1979. 256 с.
- Кесарев В. В. Движущие силы развития Земли и планет. Л., 1967.
- Космическое вещество на Земле. Киев, 1982. 168 с.
- Кравчинский А. Я. Введение в геоисторический прогноз. Новосибирск, 1987. 93 с.
- Крылов И. Н. На заре жизни. М., 1972. 104 с.
- Лапо А. В. Следы былых биосфер. М., 1987. 207 с.
- Левин Б. Ю. Происхождение Земли и планет. 4-е изд. М., 1964.
- Малиновский Ю. М. Недр — летопись биосферы. М., 1990.
- Маракушев А. А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М., 1992. 208 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., 1983.
- Монин А. С. Ранняя геологическая история Земли. М., 1987. 261 с.
- Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л., 1979. 407 с.
- Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л., 1980. 152 с.
- Ранняя история Земли. М., 1980. 620 с.
- Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Т. 1, 2. Л., 1981.
- Розанов А. Ю. Что произошло 600 миллионов лет назад. М., 1986.
- Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли. М., 1984. 319 с.
- Руттен М. Происхождение жизни (естественным путем). М., 1973.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., 1975. 137 с.
- Соботович Э. В. Космическое вещество в земной коре. М., 1976.
- Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестн. АН СССР. 1976. № 1. С. 126—143.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. М. 1991. 444 с.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963. 299 с.
- Тимофеев П. П., Щербаков Л. В., Ильин В. А. Энергетика осадочного процесса. М., 1989. 205 с.



Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М., 1988. 381 с.

Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосфера. М., 1989.

Холодов В. Н. Эволюция питающих провинций — важнейший фактор осадочного рудообразования // Литология (осадочные породы). М., 1984. С. 75—84.

Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых // Геология и геофизика. 1977. № 11. С. 90—97.

Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. Л., 1985. 295 с.

#### К главе 15

Баландин Р. К. Геологическая деятельность человечества: техногенез. Минск, 1978. 303 с.

Емлин Э. Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. Свердловск, 1991. 256 с.

Металлы в осадочных толщах. М., 1964. 446 с.; 1965. 392 с.; 1966.

Полезные ископаемые в осадочных толщах. М., 1973. 242 с.

Проблемы осадочного рудообразования. М., 1978. 147 с.

Рудоносность осадочных пород. М., 1973. 207 с.

Страхов Н. М. Проблемы осадочного рудообразования. М., 1986.

Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. М., 1967. 300 с.

Экзогенные полезные ископаемые. М., 1976. 232 с.

#### К главе 16

Афанасьев С. Л. Наноциклитный метод определения геологического возраста по микрослойкам, варвам, слоям соли. М., 1991. 218 с.

Безносов Н. В., Собоцкий В. А. Зональная биостратиграфия, биохорология и биогеография // Историческая геология: итоги и перспективы. М., 1987. С. 25—32.

Вотах О. А. Структура вещества Земли. Новосибирск. 1991. 224 с.

Границы геологических систем. М., 1976. 320 с.

Жамойда А. И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Стратиграфическая классификация. Л., 1980.

Жамойда А. И. и др. Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977.

Жищенко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М., 1969. 372 с.

Иванов В. В. Методология исторической науки. М., 1985. 168 с.

Историческая геология: итоги и перспективы. М., 1987. 272 с.

Иерархия геологических тел (терминологический справочник). Хабаровск, 1978. 679 с.

Катастрофы и история Земли. М., 1986. 471 с.

Кессе Г. О. и др. Количественная стратиграфическая корреляция. М., 1985. 376 с.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., 1974. 216 с.

Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М., 1977. 256 с.

Криштофович А. Н. Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии // Мат-лы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. 1945. Сб. 4.

Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М., 1978. 367 с.

Леонов Г. П. К вопросу о принципе и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочных образований // Памяти проф. А. Н. Мазаровича. М., 1953. С. 31—57.

Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М. Т. 1. 1973. 530 с.; Т. 2. 1974. 486 с.

Малиновский Ю. М. Синфазная стратиграфия фанерозоя. М., 1982. 176 с.

Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии // Геол. ин-т АН СССР. М., 1974. 185 с. Деп. в ВИНТИ, № 1749—74.

Мейен С. В. От общей к теоретической стратиграфии // Сов. геология. 1981. № 9. С. 58—69.

Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М., 1962. 373 с.

Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1969. 487 с.

Николов Т. Биостратиграфия. София, 1977. 314 с.

Попов В. И. и др. Биоритмостратиграфия мезозоя и кайнозоя (Памир и Тянь-Шань). Ташкент, 1984. 287 с.

Практическая стратиграфия. Л., 1984. 320 с.

Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск, 1980. 192 с.

Расчленение и корреляция осадочных толщ. М., 1978. 208 с.

Садыков А. М. Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата, 1974. 183 с.

Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М., 1979. 163 с.

Салин Ю. С. Стратиграфическая корреляция. М., 1983. 151 с.

Сейсмическая стратиграфия. М., 1982. Ч. 1. 375 с.; Ч. 2. 846 с.

Системный подход в геологии. М., 1989. 221 с.

Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия. Л., 1979. 422 с.

Стратиграфическая классификация (материалы к проблеме). Л., 1980. 165 с.

Стратиграфия // Докл. на 27-й сес. МГК. М., 1984. 175 с.

Тесленко Ю. В. Основы стратиграфии осадочных образований. Киев, 1976. 139 с.

Уёмов А. И. Системный подход и общая теория систем. М., 1978.

Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М., 1965. 196 с.

Фролов В. Т. К вопросу о формах и уровнях организации геологических объектов // История и методология естественных наук. Вып. 33. Геология. М., 1987. С. 9—19.

Халфин Л. Л. Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск, 1980. 200 с.

Харленд У. Б. и др. Шкала геологического времени. М., 1985.

Хедберг Х. Международный стратиграфический справочник. М., 1978. 226 с.

Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., 1958. 218 с.

Шванов В. Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня. Л., 1983. 215 с.

Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотип. М., 1975. 136 с.

Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, 1980. 189 с.

Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48. № 2. С. 9—14.

Gressly A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois // Nouv. Mem. Soc. helv. Sc. Nat. Vol. 2. Neuchâtel, 1838. 349 p.

Renévier E. Chronographe géologique // C. R. VI sess. Cong. Geol. Int., Zurich, 1884; Lausanne, 1897. P. 521—695.

Weller I. M. Stratigraphic principles and practice. N. Y., 1960.

## К главе 17

Афанасьев С. Л. Ритмы и циклы в осадочных породах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. № 6. С. 141—142.

Афанасьев С. Л. Методика изучения пульситов (циклокомплексов) флишевой формации // Геоцикличность. Новосибирск, 1976.

Балуховский Н. Ф. Геологические циклы. Киев, 1966. 168 с.

Беспалый В. Т. Климатические ритмы и их отражение в рельефе и осадках. М., 1978. 139 с.

- Ботвинкина Л. Н., Алексеев В. П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск, 1991. 336 с.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.; М., 1948. Геохимические циклы. М., 1960. 188 с.
- Геоцикличность. Новосибирск, 1976. 124 с.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., 1971. 284 с.
- Деч В. Н., Кноринг Л. Д. Методы изучения периодических явлений в геологии. Л., 1985. 255 с.
- Карагодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М., 1980. 240 с.
- Логвиненко Н. В. и др. Периодические процессы в геологии. Л., 1976. 264 с.
- Математические методы анализа цикличности в геологии. М., 1984. Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977. 263 с.
- Попов В. И. и др. Ритмостратиграфические, циклостратиграфические и литостратиграфические подразделения. Ташкент, 1979. 112 с.
- Ритмика природных явлений / Отв. ред. А. В. Шнитников. Л., 1976. Ритмичность природных явлений. Л., 1973. 255 с.
- Ритмостратиграфические подразделения. Л., 1978. 71 с.
- Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск, 1977. 153 с.
- Тушинский Г. К. Космос и ритмы природы Земли. М., 1966.
- Фролов В. Т. О происхождении ритмичности дельтовых угленосных толщ // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 4. С. 111—124.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1973. 510 с.
- Циклическая и событийная седиментация. М., 1985. 502 с.
- Чалышев В. И. Ритмичность флиша и моласс. Л., 1976. 276 с.
- Чижевский А. Л. Земное эхо солнечных бурь. М., 1976. 366 с.
- Ruvost P. Sédimentation et subsidence // Bull. Soc. géol. France. Livre jubilaire Centenaire. 1830—1930. T. 2. Paris, 1935.
- Ruto A. Les phénomènes de la sédimentation marine étudiés dans leurs rapports avec la stratigraphie régionale // Bull. du Musée R. d'Hist. Nat. de Belgique. 1883. T. 2. N1. 292 p.
- Symposium on cyclic sedimentation / Ed. D. F. Merriam // Kansas Bull. Geol. Surv. 1964. Vol. 169 (1, 2). 633 p.
- Weller J. M. Cyclical sedimentation in the Pennsylvanian period and its significance // J. Geol. 1930. Vol. 38. N2. P. 97—135.

## К главе 18

- Болт Б. А. и др. Геологические стихии. М., 1978. 440 с.
- Ботвинкина Л. Н. и др. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., 1956. 368 с.
- Бушинский Г. И., Теняков В. А. Выветривание: процессы, породы, руды // Литол. и полезн. ископ. 1977. № 5. С. 10—18.
- Бушинский Г. И., Шуменко С. И. Писчий мел и его происхождение // Литол. и полезн. ископ. 1979. № 2. С. 37—55.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.; М., 1951. Гидродинамика и осадкообразование. М., 1983. 231 с.
- Гидродинамика и седиментация в волновой зоне. М., 1986. 144 с.
- Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. 284 с.
- Глинка К. Д. Глауконит. Спб., 1896. 128 с.
- Дельты — модели для изучения. М., 1979. 323 с.
- Динамическая геоморфология. М., 1992. 447 с.
- Елисеев В. И. Закономерности образования пролювия. М., 1978.
- Захаров П. С. Пыльные бури. Л., 1965.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., 1962. 710 с.

- Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика. М., 1983. 328 с.
- Ингл Дж. Движение пляжевых песков. Л., 1971.
- Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., 1965. 295 с.
- Кинг К. А. М. Пляжи и берега. М., 1963. 436 с.
- Королюк И. К. и др. Ископаемые органогенные постройки, рифы и методы их изучения и нефтегазоносность. М., 1975. 236 с.
- Краевая Т. С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М., 1977. 128 с.
- Кременецкая Т. Н. Речные, лагунные, озерные отложения в вулканических районах (Камчатка). М., 1977. 110 с.
- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. 238 с.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. Нов. сер. 1948. Т. 2 (42). С. 154—187.
- Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис // Геотектоника. 1978. № 5. С. 18—31.
- Лисицына Н. А. Генетические типы кор выветривания основных пород влажных тропиков // Литол. и полезн. ископ. 1967. № 5. С. 26—49.
- Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М., 1973. 244 с.
- Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Ташкент, 1958. 609 с.
- Макдональд Г. Вулканы. М., 1975. 423 с.
- Маккавеев Н. И., Чалов Р. С. Русловые процессы. М., 1986.
- Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные породы. М., 1977. 213 с.
- Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. М., 1980. 280 с.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., 1964. 338 с.
- Николаев Н. И. К вопросу о состоянии изучения новейших континентальных отложений // Совещание по осадочным породам. Вып. 1. М., 1952. С. 237—262.
- Павлов А. П. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии / Избр. соч. Т. 2. М., 1951. 184 с.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. Л., 1934.
- Пясковский Р. В., Померанец К. С. Наводнения. Л., 1982.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., 1964. 438 с.
- Рухин Л. Б. Окаменение осадочных отложений // Вестн. Ленингр. ун-та. 1953. № 3. С. 181—192.
- Самама Ж.-К. Выветривание и рудные поля. М., 1989. 449 с.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы красных глубоководных глин Тихого океана // Литол. и полезн. ископ. 1968. № 6. С. 17—37.
- Страхов Н. М. Диагенез осадка и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12—49.
- Фишер Р. В. Субаквальные вулканокластические породы // Геология окраинных бассейнов. М., 1987. С. 9—51.
- Флейшман Г. М. Сели. Л., 1978. 310 с.
- Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М., 1965. 197 с.
- Фролов В. Т. Тип морских отложений генетический // Геологический словарь. Т. 2. М., 1973. 315 с.
- Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М., 1984. 222 с.
- Фролов В. Т. Литология. М. Кн. 1. 1992. 336 с.; Кн. 2. 1993. 440 с.
- Фролов В. Т., Щербакова М. Н. Принципы совершенствования классификации и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1988. № 4. С. 3—11.
- Фролов В. Т., Щербакова М. Н. К познанию актуалистической модели эксплозивно-осадочного процесса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1991. С. 33—40.
- Хатчинсон Д. Э. Лимнология. М., 1969. 592 с.

Цыркин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск, 1985. 165 с.

Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. М., 1979. 234 с.

Чалышев В. И. Методика изучения ископаемых почв. М., 1968.

Черняховский А. Г. Элювий и продукты его переотложения // Труды ГИН АН СССР. 1966. Вып. 145. 177 с.

Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Типизация, генезис и география современных кор выветривания // Литол. и позн. ископ. 1976. № 2. С. 47—63.

Четвертичное оледенение Земли (современные представления, теории, методы исследования). М., 1974. 280 с.

Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Проблемы динамической седиментологии // Сер. Общая геология. М., 1989. 111 с.

Чумаков И. С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. М., 1967. 113 с.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966. 239 с.

Шанцер Е. В. (отв. ред.). Процессы континентального литогенеза. М., 1980. 212 с.

Шварцев С. А. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., 1978. 287 с.

Яншин А. Л. Вулканизм и осадочное рудообразование // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 4. С. 112—120.

Япаскурт О. В. Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. М., 1989. 151 с.

Vouma A. N. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, 1962. 168 p.

Cas R. A. F., Wright J. V. Volcanic succession. Modern and ancient. L., 1987. 527 p.

Degens E. T., Ross D. A. (Eds.) Hot brines and recent heavy metals in the Red sea. N. Y., 1969. 600 p.

Dzulynski S., Walton E. K. Sedimentary features of flysch and greywackes. Amsterdam, 1965. 274 p.

Purser B. H. (Ed.) The Persian gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Berlin, 1973.

Saxov S., Nieuwenhuis J. K. (Eds.). Marine Slides and other mass movements. N. Y., 1982. 353 p.

Turbidites / Eds. A. H. Bouma, A. Brouwer. Amsterdam, 1964. 264 p.

## К главе 19

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, 1937. 292 с.

Безруков П. Л. и др. Современные осадки морей и океанов. М., 1961. 214 с.

Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях // Литол. сб. № 1. Л.; М., 1948. С. 13—43.

Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., 1979. 247 с.

Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна // Мат-лы для геологии России. 1869. Т. 1. 144 с.

Грамберг И. С. Палеогидрохимия терригенных толщ. Л., 1973.

Гроссгейм В. А. и др. Методы палеогеографических реконструкций. Л., 1984. 271 с.

Дюфур М. С. Методологические и теоретические основы фациального и формационного анализа. Л., 1981. 159 с.

Емельянов Е. М., Тримонис Э. С., Харин Г. С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л., 1989. 247 с.

Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. М., 1974. 376 с.

Исаченко А. Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М., 1991. 366 с.

Каплин П. А. Новейшая история побережья Мирового океана. М., 1973. 263 с.

Каплин П. А. и др. Берега. М., 1991. 479 с.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., 1971. 368 с.

Кузнецов А. П. Экология донных сообществ Мирового океана (трофическая структура). М., 1980. 244 с.

Кузнецов В. Г. Фации и методы фациального анализа. М., 1973.

Лидер М. Р. Седиментология. М., 1986. 439 с.

Литология и палеогеография биогермных массивов. М., 1975. 200 с.

Маркевич В. П. Понятие «фация». М., 1957. 89 с.

Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. М., 1966.

Методы палеогеографических исследований. М., 1964. 264 с.

Методы палеогеографических реконструкций. Л., 1984. 192 с.

Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Новосибирск, 1963. 176 с.

Мильков Ф. Н. Ландшафтная сфера Земли. М., 1970. 256 с.

Мурдмаа И. О. Фации океанов. М., 1987. 303 с.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.; Л., 1955. Т. 1. 534 с.; 1956. Т. 2. 394 с.

Обстановки осадконакопления и фации. М., 1990. Т. 1. 352 с. Т. 2. Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. Л., 1969. 62 с.

Палеогеографический прогноз нефтегазоносности. М., 1981. 224 с.

Попов В. И., Запроматов В. Ю., Хусанбаев Д. И. Динамические фации. Ташкент, 1988. 216 с.

Попов В. И. и др. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-циклического картирования. Л., 1963. 714 с.

Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981. 439 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1959. 558 с.; 2-е изд. 1962. 628 с.

Селли Р. И. Древние обстановки осадконакопления. М., 1989. 294 с.

Славин В. И., Ясаманов Н. А. Методы палеогеографических исследований. М., 1982. 255 с.

Стено (Steno, Steponis) Н. О твердом, естественно содержащемся в твердом (1669). Л., 1957. 67 с.

Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М., 1969. 231 с.

Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., 1974. 327 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М., 1983. 328 с.

Шатский Н. С. Аманд Грессли: Портреты геологов. М., 1986. 304 с.

Эрнст В. Геохимический анализ фаций. Л., 1976. 226 с.

Cook H. E., Enos P. (Eds.). Deep-water carbonate environments // Soc. Econom. Paleont. Mineral. 1977. N 25. 336 p.

Crimes T. P., Harper J. C. (Eds.). Trace fossils. Liverpool, 1970. Vol. 1. 547 p.; Vol. 2. 1977. 351 p.

Flügel E. Microfacies analysis of limestones. Berlin, 1982. 633 p.

Miall A. D. Principles of sedimentary basin analysis. N. Y. — Berlin—Heidelberg—Tokyo, 1984. 490 p.

Potter P. E., Pettijohn F. J. Paleocurrents and basin analysis. Berlin, 1963. 296 p. 1977. 425 p. N. Y., 1978. 296 p.

Renevier E. Les faciès géologiques // Archives des sciences de Genève. 1884. Vol. 12.

Walker R. G. (Ed.). Facies models. Geosci. Canada, Reprint ser. 1. Toronto, 1979. 211 p.

## К главе 20

Васоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях) // Осадочные и вулканогенные формации. Л., 1966. С. 5—35.

Геологические формации северо-западной части Атлантического океана / П. Л. Безруков, И. О. Мурдмаа и др. М., 1979. 206 с.

Геологические формации (терминологический справочник). М., 1982. Т. 1. 353 с.; Т. 2. 397 с.

Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 74—84.

Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., 1974. 159 с.

Конюхов А. И. Осадочные формации в зоне перехода от континента к океану. М., 1987. 222 с.

Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., 1976. 208 с.

Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, 1955. 224 с.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л., 1966. 208 с.; Описание формаций. 1968. 552 с.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 5. С. 3—21. № 8. С. 29—60.

Структура геологических формаций / Ред. Ю. А. Косыгин. Владивосток, 1980. 159 с.

Типы осадочных формаций и их нефтегазоносность. М., 1980. 302 с.

Формации осадочных бассейнов: Тезисы. М., 1985. 532 с.; Доклады. М., 1986. 248 с.

Фролов В. Т. Тождественны ли океанские и геосинклинальные формации? // Формации осадочных бассейнов. М., 1986. С. 37—44.

Фролов В. Т. Флишевая формация — уточнение понимания // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 16—32.

Фролов В. Т. Молассовые формации: современное понимание // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1993. № 4. С. 3—12.

Фролова Т. И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М., 1985. 275 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1964. 480 с.; 2-е изд. 1973.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М., 1961. 352 с.

Херасков Н. П. Тектоника и формации // Избр. труды. М., 1967.

Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных формаций. М., 1977. 152 с.

Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые // Избр. труды. Т. 3. М., 1965. 346 с.

Шванов В. Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. СПб., 1992. 230 с.

Bertrand M. Structure des Alpes francaises et réccurrence de certains faciès sédimentaires // Congrès Géol. Intern. Compte-rendu. 6 sess. Lausanne, 1897. P. 18—43, 161—177.

Buch L., von. Ueber den Gabbro, mit einigen Bemerkungen über den Begriff einer Gebirgsart // Leopold v. Buch's gesamm. Schrif. 1809. Bd 2.

Werner A. G. Kurze Klassifikation und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. 1787. 28 S.

## Оглавление

<b>Глава 14. Эволюция литогенеза Земли</b> .....	3
14.1. Значение и методы установления эволюции литогенеза	3
14.2. Эволюция генетических типов седилитогенеза.....	8
14.3. Этапы развития гидросферы и атмосферы.....	21
14.4. Развитие седилитогенеза .....	26
14.5. Движущие силы и общий характер эволюции литогенеза .....	35
<b>Глава 15. Практическое и теоретическое значение осадочных пород. Осадочные полезные ископаемые</b> .....	56
15.1. Практическое значение осадочных пород.....	56
15.2. Теоретическое значение осадочных пород.....	60

### Часть III

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

<b>Глава 16. Принципы и методы историко-геологических исследований</b> .....	62
16.1. Элементы системного подхода.....	62
16.2. Уровни организации геологических объектов.....	66
16.3. Принципы историко-геологических исследований.....	79
16.4. Методы историко-геологических исследований.....	84
16.5. Последовательность общих и специальных геологических исследований.....	107
<b>Глава 17. Циклический анализ</b> .....	110
17.1. История изучения.....	110
17.2. Определение цикла, основные понятия и термины.....	115
17.3. Классификация и иерархия циклов и циклитов .....	118
17.4. Методика изучения. Циклический анализ.....	129
17.5. Происхождение и генетические типы циклитов.....	134
17.6. Теоретическое и практическое значение цикличности.....	146
<b>Глава 18. Генетический анализ (учение о генетических типах отложений)</b> .....	148
18.1. История генетического анализа.....	148
18.2. Понятие генезиса и генетического анализа.....	151
18.3. Соотношение способа и условий образования отложений.....	153
18.4. Принципы генетической типизации.....	156
18.5. Определения генетического типа.....	159
18.6. Классификация генетических типов отложений.....	165



18.7. Диагностические признаки генотипов .....	171
18.8. Методика и процедура генетического анализа .....	235
18.9. Научное и практическое значение генетического анализа .....	238
<b>Глава 19. Фации, фациальный анализ и палеогеография .....</b>	<b>239</b>
19.1. История фациального анализа, понятия и определения .....	239
19.2. Стадии и процедура фациально-палеогеографических исследований .....	246
19.3. Палеогеографические обстановки .....	252
19.4. Морфологические и генетические ряды понятий .....	255
19.5. Классификации фаций .....	256
19.6. Краткое описание географических фаций-ландшафтов .....	261
19.7. Научное и практическое значение фаций и палеогеографии .....	283
<b>Глава 20. Формации и формационный анализ .....</b>	<b>285</b>
20.1. История формационного анализа .....	285
20.2. Современное состояние формациологии и определения .....	290
20.3. Выделение формационной единицы .....	296
20.4. Понятие о парагенотипах и их классификация .....	303
20.5. Типизация и классификация геотформаций .....	312
20.6. Краткое описание формаций .....	318
20.7. Задачи и процедура формационного анализа .....	339
20.8. Формации и полезные ископаемые .....	341
<b>Литература .....</b>	<b>343</b>

---

