М.Р.Лидер

Седиментология

Процессы и продукты

Перевод с английского
кандидатов геол.-мин. наук
Н.П. Григорьева, Е.Г. Гурвича,
Л.Н. Индолева, Л.П. Раченской
и кандидата геогр. наук Н.С. Сперанского

под редакцией
доктора геол.-мин. наук В.Г. Кузнецова

Москва «Мир» 1986

M.R. Leeder
Sedimentology
Process and Product

George Allen & Unwin
London Boston Sydney

ББК 26.323
Л55
УДК 551

Лидер М.

Л55 Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ.–М.: Мир. 1986.–439 с., ил.

Главное внимание в монографии видного английского ученого М. Лидера уделяется факторам, механизмам и процессам транспортировки и седиментации, составу образующихся осадков и морфологии осадочных тел, описанию континентальных, прибрежных, шельфовых и океанских фаций. Изложение основывается на новейших материалах по исследованию осадков и осадочных пород, обобщенных на базе современных теорий и гипотез. Полнота охвата проблемы, четкость изложения, аргументированность выводов, большое число интересных иллюстраций делают книгу полезной для геологов широкого профиля, литологов, стратиграфов, нефтяников, угольщиков. Может служить учебным пособием для аспирантов и студентов этих специальностей.

Л $\frac{1904010000-334}{041(01)-86}$ 112-85, ч. 1

ББК 26.323
552

Редакция литературы по геологии

© M. R. Leeder, 1982. This book was originally published in the English language by George Allen & Unwin (Publishers) Ltd. of London

© перевод на русский язык, «Мир», 1986

Оглавление

Предисловие редактора перевода . . 6

Предисловие. *Перевод Е. Г. Гурвича* . . 8

1 Происхождение частиц осадочного материала

1. **Происхождение терригенных кластических зерен.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 12
2. **Происхождение зерен карбоната кальция.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 28
3. **Эвапориты, биогенный кремнезем, фосфаты.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 48
4. **Свойства зерен.** *Перевод Н. П. Григорьева* 53

2 Поток жидкости и транспортировка осадков

5. **Свойства жидкостей и их движение.** *Перевод Н. П. Григорьева* 67
6. **Транспортировка зерен осадка.** *Перевод Н. П. Григорьева* 91
7. **Гравитационные потоки осадочного материала.** *Перевод Н. П. Григорьева* . . 103

3 Донные формы и осадочные текстуры

8. **Донные формы и текстуры в зернистых осадках.** *Перевод Н. П. Григорьева* 113
9. **Донные формы, обусловленные эрозией связанных осадков.** *Перевод Л. П. Раченской* 135
10. **Краткое введение в биогенные и органогенно-осадочные структуры и текстуры.** *Перевод Л. П. Раченской* 139
11. **Текстуры деформации нелитифицированных осадков.** *Перевод Л. П. Раченской* 144

4 Анализ обстановок осадконакопления и фаций

12. **Общее введение в фациальный анализ и обстановки осадконакопления.** *Перевод Л. П. Раченской* 154

5 Континентальные обстановки осадконакопления и фациальный анализ

13. **Пустыни.** *Перевод Л. П. Раченской* . . 170
14. **Конусы выноса.** *Перевод Н. П. Григорьева* 176
15. **Речные долины.** *Перевод Н. П. Григорьева* 181
16. **Озера.** *Перевод Н. С. Сперанского* . . 195
17. **Ледниковые или гляциальные обстановки.** *Перевод Н. С. Сперанского* . . 202

6 Морские берега, шельф и фациальный анализ

18. **Физические процессы в береговой зоне и на шельфе.** *Перевод Н. С. Сперанского* 212
19. **Дельты.** *Перевод Н. С. Сперанского* . . 225
20. **Эстуарии.** *Перевод Н. С. Сперанского* . 236
21. **Линейно-вытянутые побережья с терригенным осадконакоплением.** *Перевод Н. С. Сперанского* 240
22. **Шельфы с терригенным осадконакоплением.** *Перевод Л. Н. Индолева* . . . 249
23. **Побережья, шельфы и бассейны с карбонатным и эвапоритовым осадконакоплением.** *Перевод Л. Н. Индолева* . . 259

7 Океанская среда и фациальный анализ

24. **Процессы в океанах.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 285
25. **Условия образования кластических осадков.** *Перевод Е. Г. Гурвича* . . . 297
26. **Пелагические океанские осадки.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 309

8 Диагенез: преобразование осадка в породу

27. **Диагенез: общие вопросы.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 319
28. **Терригенные кластические отложения.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 333
29. **Карбонатные отложения.** *Перевод Л. Н. Индолева* 352
30. **Эвапориты, кремнезем, железо и марганец.** *Перевод Е. Г. Гурвича* 376
31. **Углеводороды.** *Перевод Л. П. Раченской* 387

Именной указатель 423

Предметный указатель 428

Географический указатель 437

Предисловие редактора перевода

Началом развития учения об осадочных горных породах в нашей стране послужили работы Н. И. Андрусова, В. В. Докучаева, А. Д. Архангельского, К. Д. Глинки, Б. П. Кротова, В. П. Батурина, М. С. Швецова и ряда других исследователей. Первоначально эта отрасль науки получила название петрографии осадочных пород, т. е. науки о составе, строении и условиях образования отдельных типов пород. В 1940 г. Л. В. Пустовалов рассмотрел некоторые общие закономерности образования и размещения осадочных горных пород в пространстве и времени, показал *историчность* науки и предложил называть ее литологией. После фундаментальных исследований Н. М. Страхова это название прочно вошло в лексикон ученых и геологов-практиков. Возникновение литологии и отделение ее от общей петрографии (петрологии) были обусловлены потребностями геологической практики, и прежде всего нефтяной геологии. Второй, переживаемый ныне период интенсивного развития науки связан с резким расширением изучения Мирового океана и его осадков, что наряду с общенаучным имеет и практическое значение для поисков и освоения полезных ископаемых на морском дне. Настоящий этап развития литологии характеризуется накоплением принципиально новых данных по океанскому осадкообразованию, которые послужили основой для публикации ряда важных работ как у нас в стране, так и за рубежом.

С определенной долей условности можно сказать, что литологические исследования ныне идут по трем направлениям.

Стадиальный аспект литологии рассматривает историю осадочной горной породы от зарождения осадочного материала через его осаждение, превращение осадка в осадочную горную породу и до исчезновения последней в результате гипергенеза или метаморфизма. Седиментационно-генетический аспект акцентирует внимание на первых стадиях осадочного процесса, рассматривает факторы, механизмы и обстановки осадконакопления и тесно связан с фациально-генетическим анализом. Этот раздел литологии советские ученые называют седиментологией (Ю. П. Казанский, С. И. Романовский). Историческое направление изучает эволюцию, а также периодичность (цикличность) осадочного породообразования в истории Земли.

Исследования зарубежных ученых по этим трем направлениям далеко не равнозначны. Так, за рубежом мало внимания уделяется вопросам эволюции, особенно в сравнении с теми успехами, которые достигнуты в СССР и прежде всего благодаря постановке этой проблемы академиком А. Л. Яншиным, его личным исследованиям, работам геологов его школы и ряда последователей. Полученные ими данные в значительной мере обобщены в докладе А. Л. Яншина на XXVII сессии Международного геологического конгресса 1984 г. в Москве. Из зарубежных исследователей можно упомянуть лишь интересную, но во многом спорную книгу Р. Гаррелса и Ф. Маккензи «Эволюция осадочных пород» (М., «Мир», 1974). Известны также интересные исследования постседиментационных изменений осадков и осадочных горных пород (Bathurst R. G., Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology. Amsterdam. Elsevier, 1971, 12, 620p. Sediment Diagenesis. Ed. Parker A. Dortrecht, 1983, 418 p.), переведенная у нас книга «Диагенез и катагенез осадочных образований» (Под редакцией Г. Ларсена и Дж. В. Чилингара. М., «Мир», 1971) и некоторые другие, однако работы советских ученых в этом направлении более многочисленны и успехи их более значительны.

Широко развернувшиеся за рубежом исследования осадков морей и океанов и современных процессов осадконакопления привели к тому, что в обобщающих общелитологических работах стали отчетливо преобладать седиментационно-генетические или седиментологические аспекты, а саму науку все чаще стали называть седиментологией. Наглядным примером может служить предлагаемый перевод книги М. Лидера. По ряду вопросов она во многом уступает отечественным монографиям и учебникам и совершенно не затрагивает исторических эволюционных аспектов осадочного породообразования, относительно мало и конспективно излагает вопросы стадиального анализа и постседиментационных изменений. По принятой в зарубежной литературе терминологии все эти процессы названы единым термином «диагенез», который охватывает понятия «диагенез» и «катагенез» советских литологов. Однако в гл. 31, посвященной преобразованию органического вещества, явно под влиянием работ советских ученых, и прежде всего Н. Б. Вассоевича и его учеников, используются оба понятия – «диагенез» и «катагенез».

Вместе с тем собственно седиментологические аспекты науки разобраны достаточно подробно и представляют несомненный интерес для советского читателя. Прежде всего это хорошая и полная сводка новейших данных об осадках континентов и Мирового океана и их отдельных зон. При этом детально рассмотрены пока малоизвестные и плохо изученные формы и механизмы транспортировки в виде различных потоков обломочного материала. К положительным сторонам относится и попытка рассмотреть процессы образования осадочного материала, его транспортировки и осаждения с привлечением достижений гидромеханики, механики грунтов, химии, физико-химии, геохимии изотопов. Весьма наглядно, хотя это специально и не отмечается, показано единство процессов седименто- и морфогенеза (ч. 3), благодаря чему в разных обстановках формируются различные донные формы и осадочные текстуры. Это позволяет на основе изучения текстур и морфологии осадочных образований проводить фациальные реконструкции.

Что касается самого перевода, то здесь не всегда однозначно можно было перевести некоторые специальные термины. Для единообразия по возможности использовалась терминология трехтомного «Толкового словаря английских геологических терминов» (М., «Мир», 1977, 1978, 1979) и двухтомного «Словаря общегеографических терминов» (М., «Прогресс», 1975, 1976), хотя в ряде случаев при неоднозначности значения термин переводился по смыслу текста (например, слово mud чаще переводилось как ил, но иногда как глина или пелит, термин texture обычно переводился как структура, но иногда как текстура или строение и т. д.). Ряд терминов, достаточно широко вошедших в отечественную литературу (см., например: «Карбонатные породы». Под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела и Р. Фэйрбриджа. Т. 1.– М.: «Мир», 1970, с. 138–159), использовался без перевода (хардграунд, грейнстоун, микрит, ваккстоун и т. д.).

Можно надеяться, что публикация перевода содержательной книги М. Лидера позволит советским читателям познакомиться с состоянием зарубежных исследований по одному из важнейших направлений современной литологии, а студентам геологических специальностей даст интересный дополнительный материал при изучении курсов «Литология», «Петрография осадочных пород», «Фации и фациальный анализ».

В. Кузнецов

Кейт

Предисловие

Боги приговорили Сизифа вечно вкатывать на гору камень, который, достигнув вершины, скатывался обратно под действием собственного веса. Боги не без основания думали, что нет более страшного наказания, чем бесполезная и безнадежная работа. ...Каждый атом того камня, каждая частичка той огромной горы сами по себе являются целыми мирами. Уже одного стремления к вершинам достаточно, чтобы наполнить радостью человеческое сердце: Сизиф был счастлив – это должно быть ясно, как день.

Камю. «Миф о Сизифе»

В центре внимания седиментологов находится вопрос о происхождении, переносе, отложении и захоронении природных частиц осадочного материала. Эта проблема является поистине междисциплинарной: за ее решением пристально следят специалисты в области наук о Земле, она представляет значительный интерес для гидродинамиков и инженеров, имеет большое практическое значение в ряде отраслей промышленности.

В седиментологии возможны два подхода: описательный (примерами могут служить традиционная петрография и фациальный анализ) и количественный, с привлечением законов физики и химии. Оба подхода дополняют друг друга, и для того, чтобы находиться на уровне последних значительных достижений седиментологии, их следует применять совместно. Цель настоящей книги – ознакомить с таким комбинированным подходом студентов старших курсов и аспирантов, а также привлечь внимание профессиональных специалистов в области наук о Земле. Поэтому наряду с описательными диаграммами в книге использованы физические и химические уравнения.

Автор старался изложить материал таким образом, чтобы вопросы происхождения частиц осадочного материала, их переноса, отложения и диагенеза (преобразования осадка в породу) логически следовали один за другим. Книга писалась в расчете на то, что читатель уже владеет некоторыми фундаментальными знаниями в области наук о Земле, а также в области общей физики и химии. Некоторые важные дополнения даны в приложениях. Я избегал сложных математических выкладок, поскольку считаю ознакомление с наиболее важными физическими и химическими основами процесса для студентов более важным, чем формальные математические преобразования небольшого количества данных. Т. Г. Гексли писал:

«Математику можно сравнить с совершеннейшей мельницей, которая перерабатывает вещество до любой степени измельчения. Несмотря на это, то, что вы получаете, определяется тем, что вы в мельницу закладываете. И так же как самая грандиозная мельница на свете не в состоянии перемолоть гороховую шелуху в пшеничную муку, так и страницы формул не дадут точный результат на основании неточных данных».

Мне кажется, что я должен сделать некоторые, на мой взгляд, важные замечания и подчеркнуть суть этой книги: в ней рассматриваются главным образом *принципы*. У меня возникли некоторые трудности при решении вопроса о том объеме, который должна была занять история вопроса изучения древних осадочных пород с позиций фациального анализа, анализа бассейна седиментации и тектонического режима. Поскольку опубликовано очень большое количество подобного рода исследований (см. работу [666], являющуюся наиболее полным кратким руководством), а также вследствие того, что каждый автор подходит к этому вопросу со своей точки зрения, я в целом ограничился кратким выборочным рассмотрением некоторых древних примеров для каждого типа среды седиментации. И действительно, в книге сделан уклон в сторону изложения фациальных моделей, основанных на изучении современных осадков.

Ограниченный объем вынудил меня отказаться от написания самостоятельных глав, посвященных следующим вопросам: а) анализу бассейнов седиментации с точки зрения тектоники плит; б) неоднородным фациям (таким, как полосчатые железные руды); в) экономической седиментологии и пластовым рудам металлов.

Эту книгу в наибольшей степени я адресую молодым исследователям Земли. Я надеюсь, что она будет способствовать достижению истинного понимания процессов, играющих важную роль в формировании лика нашей планеты и в образовании природных ресурсов.

В заключение несколько слов о литературных источниках. Из-за ограниченности объема (и для гладкости изложения) я не смог дать полного доказательства каждой приведенной формулировки. В книге даны ссылки на работы, опубликованные, как правило, недавно, однако это не следует рассматривать как выражение неблагодарности или игнорирование тысяч других исследователей, чьи результаты представляют собой сумму наших современных (и все же неполных) знаний.

М. Р. Лидер

Лидс, март 1981

Благодарности

Я хочу поблагодарить следующих лиц, прочитавших предварительный план этой книги, отдельные ее части, а также всю ее целиком и принесших большую пользу автору своими конструктивными и критическими замечаниями: Дж. Бриджа, П. Г. Бриджеса, Дж. Д. Коллинсона, К. А. Крука, Р. Г. Джексона, Дж. Д. Хадсона, А. Д. Майолла, Х. Г. Ридинга, Р. Стила, Г. Тейлора и Р. Г. Уокера. Естественно, я должен принести извинения за некоторые возможные ошибки и вольности интерпретации. Мои коллеги М. Р. Талбот и Г. Клемми оказывали мне всестороннюю помощь и столь необходимую мне поддержку. Эрик Даниэлс и Дэвид Бейли из фотолаборатории Университета в Лидсе выполнили бóльшую часть фотографических работ, а Джоан Фолл перепечатала часто неразборчивую рукопись. Роджер Джонс из издательства Allen and Unwin курировал эту книгу от идеи ее создания до выхода в свет, давая при этом дружеские советы и оказывая поддержку.

Я благодарен следующим владельцам оригиналов за разрешение воспроизвести их фотографии: Р. У. Куку (8.21, *б*, *в*), издательству Кембриджского университета (5.17), Обществу экономических палеонтологов и минералогов (4.4, 11.2, *в*, 28.7), издательству Elsevier (8.9, *б*, 8.21, *а*, *д*, *е*, 9.2, 9.3, 28.6), Институту горного дела и металлургии (30.4, *а* – *г*).

Все остальные штриховые рисунки были перерисованы и приведены мною в соответствие со стандартным форматом. По ходу изложения я выражаю признательность авторам оригиналов. Я благодарю более чем 300 авторов и нижеперечисленных владельцев оригиналов, которые разрешили использовать эти штриховые рисунки после изменения их формата (номера в скобках соответствуют номерам рисунков в тексте):

издательство Academic Press (21.1–21.3, 26.1); рис. 24.13 воспроизведен из книги А. К. Даксбэри "The Earth and its oceans" [227] с разрешения издательства Addison-Wesley; Американскую ассоциацию геологов-нефтяников (15.19, 23.15–23.17, 25.8, 25.11, 25.14, 27.10, 28.2, 29.17, 30.2, 31.10); Американский геологический институт (20.1, 25.13); Американский геофизический союз (2.3, 18.7); журнал "American Journal of Science" (14.4, 15.6); Американское общество гражданских инженеров (15.13); издательство Edward Arnold (5.22, 17.1, 17.4); А. А. Бэлкема (17.8, 17.9, 17.11); издательство Blackie (5.25–7); издательство Blackwell Scientific (19.17, 19.18, 22.14); У. С. Брёккера (2.1, 2.10); издательство Кембриджского университета (5.19, 5.20, 8.10); Канадское общество геологов-нефтяников (14.1, 14.3, 14.8, 15.20); издательство Chapman and Hall (4.6, 5.13, 6.9, 8.23); Дж. М. Колмена (19.10–19.12), журнал "Economic Geology" (30.8); издательство Elsevier (3.4, 3.5, 9.1, 10.4, 13.1, 13.6, 15.7, 15.11, 15.12, 18.13, 19.9, 22.7, 22.8, 22.11, 25.4, 26.6, 26.8, 27.2, 27.9, 29.2); рис. 7.3 воспроизведен из книги А. М. Джонсона "Physical processes in geology" [426] с разрешения издательства Freeman Cooper Inc.; Р. М. Гаррелса (27.6); Геологическую ассоциацию Канады (21.10, 21.16, 23.1, 23.28, 23.29, 26.5, 26.6); Американское геологическое общество (1.3–1.5, 5.10, 14.7, 15.5, 16.6, 16.7, 19.2, 19.3, 19.6, 19.7, 19.16, 21.11, 24.11, 28.3, 28.4, 28.9, 29.1, 29.11, 29.14, 30.6, 30.7); Лондонское геологическое общество (17.7, 26.7, 26.11); Геологическую службу Канады (31.2–31.4); журнал "Geologie Mijnbouw" (11.4, 22.9, 22.10, 22.14); Ассоциацию геологов (1.8; 8.5); издательство Gordon and Breach (25.1); П. М. Харриса (23.19); рис. 22.5 воспроизведен из книги под редакцией Д. Свифта и др. "Shelf sediment transport: process and pattern" [809] © 1972 Hutchinson Ross Publishing Co.; Институт британских географов и Г. С. Бултона (17.5); Международную ассоциацию седиментологов (6.4, 7.5, 8.16, 8.24, 8.26, 8.27, 11.3, 12.9, 13.3, 14.6, 15.10, 16.1, 16.4, 19.13, 22.12, 22.13, 26.3, 26.4); Международное гляциологическое общество (17.3); рис. 23.10, 23.12 и 23.13 воспроизведены из книги под редакцией Л. А. Харди и др. "Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of NW Andros Island, Bahamas" [340] с разрешения издательства Университета Джона Гопкинса; Х. А. Лоуэнстама и Т. У. Доннелли (2.6); издательство Macmillan Inc. (12.8); рис. 15.12 воспроизведен из журнала "Nature", Physical Science, **237**, с. 75–76, с разрешения издательства Macmillan Journal Ltd.; рис. 12.3 воспроизведен из книги Р. Тилла "Statistical methods for the Earth scientist" [824] с разрешения издательства Macmillan Publishers Ltd.; рис. 1.2 воспроизведен из книги К. Краускопфа "Introduction to geochemistry" [475], а рис. 30.9 – из книги Р. Бернера "Principles of chemical sedimentology" [74], оба с разрешения издательства McGraw-Hill; рис. 18.10 и 18.14 воспроизведены из книги Р. Триккера "Bores, breakers and Waves" [829] с разрешения издательства Mills and Boon; издательство North Holland (5.23, 8.2); рис. 24.9, 24.12 и 25.2 воспроизведены из книги Б. К. Хизена и Г. Д. Холлистера "The face of the deep" [363] с разрешения издательства Оксфордского университета; издательство Pergamon Press (2.4, 2.5, 16.4); рис. 5.15 воспроизведен из книги М. А. Карсона "Mechanics of erosion" [145] с разрешения издательства Pion Ltd.; рис. 12.5 воспроизведен из книги Р. Мэттьюза "Dynamic stratigraphy", с. 51, 58 [543], а рис. 18.12, 21.5 и 21.9 – из книги П. Комара "Beach processes and sedimentation", с. 136, 274, 289 [468], все с разрешения издательства Prentice-Hall Inc.; рис. 22.2 воспроизведен из книги под редакцией Райта и Фрея "The Quaternary of the United States" с разрешения издательства Принстонского университета; Королевское географическое общество (17.6); издательство Scientific American Inc. (22.1); издательство Scientific Press (31.8); Общество экономических палеонтологов и минералогов (1.6, 1.7, 6.1, 8.11, 8.25, 13.4, 13.5, 15.9, 15.15, 17.10, 17.13, 18.5, 19.14, 19.15, 21.7, 21.8, 21.15, 23.14, 23.21, 23.24–23.27, 25.3, 26.9, 26.10, 27.7, 27.8, 27.12, 28.8, 28.11–28.14, 29.3, 29.7, 29.12, 29.15, 29.16, 31.5); рис. 6.3 и 6.8 воспроизведены из статьи В. Чепила [151] с разрешения Американского общества наук о почвах; издательство Springer (8.18, 16.3, 21.12, 23.3, 23.4, 23.9, 23.22, 23.23, 26.2, 27.1, 28.10, 28.14, 30.1, 30.3, 31.6, 31.7); издательство Чикагского университета (6.10, 8.22, 12.7, 22.4, 24.3, 26.5); издательство Van Nostrand Reinhold (3.2, 5.12); рис. 24.2 и 24.5 воспроизведены из книги Дж. Харвея "Atmosphere and ocean" [349], опубликованной для Open University Press издательством Artemis Press, Sussex с разрешения издательства Vision Press Ltd.; издательство Wiley (15.14); Йоркширское геологическое общество (19.17).

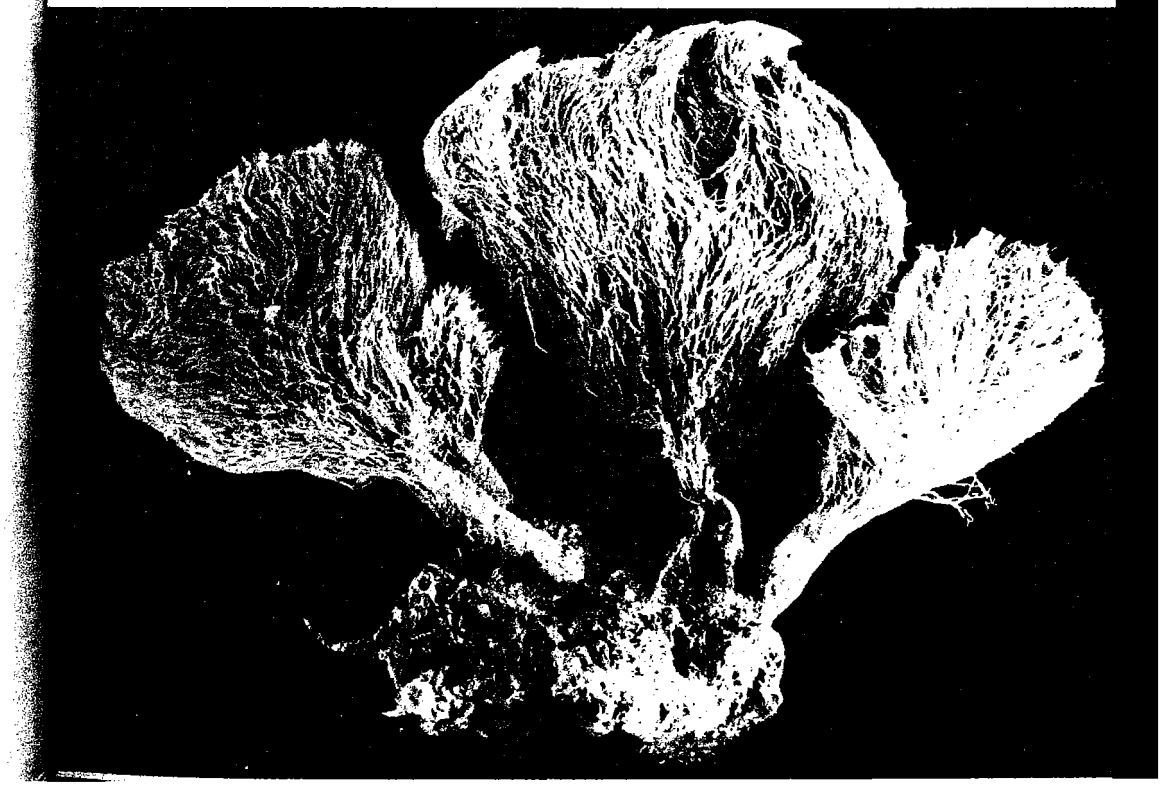
Я также благодарен издательству Оксфордского университета и издательству Penguin Books за разрешение использовать отрывки из стихотворений поэтов Бантинга и Монтáле, а также Геологическому обществу за длинную цитату, помещенную в разд. 29д.

1 Происхождение частиц осадочного материала

Я предпочел бы быть бесчувственным и первозданным
Подобно камням, катящимся с гор;
Я согласился бы быть разъеденным солью,
Материи вневременным осколком,
Всевидящим и беспристрастным верным оком.

Монтáле. «Я предпочел бы»

Фото 1. Известковая водоросль рода *Penicillus* с субстратом, к которому она прикреплена. Огромное количество таких водорослей встречается в мелководных лагунах Флориды и Багамских островов. После гибели водоросли ее нежные органические ткани разлагаются, а мельчайшие арагонитовые иголочки «скелета» этого растения опускаются на дно лагун. Некоторая часть иголочек накапливается в виде арагонитового ила и по внешнему виду неотличима от хемогенного арагонита (коллекция Р. Тилла).



Тема. В первой части мы рассмотрим происхождение и структурные характеристики основных видов частиц осадочного материала. Эти частицы подвергаются воздействию сил, управляющих водным потоком, а также силы тяжести, что в конечном счете приводит к их отложению и формированию слоев осадков. Вообще говоря, частицы осадочного материала образуются вследствие а) химического и физического выветривания материнских изверженных, метаморфических или осадочных пород (процессы выветривания вызывают образование терригенных *кластических* зерен), б) химического выпадения из раствора различных минералов и солей (приводит к образованию *хемогенных* зерен) и в) биохимического осаждения различных минералов (приводит к образованию *биогенных* зерен). Типы зерен осадочного материала весьма разнообразны и определяются климатом, химическим составом вод, продуктивностью органического вещества и рельефом. В течение геологической истории Земли эти факторы изменялись в пространстве и во времени. Помимо использования в палеогеографических реконструкциях характер зерен может дать полезную информацию для понимания эволюции атмосферы, гидросферы и биосферы.

1

Происхождение терригенных кластических зерен

1а. Введение. Терригенные кластические (обломочные) зерна являются фрагментами пород и минералов, образующимися при физическом или химическом разрушении исходной породы. Каждая приповерхностная порода или поверхностное обнажение служат потенциальным источником таких частиц. Нарушения, такие, как трещины отдельности или кливажа, границы между кристаллами и зернами, плоскости спайности кристаллов, подвергаются химическому атмосферному и почвенному выветриванию, а также выветриванию физическому. Породы дробятся на составляющие их кристаллы или на небольшие кусочки. Эти зерна подвергаются химическому воздействию, и в результате образуются характерные продукты разрушения и растворы. Перенос под действием силы тяжести, а также с помощью ветра и воды (см. ч. 2) будет приводить к дальнейшему разрушению и изменению частиц. Такие изменения особенно существенны у трещиноватых или нетвердых минералов. Химические изменения частиц могут происходить и после их отложения, в области диагенеза (см. ч. 8). Поэтому с самого начала мы можем быть уверены, что по своей химической и физической природе обломочные отложения будут радикально отличаться от исходной породы. Например, среднее содержание полевых шпатов в изверженных и метаморфических породах составляет около 60%, тогда как в песчаниках – только около 12%. Но с другой стороны, песчаники обычно значительно обогащены кварцем по сравнению с изверженными и метаморфическими породами. Рассмотрим некоторые причины таких различий.

1б. Роль воды в выветривании пород. Не вызывает сомнений тот факт, что наиболее

важной особенностью поверхности нашей планеты в сравнении, скажем, с безводной Луной является присутствие значительного количества воды и водяного пара. Вода обладает необычными свойствами. Молекулы воды, помещенные между пластинами заряженного конденсатора, ориентируются: положительно заряженные атомы водорода – по направлению к катоду, отрицательно заряженные атомы кислорода – по направлению к аноду. Этот эффект сходен с ориентировкой магнита в магнитном поле. Молекулы воды обладают полюсами, сходными с полюсами магнита, и такие молекулы ведут себя как *электрические диполи.* Величина дипольного момента (измеренная в соответствующих единицах) зависит от величины зарядов и расстояния между ними. Существование таких полярных молекул, как молекулы воды, является следствием асимметричной ковалентной связи, когда элементы, подобные кислороду, «оттягивают» большую часть электронного облака. Это дает сильно электроотрицательному атому кислорода частичный отрицательный заряд за счет частичного присоединения электронов атома водорода; менее электроотрицательный атом водорода приобретает поэтому положительный заряд. Химические связи между атомом кислорода и двумя атомами водорода представляют собой результат перекрывания облаков p-электронов и s-электронов атомов водорода. Теоретически эти связи должны быть расположены под углом 90° относительно друг друга и состоять из молекулярных орбиталей, занятых парой электронов. На практике, вследствие отталкивания между атомами водорода, угол между связями составляет немногим более 104° при длине связи O–H $9{,}8 \cdot 10^{-8}$ мм. Когда молекулы воды находятся в большом количестве, они ориентируются относительно друг друга посредством водородных связей из-за полярной природы только что описанных ковалентных связей H_2O. С помощью водородных связей образуются тетраэдрические группы из четырех молекул (рис. 1.1). Сказанное объясняет многие из отличительных свойств воды:

а) Полярная природа молекул обусловливает очень эффективную *растворяющую способность* воды по отношению к веществам с ионным типом связи. Положительные и отрицательные концы диполей молекул воды присоединяются соответственно к отрицательным и положительным ионам вещества, нейтрализуя их заряды, так что происходящий при механическом перемешивании отрыв атомов может способствовать растворению вещества.

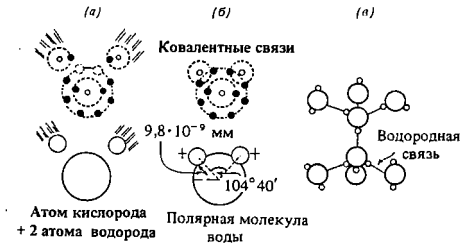


Рис. 1.1. Структура молекул воды. *а, б* – образование полярной молекулы воды посредством ковалентных связей; *в* – молекулы воды, соединенные водородными связями.

б) Тетраэдрические группировки молекул воды являются причиной таких ее свойств, как *высокое поверхностное натяжение* и большая способность проникать по капиллярам, *высокая температура плавления* и большой диапазон температур, при которых вода находится в жидкой фазе.

в) Понижение температуры вызывает уменьшение теплового движения молекул воды и увеличение числа водородных связей, а отсюда размера связанных ими ассоциаций молекул. Таким образом, с понижением температуры *вязкость* воды возрастает (гл. 5).

г) *Плотность* воды при понижении температуры увеличивается. Это обусловлено сжатием, вызываемым уменьшением теплового движения молекул. Однако в то же самое время идет обратный процесс: из-за образования все большего числа водородных связей происходит расширение. Этот процесс преобладает при температуре ниже 4°C, поскольку в дальнейшем тетраэдрические молекулярные группировки начинают перестраиваться в гексагональные структуры льда, и поэтому плотность вновь уменьшается. Расширение продолжается вплоть до температуры –22°C, при которой лед достигает своей минимальной плот-

ности и максимального давления расширения. Гексагональные кристаллы льда имеют максимальную скорость роста по нормали к плоскости. Так что рост кристаллов в микротрещинах пород может вызывать высокие напряжения.

д) Молекулы воды диссоциируют на ионы H^+ и OH^- при любых температурах, однако обычно степень диссоциации очень мала. Ион H^+ ответствен за *кислотность* водных растворов. Концентрация водородных ионов может весьма значительно изменяться, поэтому кислотность принято выражать в виде отрицательного логарифма концентрации свободных ионов H^+, выраженной в граммах на литр. Его называют величиной pH. При комнатной температуре в 1 л чистой воды содержится лишь 10^{-7} молей ионов водорода (и столько же ионов OH^-). В этом случае говорят, что наблюдается *нейтральная величина pH* (равная 7). Бо́льшие значения pH указывают на щелочную среду, а меньшие – на кислую. В водных растворах под действием других реакций и реагентов образуются ионы H^+ или OH^-. Например, ионы H^+ образуются в речной или почвенной воде при участии углекислого газа в ходе реакции

$$H_2O + CO_2 \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-, \quad (1.1)$$

а также под действием гуминовых кислот и кислот бактериального происхождения (см. гл. 2).

е) Разрушение силикатных минералов часто происходит вследствие *гидролиза*, в ходе которого небольшие сильно заряженные ионы H^+ в воде замещают катионы металлов в кристаллических решетках, так что ионы OH^- или HCO_3^- могут соединяться с замещенными катионами и образовывать растворы или локальные осадки. Гидролиз имеет место вдоль нарушений в породах или минералах, таких, как трещины кливажа и отдельности, границы между кристаллами и плоскости спайности минералов.

1в. Окисление, восстановление и Eh – pH-диаграммы. Химические элементы, присутствующие в первичных изверженных или метаморфических минералах, в зоне выветривания имеют тенденцию к достижению равновесия с окружающей их *окислительной* или *восстановительной* средой. Окисление влечет за собой потерю электронов элементами или ионами и приводит к увеличению их положительного заряда или к уменьшению отрицательного. При восстановлении мы имеем обратную картину, например в обратимой реакции железо со степенью окисления +2 в таких минералах, как пироксен, оливин или роговая обманка, может окисляться по схеме

$$Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-. \quad (1.2)$$

закисное железо — окисное железо — электрон

В поверхностных водах наиболее важным природным окисляющим агентом является растворенный кислород вследствие его очень высокой электроотрицательности. Окислительно-восстановительный потенциал (редокс-потенциал) можно измерить посредством фиксации разности потенциалов между погруженными в измеряемую среду инертным электродом (обычно платиновым) и водородным электродом с известным потенциалом. Окислительно-восстановительный потенциал реакций, обозначаемый для краткости Eh, сравнивается с условной величиной 0,00 мВ для водорода в реакции

$$2H^+ + 2e^- \rightarrow H_2 \quad (1.3)$$

при температуре 25°C, давлении 1 атм (101 325 Па) и концентрации ионов водорода 1 моль/л (pH 0). Отрицательные величины Eh обозначают восстановительные условия, а положительные – окислительные условия по отношению к условной водородной шкале.

Большинство элементов в зоне выветривания и в верхних частях колонок отложенных осадков окисляется. Исключения наблюдаются в бедных кислородом заболоченных почвах, в которых в большом количестве присутствуют анаэробные бактерии. Здесь может идти реакция (1.2), и нерастворимое окисное железо восстанавливается до растворимого закисного железа. Восстановительная среда существует ниже поверхности аэробной зоны при субаквальном накоплении осадков, а также в так называемых эвксинных условиях слабо аэрируемых морских водных масс или обогащенных органическим веществом рассольных водоемов.

Если в результате лабораторных измерений получен стандартный потенциал для конкретной реакции и имеются данные полевых измерений Eh в зоне выветривания, то можно предсказать степень окисления для конкретного иона. Например, стандартный потенциал для пары $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ в реакции (1.2) составляет +0,77 В. Если, к примеру, полевые измерения в кислой среде (pH 2) дали величину +0,5 В, то можно ожидать, что устойчивой фазой железа в этой обстановке будет Fe^{2+} (см. гл. 27, 30). На практике было обнаружено, что некоторые из реакций, определяющих величину Eh, протекают очень медленно и что водная среда долго не приходит в равновесие с измерительными электродами. Таким образом, полевые измерения окислительно-восстановительного потенциала в большинстве случаев позволяют дать только полуколичественную оценку.

При нанесении на график значений Eh и pH может быть получена исключительно информативная диаграмма. Ограниченная жирной линией на рис. 1.2 область показывает обычные пределы величин Eh и pH, обнаруживаемые в приповерхностных условиях. Нижний предел для pH составляет около 4. Он обусловлен природными концентрациями CO_2 и органических кислот, растворенных в поверхностных и почвенных водах. Верхний предел для pH составляет около 9. Он достигается в водах, контактирующих с карбонатными породами при слабом контакте с атмосферным CO_2. Наибольшие величины Eh определяются реакцией

$$H_2O \rightleftharpoons 1/2O_2 + 2H^+ + 2e^-;$$

$$E^\circ = +1{,}23\text{В}. \quad (1.4)$$

Эта реакция в действительности зависит от величины pH. Зависимость выражается следующим образом:

$$Eh = +1{,}22 - 0{,}059\ pH.$$

Наименьшие величины Eh определяются реакцией

$$H_2 \rightleftharpoons 2H^+ + 2e^-;\ E^\circ = 0{,}00\text{В}, \quad (1.5)$$

которая зависит также от pH. Зависимость имеет следующий вид:

$$Eh = -0{,}059\ pH.$$

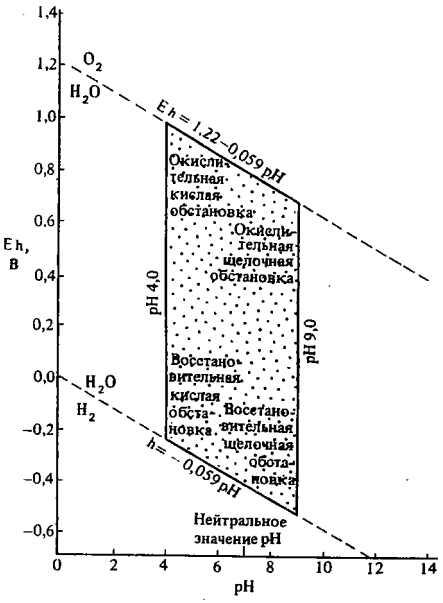


Рис. 1.2. Диаграмма, показывающая обычный диапазон значений Eh и pH на поверхности Земли (контур, покрытый точками) и диапазон устойчивости воды (по Краускопфу [475]).

Важно подчеркнуть, что область природных значений Eh и pH на рис. 1.2 включает «нормальные» условия. Местные условия могут иногда значительно отклоняться от условий этой области. Например, при окислении пирита возникает очень кислая среда, а при разложении органического вещества без контакта с водой – среда восстановительная. Eh – pH-диаграммы [292] могут быть построены для множества реакций и реагентов. Они оказывают ценную помощь при интерпретации химических реакций, происходящих во время выветривания, отложения и диагенеза (см. гл. 27). Однако эти диаграммы ничего не говорят нам о скорости таких реакций, их завершенности, или, иначе говоря, о степени достижения равновесия.

1 г. Поведение породообразующих минералов в процессе выветривания. В этом разделе мы приступаем к наиболее важной теме, касающейся образования кластических частиц. Даже самое элементарное знакомство с тремя основными группами по-

род – изверженными, метаморфическими и осадочными – вскоре убеждает наблюдателя в том, что набор распространенных типов минералов в кластических осадочных породах обычно намного более ограничен, чем в изверженных и метаморфических породах. С чем это связано?

Начнем с рассмотрения результатов исследования Уолстромом [839] минералов, сохранившихся в верхнепалеозойской коре выветривания, развитой на гранодиоритах Боулдер, Колорадо (США). На рис. 1.3 суммированы данные, показывающие изменение минерального и химического составов в профиле выветривания с глубиной, по мере приближения к неизмененному материнскому гранодиориту. Отметим устойчивость кварца и в меньшей степени микроклина; неустойчивость плагиоклазов, биотита и роговой обманки; образование «новых» минералов, таких, как каолинит, монтмориллонит и иллит. Если в первом приближении увеличение глубины рассматривать как показатель уменьшения степени выветривания, то выходит, что роговая обманка разрушается при выветривании первой; далее минералы следует за ней в таком порядке: плагиоклаз, биотит, микроклин. Химические анализы главных окислов показывают, что при движении снизу вверх по профилю выветривания содержания Al_2O_3, Fe_2O_3 и K_2O возрастают, а содержания SiO_2, FeO, CaO и Na_2O уменьшаются.

Над этими результатами стоит немного подумать. В процессе выветривания некоторые минералы, очевидно, были более устойчивыми, чем другие. Ряд минералов вновь образовался. Некоторые окислы были почти полностью вынесены, тогда как количества других увеличились. В настоящем разделе мы остановимся на вопросе устойчивости минералов.

Многочисленные исследования процесса выветривания в большинстве случаев подтверждают первоначальный постулат Голдича [305], согласно которому для обычных минералов изверженных пород может быть установлен ряд «выветриваемости» (или «устойчивости к выветриванию».– *Ред.*) (табл. 1.1). Обратите внимание на то, что этот ряд напоминает реакционный ряд Боуэна, характеризующий процесс кристаллизации магматических пород из расплава. Обычно не составляет труда установить, что менее устойчивые в коре выветривания минералы – высокотемпературные, начальные температуры образования которых значительно отличаются от температур в приповерхностных условиях Земли. Тем не менее это не дает нам убедительного ответа на вопрос: «Почему некоторые минералы более стабильны?» Не проясняет этот вопрос и использование предложенного Райхе индекса потенциалов выветривания (WPI – Weathering potentials index) для пород и минералов, который представляет собой выраженное в процентах отношение

$$\frac{100 \times (K_2O + Na_2O + CaO + MgO - \rightarrow}{(SiO_2 + Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + \rightarrow} \rightarrow \frac{- H_2O)\ \text{моль}}{+ CaO + MgO - H_2O)\ \text{моль}}. \quad (1.6)$$

Малоустойчивые минералы и породы имеют высокий индекс, и наоборот (табл. 1.2). Индекс служит грубым ориентиром относительной устойчивости пород и минералов. Он основан на том, что щелочные и щелочноземельные элементы легче подвергаются выветриванию. Помимо этого индекс мало что объясняет.

Интересная попытка объяснить относительную устойчивость минералов в зависимости от свойств их кристаллических структур была предпринята Келлером [435]. Он предположил, что порядок образования из магмы некоторых силикатных минералов частично обусловлен относительными силами связей различных катионов с кислородом. Такое предположение в значительной степени подтверждается расчетом суммарных сил связей между катионами и кислородом в минералах реакционного ряда Боуэна. Несомненно также, что минералы с относительно небольшим количеством связей Si–O являются неустойчивыми по сравнению с минералами, имеющими много таких связей. Это обусловлено тем, что бóльшая сила связи стремится сохранить структуру кристалла независимо от нарушения других слабых связей вида катион–кислород. Например, связь Mg–O– относительно сильная, однако форстерит (Mg_2SiO_4) относится к числу наименее устойчивых минералов изверженных пород из-за того, что у него мало сильных связей Si–O. Поэтому наиболее устойчивыми являются минералы, состоящие исключительно из соединенных друг с другом тетраэдров кремнезема. Когда в кристаллической решетке присутствуют другие ионы, по-разному присоединенные к тетраэдрам кремнезема, минерал менее устойчив, поскольку эти ионы могут быть нейтрализованы полярными молекулами воды.

Подход Келлера приводит нас к пониманию фундаментальной *термодинамической* природы и дает возможность оценить устойчивость минералов. По существу, можно сказать, что характер изменения *свободной энергии* реакции позволяет определить, какая из двух возможных реакций будет иметь место. Изменение стандартной свободной энергии реакции представляет собой сумму свободных энергий образования (ΔG_f°) всех продуктов реакции минус сумму свободных энергий реагентов. Когда рассчитанные изменения свободной энергии отрицательны, реакции будут протекать самопроизвольно. Чем больше отрицательная величина изменения свобод-

Рис. 1.3. Изменение минерального и химического составов в профиле выветривания миссисипского возраста (нижний карбон), развитом на гранодиоритах вблизи Боулдера, шт. Колорадо, США (по Уолстрому [839]).

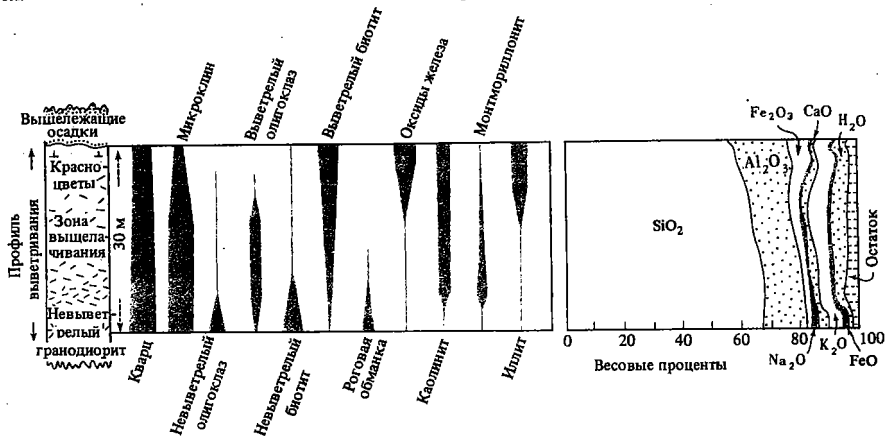


Таблица 1.1. Ряд «устойчивости к выветриванию» силикатных минералов изверженных пород. Порядок расположения здесь минералов противоположен их порядку в реакционном ряду Боуэна, характеризующем кристаллизацию минералов из силикатных расплавов [305]

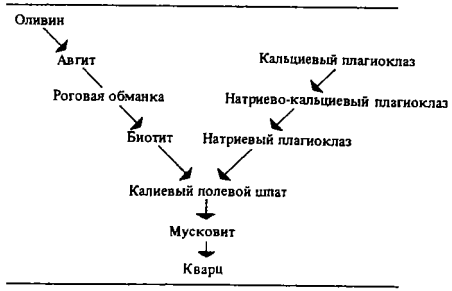


Таблица 1.2. Индексы потенциалов выветривания (WPI) Райхе для некоторых силикатных минералов [144]

Минерал	Средний WPI	Диапазон изменения WPI
Оливин	54	44–65
Авгит	39	21–46
Роговая обманка	36	21–63
Биотит	22	7–32
Лабрадор	20	18–20
Андезин	14	
Олигоклаз	15	
Альбит	13	
Мусковит	10	
Кварц	1	

ной энергии, тем более вероятным должно быть протекание реакции.

Кертис [183] взялся за решение проблемы устойчивости минералов при выветривании с точки зрения термодинамики и получил обнадеживающие положительные результаты. Для того чтобы определить устойчивость, мы должны написать конкретные уравнения химических реакций при выветривании, происходящих с «первичными» минералами изверженных и метаморфических пород (табл. 1.3). Экспериментальные значения величин стандартных свободных энергий образования возможных реагентов, а также продуктов реакций затем используются для расчета приведенных в табл. 1.3 свободных энергий (ΔG°_f). Например,

$$\underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{в растворе}}{2H^+} + \underset{\text{вода}}{H_2O} \rightarrow \underset{\text{каолинит}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{в растворе}}{Ca^{2+}}. \quad (1.7)$$

Таким образом,

$$\Delta G^\circ_f = (\Delta G^\circ_f Al_2Si_2O_5(OH)_4 + \Delta G^\circ_f Ca^{2+}) - (\Delta G^\circ_f CaAl_2Si_2O_8 + \Delta G^\circ_f 2H^+ + \Delta G^\circ_f H_2O) = (-904 + (-132{,}2)) - (-955{,}6 + 0 + (-56{,}7)) = -1036{,}2 + 1012{,}3 = -23{,}9 \text{ ккал} \cdot \text{моль}^{-1}.$$

Этот результат показывает, что анортит будет реагировать с ионами водорода в водных растворах, и в итоге образуется глинистый минерал каолинит и ионы кальция. Отрицательное значение изменения свободной энергии свидетельствует о том, что реакция протекает самопроизвольно. Данные аналогичных расчетов для десяти других силикатов изверженных пород приведены в табл. 1.3. Для того чтобы упростить сравнения между разными химическими уравнениями, результаты расчетов, полученные в ккал·моль$^{-1}$, следует затем перевести в ккал·г·атом$^{-1}$ путем деления

Таблица 1.3. а) Уравнения выветривания, записанные в виде уравнений реакций распространенных породообразующих силикатных минералов с водной фазой [183]

1. $Fe_2SiO_4 + {}^1/_2O_2 \rightarrow Fe_2O_3 + SiO_2$
2. $Mg_2SiO_4 + 4H^+ \rightarrow 2Mg^{2+} + 2H_2O + SiO_2$
3. $MgSiO_3 + 2H^+ \rightarrow Mg^{2+} + H_2O + SiO_2$
4. $CaMg(SiO_3)_2 + 4H^+ \rightarrow Mg^{2+} + Ca^{2+} + 2H_2O + 2SiO_2$
5. $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2 + 14H^+ \rightarrow 7Mg^{2+} + 8H_2O + 8SiO_2$
6. $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 14H^+ \rightarrow 5Mg^{2+} + 2Ca^{2+} + 8H_2O + 8SiO_2$
7. $CaAl_2Si_2O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + Ca^{2+}$
8. $2NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2Na^+$
9. $2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + 2K^+$
10. $2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2H^+ + 3H_2O \rightarrow 2K^+ + 3Al_2Si_2O_5(OH)_4$

б) Величины свободных энергий Гиббса для реакций выветривания 1–10, приведенных в табл. 1.3, *а* [183]

Минерал	ΔG°_f, ккал·моль$^{-1}$	ΔG°_f, ккал·г·атом$^{-1}$
1. Оливин (фаялит)	−52,7	−6,58
2. Оливин (форстерит)	−44,0	−4,00
3. Пироксен (клиноэнстатит)	−20,9	−2,98
4. Пироксен (диопсид)	−38,1	−2.72
5. Амфибол (антофиллит)	−137,2	−2,49
6. Амфибол (тремолит)	−123,2	−2,24
7. Са полевой шпат (анортит)	−23,9	−1,32
8. Na полевой шпат (альбит)	−23,1	−0,75
9. К полевой шпат (микроклин)	−17,3	−0,32
10. Слюда (мусковит)	−17,3	−0,32

на число атомов в продуктах каждой реакции. Необходимость такой поправки определяется тем, что значение ΔG°_f зависит от количества атомов в молекуле, а при сравнении сопоставляются количества энергии, высвобождаемые набором атомов, являющихся продуктами реакции. Окончательные результаты (табл. 1.3, *б*) хорошо соответствуют данным, полученным при полевых исследованиях, подобных тем, о которых говорилось выше. Следует подчеркнуть, что все рассмотренные реакции включают в себя полное окисление, которое вполне возможно в наиболее хорошо дренируемых, но влажных горизонтах коры выветривания.

Изложенные в настоящем разделе данные должны были бы привести нас к предположению, что кварц, мусковит и ортоклаз будут преобладать среди кластических минеральных компонентов, образующихся вследствие эрозии из выветрелых изверженных и метаморфических пород. Однако опыт подсказывает, что хотя кварц, несомненно, и является наиболее распространенным кластическим минералом, распространенность других первичных минералов весьма изменчива и зависит от ряда факторов, таких, как климат и тип выветривания, распространенность пород, содержащих те или иные минералы, твердость минералов, первоначальный размер их зерен, скорость осаждения и др. Важную роль играют также минералы, вновь образованные в процессе выветривания; они будут рассмотрены в следующем разделе.

1д. Продукты разрушения пород и вновь образованные минералы. Происходящие в процессе выветривания реакции окисления и гидролиза обычно приводят к высвобождению щелочных и щелочноземельных элементов (K, Na, Ca, Mg) и их переводу в раствор в виде гидратированных ионов; остаточными продуктами этих реакций являются кремнезем и алюмосиликаты. Железо со степенью окисления +2 теряет один электрон и переходит в устойчивую нерастворимую форму со степенью окисления +3. Реакции, приведенные в табл. 1.3, *а*, являются верными с точки зрения термодинамики, но в природе основным источником ионов водорода служит диссоциация угольной кислоты, образующейся при растворении в воде углекислого газа:

$$H_2O + CO_2 \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-, \quad (1.8)$$

так что высвобожденные щелочные и щелочноземельные элементы быстро образуют растворимые карбонаты или бикарбонаты. Например,

$$\underset{\text{ортоклаз}}{2KAlSi_3O_8} + \underset{\text{угольная кислота}}{H_2CO_3} + \underset{\text{вода}}{H_2O} \rightarrow \underset{\text{карбонат калия}}{K_2CO_3} + \underset{\text{каолинит}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{кремнезем}}{4SiO_2} \quad (1.9)$$

(*Кислая среда*)

или

$$\underset{\text{биотит}}{4KMg_2Fe(OH)_2AlSi_3O_{10}} + \underset{\text{угольная кислота}}{12H_2CO_3} + \underset{\text{вода}}{nH_2O} \rightarrow \underset{\text{бикарбонат калия}}{4KHCO_3} + \underset{\text{бикарбонат магния}}{8Mg(HCO_3)_2} + \underset{\text{гидратированная окись железа}}{2Fe_2O_3 \cdot nH_2O} + \underset{\text{каолинит}}{2Al_2Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{кремнезем}}{8SiO_2}, \quad (1.10)$$

а также хорошо известная реакция, приводящая к химическому разрушению известняков:

$$\underset{\text{кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{угольная кислота}}{2H_2CO_3} \rightleftharpoons \underset{\text{бикарбонат кальция}}{Ca(HCO_3)_2} + \underset{\text{вода}}{H_2O} + \underset{\text{углекислый газ}}{CO_2}.$$

Одной из наиболее важных групп вновь образованных в коре выветривания минералов являются *глинистые минералы*. Ими может быть представлена основная часть элювия (остаточного продукта выветривания). Глинистые минералы могут легко переноситься к месту отложения, где в случае *отсутствия постседиментационных преобразований* (гл. 27, 28) они дают нам ценную информацию об условиях выветривания. Каолинит образуется на кислой стадии гумидного выветривания пород, обога-

щенных полевыми шпатами, посредством реакций, подобных приведенным выше ((1.9) и (1.10)). *Иллит* (гидратированный силикат калия и алюминия) образуется на щелочной стадии выветривания полевых шпатов и слюд в случае, когда выщелачивания подвижных катионов, подобных калию, не происходит. *Монтмориллонит* (смешанослойный силикат) образуется на щелочной стадии выветривания основных изверженных пород в условиях дефицита ионов K^+. Ниже (разд. 1з) мы рассмотрим группы глинистых минералов.

1е. Физическое выветривание. Две наиболее важные формы физического выветривания – морозное и солевое выветривание. В ходе обоих процессов при кристаллизации твердой фазы из раствора в мельчайших трещинах возникают напряжения. *Морозное выветривание* частично является результатом аномального расширения и уменьшения плотности во время замерзания воды (разд. 1в). Увеличение объема примерно на 10% приводит к возникновению в небольших трещинах напряжения растяжения, достаточного для расщепления и расширения трещины. Величины этих напряжений, возникающих при простом расширении, могут быть превзойдены в 10 раз в результате дополнительных напряжений, обусловленных образованием скоплений параллельных игольчатых кристаллов льда, растущих по нормали к замерзающей поверхности. Если в небольшую трещину поступает новая порция воды, то напряжения, связанные с ростом кристаллов, ограничиваются только натяжением воды, которая «подтягивает» молекулы H_2O к концам растущих кристаллов посредством капиллярных пленок. Морозное выветривание наиболее действенно в тонких трещинках и расщелинах неправильной формы в условиях от умеренного до субарктического климата, когда ежедневно чередуются таяние и замораживание. Иногда процесс ежедневного замораживания и оттаивания, и порой в значительных масштабах, наблюдается в жарких пустынях, где зимние дожди и роса дают достаточное количество влаги.

Раньше *солевое выветривание* как вид выветривания резко недооценивалось. По-видимому, имеют место следующие факторы, посредством которых поступление солей может вызывать напряжения, приводящие к разрушению породы: гидратация, разогрев и рост кристаллов [169, 311]. Последние два фактора, вероятно, наиболее важны. Они действуют в пустынях и прибрежных районах на всех широтах, где концентрируются соли и где роса, прибрежный туман, морские брызги и обычные осадки поставляют необходимую жидкую фазу. Напряжения, возникающие за счет роста кристаллов, сильно зависят от пористости пород. Особенно велико их влияние в пористых осадочных породах. По своей способности разрушать породы соли неодинаковы. Наиболее активны в этом отношении сульфаты натрия и магния. Напряжения, связанные с ростом кристаллов, отмечаются в извилистых трещинах, находящихся под давлением. В незамкнутых пространствах, где соли кристаллизуются вследствие испарения, не происходит изменения объема, и, следовательно, напряжения не могут иметь места.

В настоящее время полагают, что *суточные изменения температуры* в пустынях не могут приводить к расслоению пород, поскольку в многочисленных лабораторных экспериментах этот процесс не удалось воспроизвести. Расслоение относят за счет отщепления частично выветрелого химическим путем внешнего слоя породы, причем выветривание нередко приурочено к затененным поверхностям породы, где особенно сильно и длительно проявляется воздействие поверхностной влаги.

Однако, несмотря на приведенные выше замечания относительно влияния физического выветривания, можно утверждать, что, по-видимому, на большей части поверхности Земли оно играет подчиненную роль по сравнению с химическим выветриванием.

1ж. Вынос осадочного материала. Можно предположить, что твердые кластические зерна выносятся из разных районов поразному. Наиболее важными с геологической точки зрения контролирующими факторами являются климат, растительный покров, литологический состав пород, а также рельеф. Однако возделывание земель и вырубка лесов в прошлом и в настоящее время привели к значительным изменениям, особенно в низких широтах. Образовавшийся в результате химического и физического выветривания обломочный материал отделяется от обнажающейся на поверхности земли массивной породы со скоростью, зависящей от литологического состава этой породы, а также от эффективности процесса сноса. Последний контролируется главным образом количеством осадков. Скорость транспортировки свободного обломочного материала естественными водотоками в речные системы затем контролируется характером поверхностных склонов и величиной стока осадков. Осадочный материал, образовавшийся на поверхностных склонах водосборного бассейна, переносится речной системой со скоростью, зависящей от силы потока (разд. 5г).

Увеличение поверхностного стока в случае водосборного бассейна заданного размера способствует увеличению объема поставляемого осадочного материала. Поверхностная растительность будет препятствовать этой тенденции. Аридные и семиаридные районы характеризуются небольшим растительным покровом. Возрастание роли травяного покрова и лесов с увеличением количества осадков будет способствовать резкому уменьшению количества сносимого поверхностным стоком со склонов выветрелого материала. Соотношение между этими двумя факторами показано на рис. 1.4 [486]. Увеличение количества осадков выше примерно 1000 мм может вызывать ослабление сдерживающего влияния растительного покрова, что приведет к постепенному увеличению выноса осадочного материала, особенно в условиях сезонного и муссонного климатов [875]. Важно отметить, что рис. 1.4 построен главным образом на основании данных по небольшим водосборным бассейнам центральной части США. Даже если в других районах абсолютное значение выноса осадочного материала иное, общая тенденция будет оставаться той же.

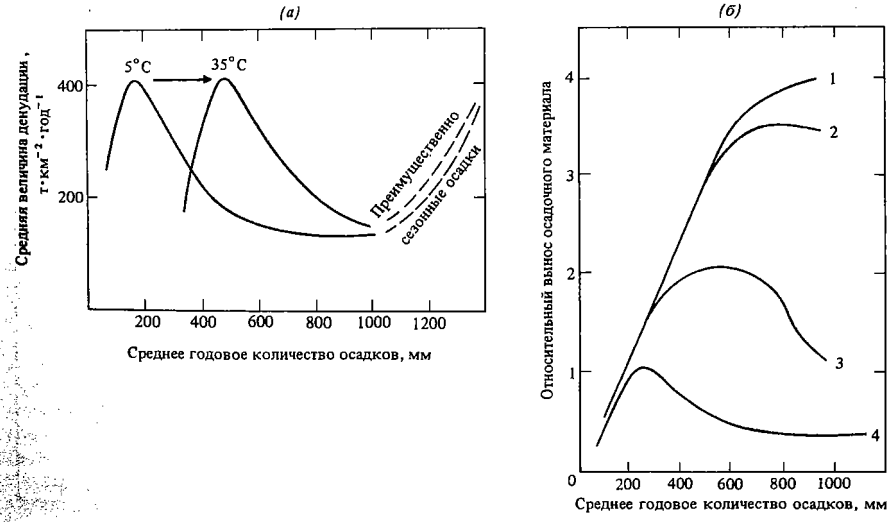


Рис. 1.4. *а* – взаимоотношение между средним годовым количеством атмосферных осадков и выносом осадочного материала (денудацией) (по Шумму [721]) с учетом обобщенного влияния сезонности по Уилсону [875]; *б* – гипотетические связи между средним годовым количеством атмосферных осадков и выносом осадочного материала: *1* – до развития растительного покрова суши (досилурийское время); *2* – появление примитивной растительности (силур–девон); *3* – появление цветковых растений и хвойных деревьев (карбон–юра); *4* – появление трав (поздний мел) (по Шумму [721]).

Можно предположить вслед за Шуммом [721], что в геологическом прошлом в докембрии и раннем палеозое (4500–400 млн. лет назад) из-за отсутствия на суше растительного покрова сдерживающее влияние последнего на увеличение выноса осадочного материала при возрастании поверхностного стока не проявлялось. Поэтому в целом поверхность Земли, по-видимому, вела себя подобно поверхности современных полузасушливых семиаридных районов. Прогрессировавшее уменьшение выноса осадочного материала во внутренних районах с годовым количеством осадков свыше 250 мм, видимо, определялось развитием хвойных лесов в раннем мезозое и, что самое важное, трав в раннем мелу (рис. 1.4).

Некоторые авторы предпринимали попытки построить мировые карты скоростей выноса осадочного материала. В своем замечательном исследовании Фурнье [274] приводит такую карту, составленную на основе эмпирического уравнения, полученного при допущении, что вынос осадочного материала является функцией количества осадков и рельефа. Он оперировал данными примерно по 80 отдельным водосборным бассейнам. На сходной карте, построенной Страховым (рис. 1.5), виден максимальный вынос осадочного материала в тропических районах с периодами сезонных дождей. В направлении к экваториальным районам, где сезонные факторы отсутствуют, вынос уменьшается. Уменьшение происходит и по направлению к аридным зонам (как жарким, так и холодным) с небольшим количеством осадков. Влияние рельефа отчетливо видно в районах Кордильер и Гималаев. Другие авторы отмечают, по существу, те же тенденции, однако они приводят величины выноса осадочного материала, отличающиеся более чем на порядок по абсолютным значениям. Такое большое расхождение отражает большие трудности при отборе данных и при проведении подобного рода исследований. Особый интерес представляют карты, показывающие вынос твердого осадочного материала из бассейнов больших рек (рис. 1.5). Следует обратить внимание на то, что связь между размерами водосборных бассейнов и выносом осадочного материала невелика. Она зависит от множества других климатических, орографических и литологических факторов; сюда же следует добавить и очень важные антропогенные воздействия, являющиеся результатом сельскохозяйственной деятельности человека в течение нескольких тысячелетий.

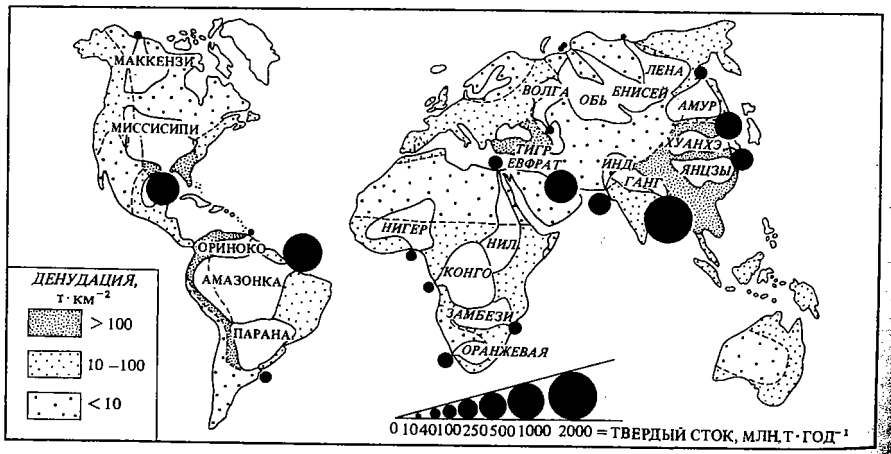


Рис. 1.5. Мировое распределение величины механической денудации, водосборные бассейны крупнейших рек и приблизительное значение разгрузки твердого материала, осаждающегося вблизи устьев рек (по Страхову [798] и Стоддарту [792]).

1з. Кластические частицы и идентификация их источников. В кластическом осадочном материале среди зерен песчаной и алевритовой размерностей (см. гл. 4) наибольшим распространением пользуются зерна кварца. Срезы отдельных кристаллических кварцевых частиц при скрещенных николях могут иметь прямое или волнистое погасание. Недеформированный вулканический кварц имеет прямое погасание, в то время как кварц изверженных глубинных и метаморфических пород имеет либо прямое, либо волнистое погасание. Последнее является следствием деформации кристаллической решетки. Недавно проведенные статистические исследования [58] показали, что среднее значение угла погасания частиц кварца метаморфических пород больше 5°, тогда как глубинных изверженных пород меньше 5° (рис. 1.6). Частицы кварца могут быть как моно-, так и поликристаллическими. Почти все частицы кварца вулканического происхождения относятся к монокристаллическому типу. В глубинных изверженных породах содержание *поликристаллического* кварца минимально (рис. 1.7); оно возрастает в высокометаморфизованных породах и достигает максимума в слабометаморфизованных. Точно так же количество монокристаллов в поликристаллическом кварце является наибольшим в слабометаморфизованных породах и наименьшим в сильнометаморфизованных глубинных изверженных породах (рис. 1.7). Нанося информацию об этих свойствах кварца на двойную трехкомпонентную диаграмму, а также используя данные изучения состава кварца известного происхождения в современных водотоках для осадков первого цикла (т. е. не подвергавшихся переотложению) (разд. 1и), можно получить полезный индикатор для определения источника частиц (рис. 1.7).

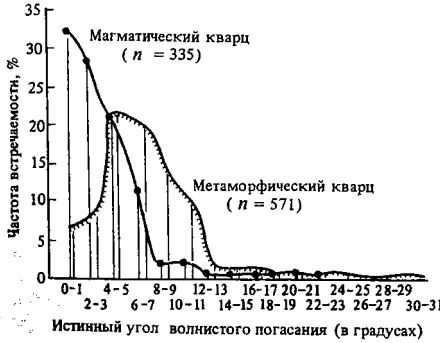


Рис. 1.6. Частотные кривые, показывающие распределение истинных углов волнистого погасания в зернах обломочного кварца глубинных и слабометаморфизованных пород. Обратите внимание на значительное перекрытие кривых. Величины основаны на данных универсальных измерений (по Басу и др. [58]).



Рис. 1.7. Трехкомпонентные диаграммы, показывающие распределение отдельных типов кварца из различных пород. *1* – хлоритовая и биотитовая зона; *2* – гранат и силлиманит; *3* – гранулитовая зона; *4* – магматические граниты (незатушеванные значки – аномальные образцы) (по Басу и др. [58]).

Полевошпатовые зерна представлены щелочными полевыми шпатами (ортоклазом, микроклином), пертитом и плагиоклазом (от альбита до анортоклаза). Относительная распространенность частиц полевошпатовых минералов обычно отражает ряд устойчивости этих минералов к химическому выветриванию. Микроклин широко распространен как в метаморфических породах, так и в глубинных изверженных породах. Состав плагиоклазов изменяется в зависимости от химического состава глубинных изверженных, а также метаморфиче-

ских пород. В водотоках с большими уклонами, где часты сильные соударения частиц, сдвоенные кристаллы (особенно в случае карлсбадского двойникования) имеют тенденцию к разрушению вдоль плоскостей двойникования. Поэтому их количество резко уменьшается [641]. Сложные плагиоклазовые двойники в меньшей степени подвержены такому воздействию. Небольшое содержание полевых шпатов во многих пляжных песках (по сравнению с речными песками), по-видимому, отражает склонность частиц полевых шпатов к разрушению вследствие их раскалывания по трещинам в области прибоя.

Фрагменты пород полезно подразделить на внутриформационный и экзотический типы. К внутриформационным фрагментам относятся преимущественно нетвердые обломки суглинка, вынесенные из илистых пластов, к экзотическим – целая гамма фрагментов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Более крупнокристаллические глубинные породы, сланцы и гнейсы обычно встречаются в виде более крупных обломков гравийной размерности, распадающихся в процессе последующего выветривания или абразии на свои минеральные компоненты песчаной размерности. К числу важных обломков более тонкой размерности относятся фрагменты кислых вулканитов, стекловатых туфов, кремней, аргиллитов и кварцитов.

Тяжелые минералы редко составляют более 1% осадка или породы. Для исследования их необходимо отделить от рыхлого осадка или раздробленных пород, используя тяжелые жидкости (с плотностью более 2,8 г·см$^{-3}$) (см. [146]). Среди тяжелых минералов в наибольших количествах обычно встречаются непрозрачные минералы магнетит и ильменит. Из прозрачных минералов неибольшим распространением пользуются твердые и устойчивые циркон, турмалин, рутил и гранат. Высокое содержание турмалина служит индикатором обогащенных бором плутонических питающих провинций. Очень ценные данные в этом смысле могут дать современные методы определения абсолютного возраста по отношению $^{40}Ar/^{39}Ar$ в обломочном турмалине [27]. Гранаты чаще всего встречаются в глинистых сланцах. Увеличение степени метаморфизма последних сопровождается уменьшением в них содержаний кальция и магния, тогда как в кристаллической решетке граната содержания железа и магния увеличиваются. Из других метаморфических минералов в тяжелых фракциях встречаются ставролит, дистен и силлиманит. Хотя исследования тяжелых минералов в настоящее время «немодны», их результаты (когда они представлены в соответствующей статистической форме) совместно с данными изучения палеотечений и палеогидравлики, а также с данными фациального анализа могут дать очень интересные реконструкции древних речных бассейнов (рис. 1.8). Однако следует отметить, что после захоронения в пределах пласта могут происходить растворение и переосаждение, которые приводят к изменению абсолютного и относительного состава ассоциаций тяжелых минералов.

Главными *глинистыми минералами* являются каолинит, хлорит и смешаннослойные глинистые минералы. Основная структура группы глинистых минералов характеризуется чередованием октаэдрических слоев гиббсита и тетраэдрических слоев кремнезема (рис. 1.9). Во многих глинистых минералах в обоих слоях происходит замещение ионов алюминия или кремния. Это приводит к дефициту зарядов, который компенсируется межслоевыми катионами.

Каолинит образуется за счет полевых шпатов на кислой стадии выветривания посредством реакций, подобных описанным уравнениями (1.9) и (1.10). Структура каолинита проста и заключается в чередовании слоев гиббсита и кремнезема. В структуре каолинита отсутствуют межслоевые катионы, поскольку замещение кремния алюминием незначительно (в одном случае из 400). Каолинит составляет от 8 до 20% общего содержания глинистых минералов в современных океанских осадках и пользуется наибольшим распространением в осадочном материале, образовавшемся в процессе выветривания в тропическом климате низких широт (рис. 1.10).

Иллит находится в близком родстве с мусковитом, но отличается тем, что содержит больше кремния и меньше калия. В слоях кремнезема ионы Al^{3+} замещают

ионы Si^{4+} в отношении 1 : 7. Образующиеся при этом замещении свободные отрицательные заряды уравновешиваются ионами K^+, которые связывают смежные «сандвичи» вида кремнезем – гиббсит – кремнезем (рис. 1.9). Эти межслоевые ионы K^+ препятствуют попаданию других катионов и молекул воды, обусловливая малую емкость обмена, ограничивающуюся лишь краями кристаллов. В некоторых почвах, подверженных выщелачиванию, могут содержаться *деградированные иллиты*, которые имеют меньше ионов K^+, чем следует (их высокая способность поглощать ионы K^+ находит применение в сельскохозяйственной практике для повышения плодородия почв). Иллит составляет от 26 до 55% общего содержания глинистых минералов в современных океанских осадках. Он наиболее распространен в районах, примыкающих к умеренным и полузасушливым континентальным областям (рис. 1.10).

Монтмориллонит принадлежит к группе смектитов. В нем ион Mg^{2+} замещает ион Al^{3+} в слоях гиббсита в отношении 1 : 6. Могут осуществлять и дмигу, замещения, главным образом замещение иона Si^{4+} ионом Al^{3+}, а также иона Al^{3+} ионом Fe^{2+}. Образующиеся при таких замещениях свободные заряды частично компенсируются небольшим числом межслоевых катионов, обычно ионами Na^+ или Ca^{2+}. Между этими структурными слоями легко адсорбируется вода. Поскольку базальное расстояние равно 10–21 Å, в его пределах могут поместиться 1–3 слоя воды. При нагревании до 100–200°С смектиты теряют межслоевую воду. Этот процесс обратим. Все смектиты обладают способностью к катионному обмену. Его основной причиной является несбалансированность зарядов в каркасообразующих слоях. В целом энергия замещения у ионов с большим зарядом выше, а их способность к замещению – меньше. Поэтому, например, ионы Ca^{2+} удерживаются более прочно. В современных океанских осадках количество монтмориллонита составляет 16–53% общего содержания глинистых минералов. Наибольшей распространенностью монтмориллонит пользуется в районах, где породы основного или среднего состава подвергаются субаэральному выветриванию или гальмиролизу (подводному выветриванию) в щелочных условиях морского дна. Например, это материал, перено-

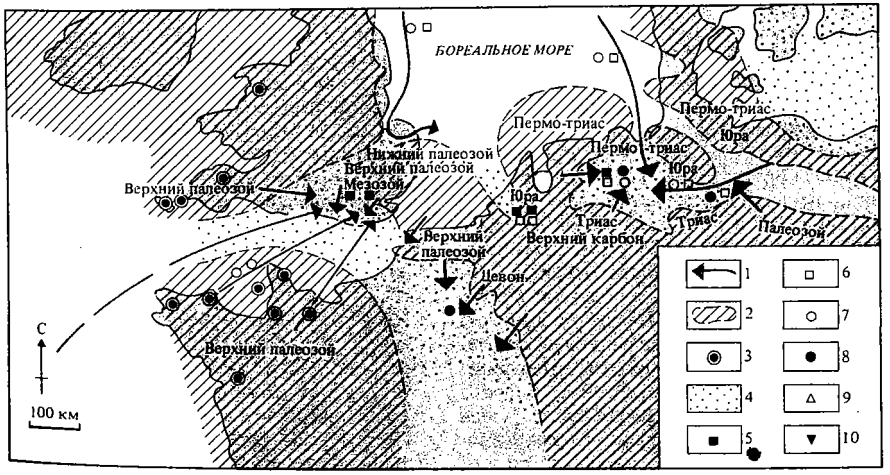


Рис. 1.8. Пример использования распределения фракций тяжелых минералов в палеогеографических реконструкциях; вельдские (нижний мел) фации Северо-Западной Европы. *1* – перенос обломочного материала; *2* – суша; *3* – обогащенные турмалином источники сноса; *4* – флювиальная фация; *5* – гранат; *6* – ставролит; *7* – дистен; *8* – апатит; *9* – амфибол; *10* – пироксен (по П. Аллену [26, 27]).

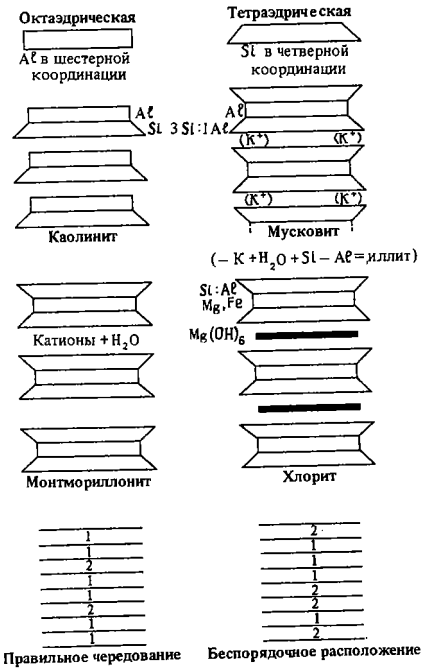


Рис. 1.9. Схематическое представление структур основных глинистых минералов (по Петтиджону и др. [635]). Обсуждение см. в тексте.

симый в южную часть Тихого океана или встречающийся вдоль срединно-океанических хребтов (рис. 1.10).

Хлорит имеет сложную структуру, включающую «сандвичи» из слоев талька между слоями кремнезема, чередующиеся с «сандвичами», состоящими из слоев талька между слоями брусита (рис. 1.9). В незначительной степени в хлорите происходит замещение ионов Si^{4+} и Fe^{2+} ионами Al^{3+} и ионов Mg^{2+} ионами Al^{3+}. Легкость окисления иона Fe^{2+} в слоях брусита означает, что хлорит может встречаться только в тех корах выветривания, где химическое выветривание происходит в сильно восстановительных условиях или процесс выветривания не идет. Распространение хлорита в современных океанских осадках, таким образом, отражает условия его сохранности. Поэтому минерал наиболее обычен в высоких широтах, особенно в районах, подверженных влиянию ледников (рис. 1.10). В современных океанских осадках количество хлорита находится в пределах 10–18% от общего содержания глинистых минералов.

К *смешанослойным* глинистым минералам относятся минералы, в кристаллической структуре которых различные слои чередуются друг с другом. Это чередование может быть регулярным или нерегулярным. Среди значительного числа разных видов смешанослойных минералов наиболее важными с точки зрения седиментологии являются иллит-монтмориллонитовые типы.

Вкратце подчеркнем, что все глинистые минералы в процессе диагенеза и захоронения претерпевают существенные изменения. Поэтому представление о том, что характер глинистых пород в «летописи» геологических событий будет отражать состав свежеотложенных глин (гл. 28), является заблуждением.

1и. Источники осадочного материала, дифференциация и тектоника плит. Кластические осадочные зерна, образовавшиеся из метаморфических или изверженных пород в районах, удаленных от прибрежной полосы, можно назвать *зернами первого цикла.* Впоследствии, после повторения геологического цикла отложения, литификации (гл. 28) и подъема, эти зерна уже сами по себе могут входить в состав пород районов, удаленных от прибрежной полосы. *Зерна второго цикла,* по-видимому, образуются в результате эрозии этих пород и т. д. В процессе каждого цикла отложения, диагенеза, подъема и выветривания зерна должны становиться более мелкими, более окатанными; при этом увеличивается количество зерен кварца (при этом роль поликристаллического кварца уменьшается) и уменьшается количество зерен неустойчивых тяжелых минералов.

Иными словами, любые отложения вследствие таких процессов становятся все более «зрелыми». При палеогеографических реконструкциях обычной ошибкой является предположение, что кластические осадки состоят из зерен первого цикла; в действительности это случается редко.

Несмотря на указанное предостережение и наличие во многих кластических отложениях зерен разных циклов, ясно, что на состав кластических отложений сильное влияние может оказывать взаиморасположение континентальных окраин и океанских бассейнов, регулируемое тектоникой плит. Таким путем мы можем сравнить устойчивые кристаллические и древние осадочные питающие провинции типичных пассивных (Атлантический тип) континентальных окраин с вулканическими активными областями сноса активных (Андский тип) континентальных окраин. Используя точные статистические методы, Валлони и Мейнард [835] подразделили глубоководные пески на основе средних процентных содержаний в них кварца (Q), полевых шпатов (F) и обломков пород (R), определяющихся влиянием тектоники плит. При этом выделились следующие минеральные ассоциации: а) пески пассивных континентальных окраин, имеющие состав $Q_{62}F_{26}R_{12}$; б) пески активных континентальных окраин или зон субдукции с составом $Q_{10}F_{53}R_{31}$; в) пески зон горизонтального смещения с составом $Q_{34}F_{39}R_{27}$; г) пески тыловых дуговых бассейнов, имеющие состав $Q_{20}F_{29}R_{51}$; д) пески преддуговых бассейнов с составом $Q_8F_{17}R_{75}$.

Для распознавания обстановки седиментации важнейшими характеристиками являются количество и тип обломков пород, а также тип полевых шпатов.

1к. Выводы. Кластические минеральные зерна и обломки пород образуются из изверженных, метаморфических и ранее образовавшихся осадочных пород в процессе физического выветривания, а также в ходе реакций окисления и гидролиза, протекающих при химическом выветривании. Минеральный состав и объем кластических частиц, образующихся в местах «подготовки» осадочного материала, зависят от ряда факторов: геологии областей сноса, рельефа, климата, площади водосбора, а также состояния растительного покрова. Кластические зерна могут в некоторой степени свидетельствовать о месте своего образования, однако при таком анализе возникают трудности, обусловленные переработкой осадочного материала в процессе последовательных геологических циклов и диагенетических изменений (см. гл. 28).

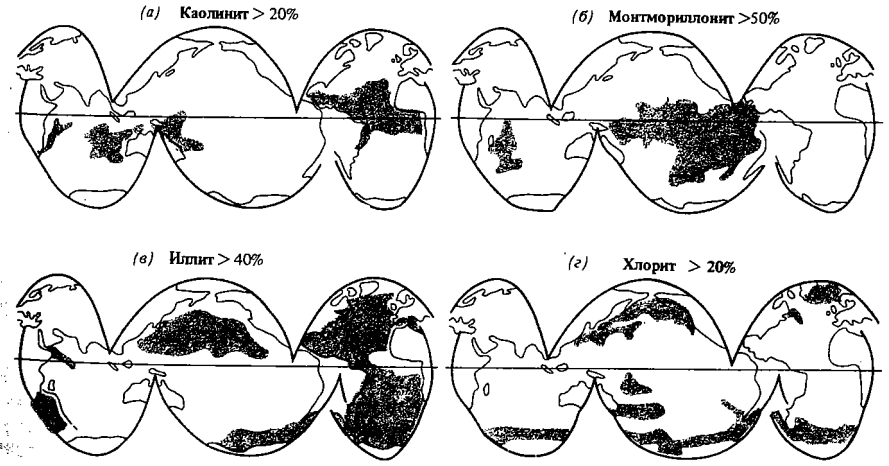


Рис. 1.10. Карты, показывающие распределение высоких содержаний различных глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков океанов (по Гриффину и др. [318]). Содержания даны в процентах от суммы глинистых минералов. Обсуждение см. в тексте.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Необходимый элементарный курс физической химии, охватывающий вопросы, рассмотренные в этой и последующих главах, имеется в книге Краускопфа [475]. Более углубленно конкретные проблемы геохимии осадочных пород рассматриваются в работе Бернера [74].

Вспомогательный материал, касающийся идентификации частиц пород, можно найти в большинстве петрологических руководств. Среди них назовем книги Керра [447], Петтиджона [633], Петтиджона и др. [635]. Необходимые сведения по минералогии глин имеются в книге Грима [320]. Методические стороны петрографических исследований рассматриваются Карвером [146].

Освещение вопросов, касающихся источников частиц осадочного материала, мультицикличности, подготовки осадочного материала к переносу и многих других, можно найти в прекрасной книге Фолка [270], хотя изложенные в ней тектонические концепции не связаны с современной тектоникой плит.

2

Происхождение зерен карбоната кальция

2а. Введение. В отличие от рассмотренных в предыдущей главе обломочных или кластических зерен частицы карбоната кальция обычно образуются в самом водоеме осаждения и, как правило, имеют морское происхождение. Происхождение и значение карбонатных зерен невозможно понять без некоторых предварительных знаний физической химии $CaCO_3$ в растворах. Поэтому после краткого описания общих черт распределения современных морских карбонатных осадков мы рассмотрим химический состав морской воды, главные карбонатные минералы, а также некоторые из проблем, касающихся осаждения $CaCO_3$.

2б. Современные морские карбонатные осадки. На рис. 2.1 видно, что карбонатные осадки имеют очень широкое распространение. Можно выделить три группы карбонатных осадков:

а) *Океанические биогенные пелагические карбонаты.* Широко распространены в океанах (за исключением северной части Тихого океана, Арктики и Антарктиды), где они приурочены к системе срединно-океанических хребтов и районам апвеллинга (гл. 24, 26). Эти биогенные карбонатные илы накапливаются на глубинах, не превышающих 3,5–5 км.

б) *Шельфовые карбонаты субтропической и тропической зон.* Некоторые из более тщательно исследованных районов указаны на рис. 2.1. Среди карбонатов преобладают биогенные, однако в ряде мест важную роль играет неорганически осажденный (хемогенный) $CaCO_3$.

в) *Шельфовые карбонаты умеренных зон* распространены более широко, чем порой считается, и являются сугубо биогенными.

Помимо этих морских карбонатов карбонатные частицы встречаются во многих пресноводных озерах и в озерах с повышенной соленостью. Из картины распределения карбонатных осадков можно видеть (в самых общих чертах), что концентрация $CaCO_3$ убывает в главных областях отложения кластических частиц, а также (за счет растворения $CaCO_3$) в глубоководных районах океана.

2в Состав пресных и морских вод. При сопоставлении средних составов речных и морских вод (табл. 2.1) выявляются некоторые интересные факты.

а) Концентрация растворенных солей в морских водах примерно в 300 раз больше, чем в пресных.

б) Концентрации растворенных катионов в морских водах убывают в следующем порядке: Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^+, растворенных анионов – Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-. Соответствующие ряды в пресных водах имеют вид Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+} и HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-.

Вследствие того что соотношения растворенных солей различны, можно считать, что морская вода не является просто концентрированной речной водой. Следовательно, морская вода должна образовываться как за счет испарения, так *и* за счет химико-биологической дифференциации речной воды. Например, в солевом остатке речной воды концентрация Ca^{2+} во много раз больше, чем в солевом остатке морской воды. Это, по-видимому, отражает ту относительную легкость, с которой Ca^{2+} выводится из морской воды под действием биологического и в меньшей степени химического осаждения по сравнению с тремя другими главными катионами: Na^+, K^+ и Mg^{2+}.

Указанные сведения подводят нас к теме дискуссии огромной важности: претерпевает химический состав океанских вод изменения во времени или нет? Можно доказать, что по соотношению основных компонентов в солевом остатке первичная океанская вода была, по-видимому, ближе к современным речным водам. Это обусловлено тем, что основным процессом химической дифференциации, действующим в настоящее время, является биологическое выведение $CaCO_3$ в твердые части скелетов живых организмов. Такое выведение ускорилось начиная с раннего кембрия и, по-видимому, достигло максимальной скорости лишь в мезозое по мере эволюции очень распространенной пелагической карбонат-

Рис. 2.1. Карта, показывающая картину распределения $CaCO_3$ в донных осадках океанов и морей. Обратите внимание на приуроченность обогащенных $CaCO_3$ осадков к флангам и осевым зонам системы срединно-океанических хребтов, а также на распространение мелководных карбонатов платформенного типа (по Брёккеру [125] и источникам, на которые имеются ссылки там же).

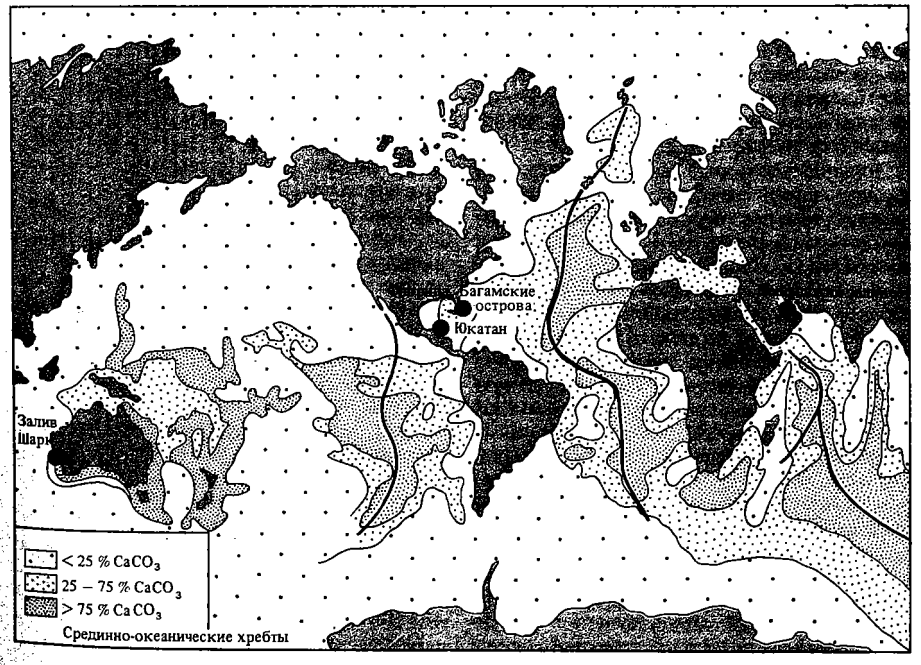


Таблица 2.1. Средний химический состав морских и речных вод, по Свердрупу и др. [804], Ливингстону [510], Гаррелсу и Томпсону [291]

Ион	Концентрация, г·моль·л$^{-1}$				Морская вода / Речная вода
	Морская вода	Место в ряду	Речная вода	Место в ряду	
Na^+	0,47	(2)	$2,7 \cdot 10^{-4}$	(3)	1740
K^+	$1,0 \cdot 10^{-2}$	(5)	$5,9 \cdot 10^{-5}$	(7)	170
Ca^{2+}	$1,0 \cdot 10^{-2}$	(5)	$3,8 \cdot 10^{-4}$	(2)	26
Mg^{2+}	$5,4 \cdot 10^{-2}$	(3)	$1,7 \cdot 10^{-4}$	(5)	318
Cl^-	0,55	(1)	$2,2 \cdot 10^{-4}$	(4)	2500
SO_4^{2-}	$3,8 \cdot 10^{-2}$	(4)	$1,2 \cdot 10^{-4}$	(6)	317
HCO_3^-	$1,8 \cdot 10^{-3}$	(6)	$9,55 \cdot 10^{-4}$	(1)	1,9
pH	7,9		~7		
Ионная сила	0,65		0,002		

ной микрофауны и флоры. Поэтому, возможно, в течение геологического времени отношение Mg : Ca в океанской воде постепенно увеличивалось [700] от такой незначительной величины, как 0,25 (отношение в пресных водах), до своего современного значения, равного примерно 5. Этот процесс, видимо, оказывал глубокое влияние на минеральный состав карбонатных осадков, поскольку, как мы увидим дальше, при высокой величине отношения Mg : Ca в морской воде наблюдается тенденция к преимущественному осаждению арагонита вместо кальцита.

Подводя некоторый итог рассмотрению замечательных свойств морской воды, можно отметить, что она является также хорошим буферным раствором с большой ионной силой. Под словами «хороший буферный раствор» подразумевается то, что раствор содержит компоненты, которые осуществляют «бдительный контроль» за изменением величины pH. Поверхностная морская вода имеет величину pH, равную 7,8 ÷ 8,3. В следующих разделах этой главы будут рассмотрены некоторые из химических реакций, которые поддерживают постоянным pH среды. Вкратце поговорим об *ионной силе*. Растворимость карбоната кальция в чистой воде может быть рассчитана на основе термодинамических данных. Однако обнаружено, что в растворе, подобном морской воде, в котором в больших количествах присутствуют другие ионы, растворимость карбоната кальция во много раз выше. Ионы морской воды вместе с полярными молекулами H_2O имеют тенденцию группироваться вокруг противоположно заряженных ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и препятствовать объединению этих ионов, приводящему к осаждению карбоната кальция. Другими словами, растворимость $CaCO_3$ в морской воде возрастает. Чем выше заряд указанных ионов-«загрязнителей», тем больше эффект. Вследствие образования *комплексных ионов* и *ионных пар* растворы, подобные морской воде, называют растворами с большой ионной силой. Морская вода имеет ионную силу около 0,7, тогда как пресная вода – порядка 0,002. Вследствие такой разницы в ионных силах растворимость $CaCO_3$ в морской воде намного выше, чем в пресной (более подробно см. в работе [475]).

2г. Главные карбонатные минералы. Карбонат кальция существует в двух минеральных формах – в виде *кальцита* и *арагонита*. Как кальцит, так и арагонит могут образоваться вследствие осаждения абиогенным путем или посредством биологического секретирования в твердых частях многочисленных организмов. Из пресных вод арагонит не осаждается. Свойства обоих минералов приведены в табл. 2.2. В условиях поверхности Земли арагонит является метастабильным, будучи карбонатом, находящимся в равновесном состоянии при высоких давлениях, что обнаруживается в фации метаморфизма голубых

Таблица 2.2. Произведения растворимости (K) и произведения активностей ионов (IAP) для кальцита, доломита и арагонита в морской воде при 25°C. Произведения растворимости для кальцита и арагонита – по Бернеру [74], для доломита – по Хсю [389]. IAP для $CaCO_3$ – приблизительное среднее значение для поверхностной морской воды при 25°C по Бернеру [74], IAP для доломита – по Хсю [389]. Обратите внимание на то, что поверхностная морская вода является пересыщенной относительно всех главных карбонатных минералов

Минерал	K	IAP	IAP/K
Кальцит	$4,0 \cdot 10^{-9}$	$1,35 \cdot 10^{-8}$ ($CaCO_3$)	3,4
Арагонит	$6,3 \cdot 10^{-9}$		2,1
Доломит	$1,0 \cdot 10^{-17}$	$1,0 \cdot 10^{-15}$	~100

сланцев. Многие из проблем диагенеза карбонатов касаются временных и химических ограничений преобразования арагонита в кальцит и растворения арагонита (гл. 29).

Важным следствием сходства величин зарядов и радиусов ионов Ca^{2+} и Mg^{2+}, а также характера структуры кристаллической решетки кальцита является то, что в кальците возможно широкое замещение иона Ca^{2+} ионом Mg^{2+}. Поэтому правильнее записывать формулу кальцита в виде $(Ca_{1-x}Mg_x)CO_3$, где x обычно находится в пределах 0,01 – 0,25, никогда не превышая значений около 0,4. Кальциты с содержанием $MgCO_3$ более 5% известны как *высокомагнезиальные кальциты*. Содержание магния в некоторых твердых частях организмов, по-видимому, связано с температурой; в более теплых водах Mg содержится больше. Ионы Ca^{2+} могут также замещаться небольшим количеством ионов Fe^{2+} (до нескольких тысяч частей на миллион), что при низких значениях Eh приводит к образованию *железистых кальцитов*. Замещение ионов Ca^{2+} следовыми количествами ионов Mn^{4+} вызывает свечение кальцита под действием бомбардировки катодными лучами. Если привнос ионов Mn^{4+} при кристаллизации кальцита изменяется во времени, то исследование люминесценции позволяет обнаружить индикаторные зоны роста, которые в стратиграфических разрезах зачастую можно закартировать.

Если арагонит является абиогенно осажденной фазой, то его кристаллическая решетка не может присоединять ион Mg^{2+}, хотя в некоторых случаях арагонит коралловых скелетов может содержать около 0,001% Mg^{2+}. Арагонитовые решетки могут присоединять стронций до максимальных концентраций около 1%. Форма кристаллов арагонита в химически осажденных и в некоторых биогенных фазах (карбонатные водоросли) обычно волокнистая, тогда как кристаллы кальцита могут иметь волокнисто-ромбовидную форму или форму «собачьих зубов» (скаленоэдрическую).

Двойной карбонат доломит, $CaMg(CO_3)_2$, в основном является диагенетическим минералом (гл. 29). Ион Mg^{2+} может замещаться ионом Fe^{2+} в ряду твердых растворов доломит – анкерит, $(CaMg_{0,75}Fe_{0,25})(CO_3)_2$. Чистые железисто-кальциевые карбонаты в природе неизвестны. Кристаллическая решетка доломита в высокой степени упорядочена. В ней чередуются слои катионов и групп CO_3^{2-}, в которых катионные слои попеременно представлены ионами Ca^{2+} и Mg^{2+} (см. рис. 29.13).

Современные мелководные тропические и субтропические отложения карбоната кальция сложены преимущественно арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом, тогда как мелководные карбонаты умеренных широт представлены главным образом кальцитом.

Распознаванию карбонатных минералов значительно способствуют методы окрашивания в шлифах и образцах. Таким путем можно различить кальцит, железистый кальцит, высокомагнезиальный кальцит, арагонит, доломит и железистый доломит (приложение 2.1).

2д. Хемогенное осаждение карбонатов. Отличительная особенность поверхностной морской воды – пересыщение в отношении арагонита, кальцита и доломита (табл. 2.2). Тем не менее осаждение $CaCO_3$ абиогенным путем ограничено лишь несколькими тропическими и субтропическими районами, где оно количественно менее важно по сравнению с биогенным осаждением $CaCO_3$. Хотя морская вода и пересыщена в отношении арагонита, кальцита и доломита, непосредственно из нее осаждается

только первый минерал этой группы (*исключение составляет область диагенетических поровых вод*).

Осаждение $CaCO_3$ определяется следующими реакциями:

$$\underset{\text{вода}}{H_2O} + \underset{\text{двуокись углерода}}{CO_2} \rightleftarrows$$

$$\underset{\text{карбонат кальция}}{CaCO_3} + \underset{\text{угольная кислота}}{H_2CO_3} \rightleftharpoons \underset{\text{ион кальция}}{Ca^{2+}} + \underset{\text{бикарбонат-ион}}{2HCO_3^-}. \quad (2.1)$$

Эти реакции показывают, что осаждению благоприятствуют процессы, уменьшающие содержание в растворе CO_2 (т.е. уменьшающие парциальное давление P_{CO_2}). Такими процессами могут быть нагревание или органический фотосинтез. В морской воде большая часть CO_2 находится в форме аниона HCO_3^-, образующегося в результате реакций

$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3, \quad (2.2)$$

$$H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-, \quad (2.3)$$

$$H^+ + CO_3^{2-} \rightleftharpoons HCO_3^-. \quad (2.4)$$

Увеличение щелочности влечет за собой увеличение содержания CO_3^{2-} за счет реакции

$$HCO_3^- + OH^- \rightleftharpoons CO_3^{2-} + H_2O. \quad (2.5)$$

Из уравнений (2.3) и (2.4) видно, что угольная кислота диссоциирует ступенчато, поэтому *константа диссоциации* K для каждой из реакций может быть написана в виде

$$\frac{[H^+][HCO_3^-]}{[H_2CO_3]} = K_1 = 10^{-6,4}, \quad (2.6)$$

$$\frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} = K_2 = 10^{-10,3}. \quad (2.7)$$

Поэтому в ходе реакции (2.3) образуется более кислый раствор, однако эта кислота довольно слабая. При обычном значении pH в пределах 8,1–8,3 морская вода содержит как ион HCO_3^-, так и большое количество недиссоциированных молекул H_2CO_3, а также немного ионов CO_3^{2-} (рис. 2.2). Два первых компонента являются главными составными частями буферной системы морской воды. Увеличению ее кислотности препятствуют прямая (идущая слева направо) реакция (2.4) и обратная

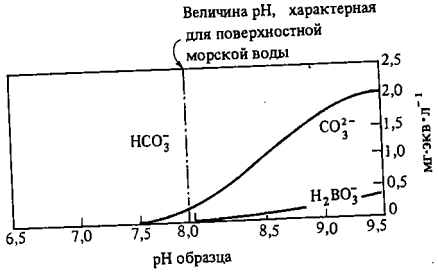


Рис. 2.2. Изменение соотношения компонентов щелочности морской воды в зависимости от pH. См. в тексте реакции (2.2)–(2.5) (по Клауду [157]).

(идущая справа налево) реакция (2.3). Кроме того, как буфер будет действовать и находящийся в контакте с морской водой нерастворенный $CaCO_3$ в реакции

$$CaCO_3 + H^+ \rightleftharpoons Ca^{2+} + HCO_3^-, \quad (2.8)$$

т.е. в случае увеличения кислотности будет растворяться большее количество карбоната кальция.

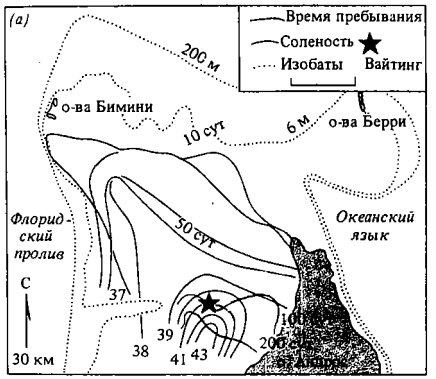
Увеличению щелочности морской воды будут препятствовать также прямая реакция (2.5) и осаждение $CaCO_3$ в ходе реакции

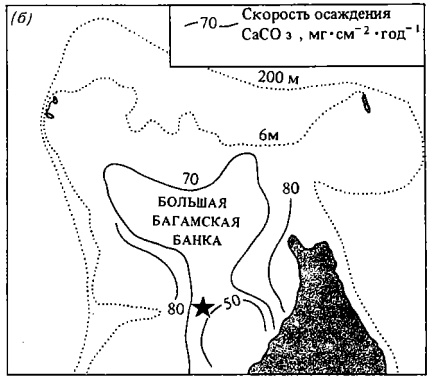
$$Ca^{2+} + HCO_3^- + OH^- \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O. \quad (2.9)$$

Сказанное выше объясняет хорошие буферные свойства морской воды. Воды суши с малой щелочностью, наоборот, обладают очень слабыми буферными свойствами.

Отложения карбоната кальция, происхождение которых, по мнению некоторых исследователей, связано с абиогенным осаждением, обнаружены в нескольких местах, особенно в районе Багамских островов, в Персидском заливе и в Мертвом море. Во всех случаях его минеральной формой является арагонит, кристаллы которого размером несколько микрон имеют характерную игольчатую форму. В Мертвом море случаи массового осаждения связывают с развитием призрачных *вайтингов* — больших неправильной формы белесых пятен арагонитовой взвеси, внезапно появляющихся в поверхностных водах. Вайтинги Мертвого моря [605] сопровождаются немедленным уменьшением концентрации HCO_3^- в водной массе, что свидетельствует об осаждении $CaCO_3$ посредством указанной выше обратной реакции (2.1). Химические данные по Персидскому заливу отсутствуют, однако размер и природа вайтингов, по-видимому, указывают на абиогенное выделение карбонатного материала. Причиной вайтингов было увеличение потребления CO_2 во время периодического цветения диатомовых водорослей. Однако при этом возникает новая проблема, связанная с полным отсутствием сохранившегося арагонита в донных осадках открытой части Персидского залива (гл. 23).

Изменение химического состава холодных вод Атлантики во время их прохождения над обширными мелководьями Багамских банок, где вода нагревается, наглядно иллюстрируется рис. 2.3. Обратите внимание на увеличение солености и уменьшение концентрации карбоната кальция (свидетельствующее о его осаждении) в направлении от Флоридского пролива через Большую Багамскую банку. Отметьте также приуроченность вайтинга именно к району таких изменений химического состава воды. Скорость выведения $CaCO_3$ определяется путем деления дефицита $CaCO_3$ на среднее время пребывания на банках единичных объемов воды. Первоначально среднее время пребывания было рассчитано на основании данных о поступлении из атмосферы изотопа ^{14}C, образовавшегося при атомных взрывах [126]. Средняя скорость осаждения





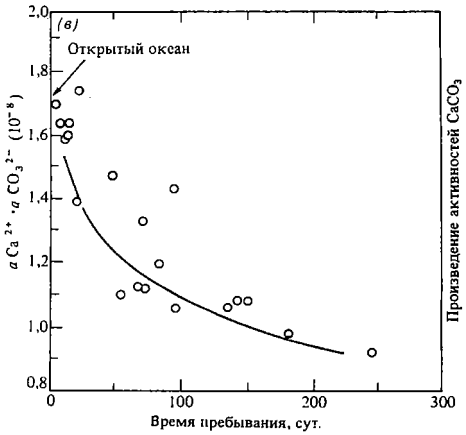


Рис. 2.3. *а*, *б* – карты, на которых показано среднее время пребывания океанской воды на платформе Багамских банок, типичные величины солености и рассчитанные скорости осаждения $CaCO_3$; *в* – связь между произведением активностей и временем пребывания воды. Уменьшение пересыщенности (характерной для океанских вод) приблизительно до насыщения с увеличением времени пребывания отчетливо указывает на абиогенное осаждение (по Брёккеру и Такахаси [126]).

$CaCO_3$, полученная таким путем, составляет около 50 мг·см$^{-2}$·год$^{-1}$. Высказывалось предположение, что такие изменения химизма свидетельствуют о некотором абиогенном накоплении $CaCO_3$ в этом районе (вероятно, до 50% всего $CaCO_3$). Однако здесь возникают трудности, связанные с тем, что содержание ^{14}C в арагоните, отобранном в вайтингах, не соответствует его концентрации в обогащенных ^{14}C поверхностных водах, из которых осаждался этот минерал. Содержание ^{14}C в арагоните вайтингов было идентично обнаруженному в арагонитах со дна лагун. Из этого следует, что вайтинги в рассматриваемом районе должны в значительной мере отражать периодические эпизоды *вторичного перехода арагонита во взвешенное состояние*. В разд. 2ж будет рассмотрен вопрос о биогенной природе большей части арагонита в современных Багамских лагунах.

Выше уже отмечалось, что хотя морская вода и заметно пересыщена в отношении арагонита, кальцита и доломита, лишь первый из этих минералов, по-видимому, осаждается непосредственно из морской воды. Почему же это происходит?

В результате многочисленных экспериментальных и теоретических исследований установлено, что ионы Mg^{2+} сдерживают рост кристаллов кальцита. Очень тщательное лабораторное изучение осаждения карбонатных минералов [75, 78] показало следующее (рис. 2.4):

а) Изменение P_{CO_2} (при фиксированных значениях пересыщения) не оказывает существенного влияния на скорость выпадения из раствора кальцита или арагонита.

б) Растворенный ион Mg^{2+} в морской воде не влияет на осаждение внесенной в раствор арагонитовой взвеси.

в) Растворенный ион Mg^{2+} сильно препятствует осаждению кальцита.

г) Кальцит, осажденный из морской воды на *чистых* кальцитовых зернах, содержит 7–10% $MgCO_3$ в составе нароста высокомагнезиального кальцита.

д) В «морской воде», лишенной части Mg^{2+}, при содержании Mg менее 5% от его нормальной концентрации ион Mg^{2+} не препятствует в ощутимой мере осаждению внесенной в раствор кальцитовой взвеси. Поэтому низкомагнезиальный кальцит может быть устойчивым в пресноводных условиях.

Можно привести две гипотезы, объясняющие такое воздействие ионов Mg^{2+} на осаждение кальцита. Согласно первой, ионы Mg^{2+} действуют как поверхностный «яд», который сдерживает кристаллизацию. Это может происходить из-за того, что ионы Mg^{2+} сильнее гидратируются полярными молекулами воды по сравнению с ионами Ca^{2+}. Процесс дегидратации ионов Mg^{2+} требует большей термодинамической работы, чем процесс дегидратации ионов Ca^{2+}, необходимых для роста кристаллических решеток арагонита [63, 508]. Ионы Mg^{2+} не оказывают влияния на образование кристаллических решеток арагонита из-за особенностей структуры этого минерала. Рост же кристаллов кальцита затрудняется адсорбцией сильно гидратированных ионов Mg^{2+}. На кристаллах арагонита такая адсорбция не происходит.

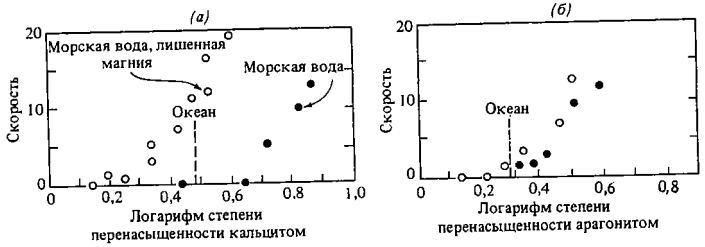


Рис. 2.4. Соотношение между скоростями спровоцированного затравкой осаждения (в условных единицах) и степенью пересыщения кальцита (*а*) и арагонита (*б*) в морской воде и в «морской воде», лишенной магния. Все скорости начальные. $-\lg P_{CO_2} = 1{,}51$, $T = 25°C$ (по Бернеру [75]). Обратите внимание на замедление осаждения кальцита в морской воде.

Вторая гипотеза предполагает, что вхождение ионов Mg^{2+} в кристаллическую решетку кальцита, обусловливая рост высокомагнезиального кальцита, одновременно служит причиной заметного увеличения растворимости магнезиального кальцита по сравнению с растворимостью арагонита. Поэтому арагонит является более предпочтительным продуктом кристаллизации. В действительности же чистый кальцит менее растворим, чем арагонит (табл. 2.2). Влияние увеличения содержания магния на свободные энергии образования кальцита и, следовательно, на растворимость показано на рис. 2.5.

Можно привести доводы в пользу того, что если отношение Mg : Ca в морской воде (разд. 2в) в геологическом прошлом было намного меньше, чем в настоящее время, то тогда, по-видимому, должен был осаждаться только кальцит. Это обусловлено тем, что при таких условиях не мог существовать механизм задержки осаждения кальцита ионами магния. Хотя трудно привести подтверждающие данные, однако в последнее время ряд авторов, исходя из результатов исследования структур некоторых древних домеловых оолитов (гл. 29), склонны высказываться в поддержку этой гипотезы [700].

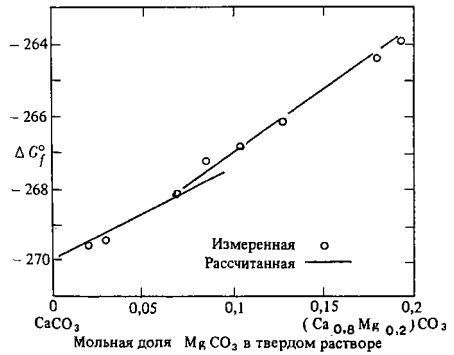


Рис. 2.5. Соотношение между стандартной энергией образования магнезиального кальцита (ΔG_f°) и мольной долей $MgCO_3$ в твердом растворе. Присутствие магния увеличивает растворимость. В результате минимальная степень пересыщения, необходимая для начала осаждения кальцита из морской воды, становится намного выше степени пересыщения, существующей в открытом океане (по Пламмеру и Маккензи [642] и Бернеру [75]).

Отсутствие осаждения доломита в морской воде, очевидно, также является следствием действия механизма, препятствующего такой реакции. Это обусловлено тем, что из морской воды известного нам состава доломит должен был бы осаждаться первым ([389]; см. также гл. 29). Очень высокая степень упорядоченности кристаллической решетки доломита, по-видимому, служит причиной исключительно медленного образования ядер кристаллизации и малых скоростей роста кристаллов. Попытки осаждения доломита в лабораторных условиях привели к образованию менее упорядоченных и метастабильных магнезиальных кальцитов, имеющих химический состав доломита; они известны под названием *протодоломитов*. Действие поверхностного «яда», когда гидратированные ионы Mg^{2+} окружают растущие слои Ca^{2+} крохотных ядер доломита, может сильно препятствовать росту кристаллов так же, как и при описанном выше механизме, мешающем росту кристаллов кальцита.

В завершение краткого обсуждения причин, вызывающих преимущественное химическое осаждение из морской воды арагонита, необходимо подчеркнуть, что как кальцит, так и доломит вследствие различных причин могут образовываться в условиях *диагенетических* поровых вод, что будет рассмотрено ниже (гл. 29). Здесь же мы коснулись лишь проблемы *свободного химического осаждения карбонатов из морской воды*.

Последний вопрос касается причин пересыщения многих поверхностных морских вод относительно арагонита, несмотря на то что абиогенное осаждение этого минерала наблюдается сравнительно редко. Согласно современным представлениям, этот эффект, по-видимому, является следствием влияния органических компонентов, обнаруживаемых в гуминовых кислотах и фульвокислотах, или фосфатов, которые покрывают в океане все потенциальные ядра взвешенных частиц органическим фосфатным монослоем, предотвращая таким образом кристаллизацию при нормальных концентрациях в морской воде [78]. Эти

органические монослои содержат органо-карбонатные ассоциации между карбонатными и органическими компонентами, такими, как аминокислоты, жирные кислоты и жирные спирты. Если иметь в виду этот контроль, то в настоящее время нельзя с определенностью сказать, каким образом осуществляется осаждение в таких районах, как Большая Багамская банка, Персидский залив и Мертвое море. Сходные оболочки органических веществ покрывают арагонит в карбонате скелетов, предохраняя их таким образом от растворения. В том случае, если в процессе диагенеза защитные органические оболочки окисляются и перестают существовать, арагонит становится доступным для растворения.

2е. Биогенные карбонатные зерна. Преобладающая часть карбонатных частиц образуется из твердых частей скелетов беспозвоночных известковых организмов. Поэтому локальное биотическое сообщество будет приводить к характерному *скоплению* на дне карбонатных обломков *отмерших организмов.* Степень сходства между этим скоплением отмерших организмов и первоначальным фаунистическим сообществом отражает степень физической, химической и биологической деструкции и перераспределения после отмирания организмов. Простота идентификации твердых карбонатных частей организмов зависит от степени их физического и химического разрушения. В частности, чем меньше частица, тем сложнее найти ей место в зоологической классификации. Если осадок частично литифицировался или если он преобразовался в породу, то следует использовать методы анализа тонких шлифов. Однако таким способом многие частицы трудно идентифицировать, поскольку в шлифах они приобретают различные очертания. Подсчитайте, к примеру, количество возможных очертаний, которые будут видны в срезе толстостенного цилиндра (аналога панциря криноидеи) в случайно выбранном направлении. Не удивительно, что многие частицы могут быть идентифицированы только на уровне их биологических типов. Особенно большие трудности возникают в том случае, если у первоначально арагонитовой раковины после диагенетического растворения и переосаждения кальцита первичная структура полностью разрушилась. Однако следует подчеркнуть, что при определенной практике и упорстве при определении фауны в шлифах можно творить чудеса. Биостратиграфическое расчленение карбона, например, все в большей и большей мере основывается на идентификации видов фораминифер в шлифах!

Организмы могут образовывать свои твердые карбонатные скелеты из арагонита, низкомагнезиального и высокомагнезиального кальцита. Некоторые из них имеют полиминеральные раковины. Причины секретирования определенных минералов отдельными группами организмов неизвестны. Различный химический и минеральный составы карбонатов твердых скелетов отчетливо определяют присущий последним химико-минералогический *потенциал сохранности.*

Характер скелетных карбонатных частиц, образовавшихся в конкретных условиях среды (например, в условиях рифов, заливаемых приливами отмелей или шельфовых песков), явно менялся в течение геологического времени в соответствии с эволюцией. Поэтому силурийское рифовое сообщество фауны и флоры отличается от современного рифового сообщества (гл. 23), хотя способы приспособляемости и внешний облик некоторых организмов, по-видимому, изменились значительно меньше. Одним из практических следствий эволюции фауны и сообществ является поэтому огромное количество типов карбонатных частиц, с которыми петролог имеет дело. При дальнейшем изложении автор не предпринимает попыток систематизировать все эти этапы. На рис. 2.6 сведены данные об основном минеральном составе и относительной геологической распространенности наиболее обычных карбонатосаждающих организмов. На рис. 2.7–2.9 показаны наиболее распространенные типы зерен, встречающихся в современных и древних карбонатных отложениях. Теперь вкратце перечислим ряд моментов, имеющих отношение к вопросу о типе частиц (более детально см. в специальных исследованиях [383, 531, 708]). Очевидно, не

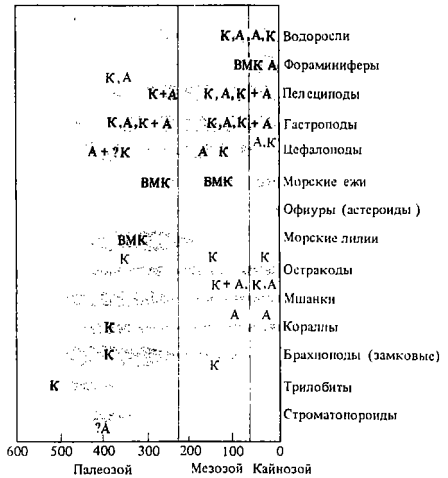


Рис. 2.6. Распределение и относительная значимость в качестве осадкообразующих компонентов различных типов известковых растений и животных в течение геологического времени. Толщина линий отражает относительную значимость типов. К – кальцит; ВМК – высокомагнезиальный кальцит; А – арагонит (по Лоуэнстаму [525]).

следует пытаться проводить идентификацию фауны без обращения к стандартным палеонтологическим работам.

В раковинах *моллюсков* наблюдается сложное чередование кальцитовых и арагонитовых слоев, образующих различные геометрические узоры и разделяющихся на несколько характерных микроструктурных типов (см. [64]).

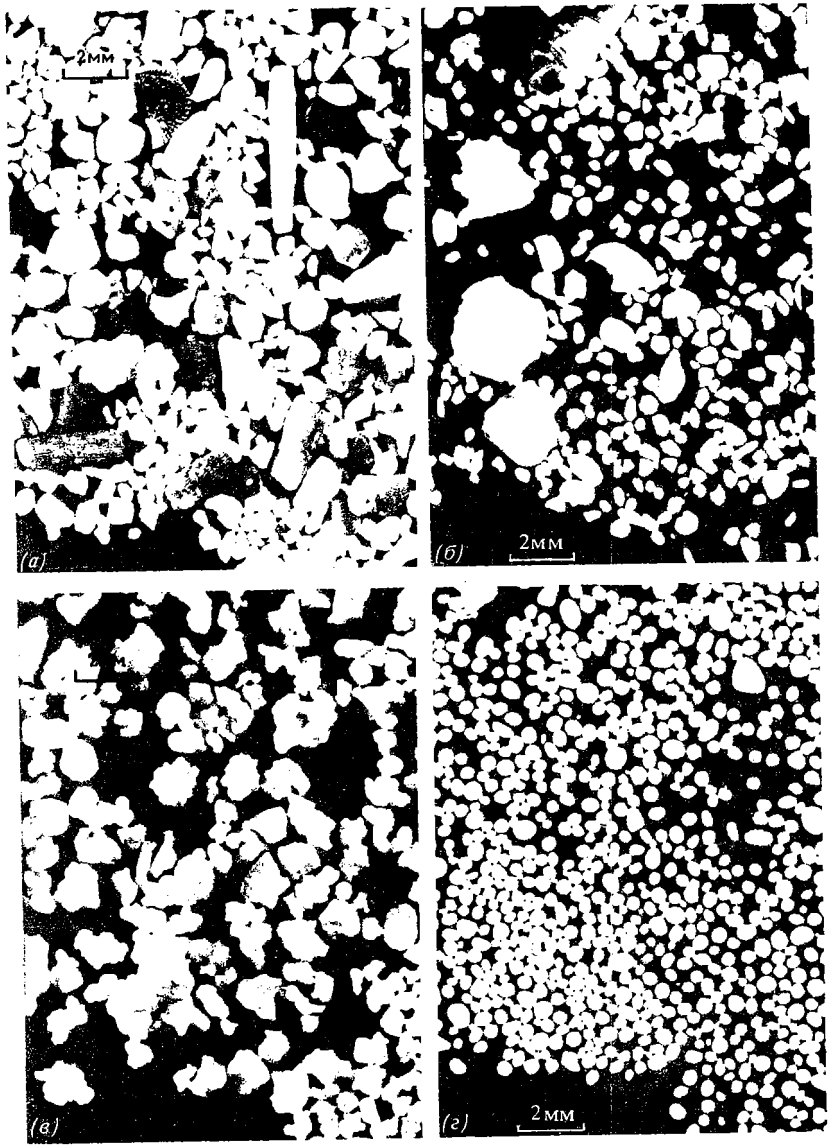
Раковины *брахиопод* целиком состоят из кальцитовых (тонких первичных и толстых вторичных) слоев, образующих фибровую структуру. В раковинах некоторых брахиопод может встречаться третий внутренний призматический слой. Могут также наблюдаться каналы, пересекающие вторичные слои. Тканевые каналы, расположенные перпендикулярно стенкам раковины и заполненные в захороненных окаменелых остатках кальцитовым цементом, называются *эндопорами.* Вертикальные конусоподобные отростки фибр вторичных слоев носят название *псевдопор.* У ряда видов в большом количестве встречаются иглы (рис. 2.8, *а*), и при некоторой определенной ориентировке в шлифах невнимательный наблюдатель может поначалу спутать их с *оолитами.*

Скелеты *кораллов,* включая наружные остатки, пластинки, септы и др., построены из крошечных кальцитовых (ячеистые кораллы, ругоза) или арагонитовых (шестилучевые кораллы) нитей, имеющих различную ориентировку.

Раковины *фораминифер* (рис. 2.7, *а*) обычно построены из кальцита и имеют агглютинированную микрогранулярную, фарфоровидную, радиально-волокнистую, игольчатую и монокристаллическую структуру. Морфология стенок раковин фораминифер имеет первостепенное значение для их классификации на подотрядном уровне.

Остатки *иглокожих* состоят из петлевидных кальцитовых элементов и имеют весьма характерную поровую структуру. Отдельные частицы остатков иглокожих под микроскопом при скрещенных николях выглядят как единичные кристаллы кальцита. Диагенетическое заполнение пор кальцитовым цементом способствует консервации таких единичных кристаллов, поэтому остатки иглокожих в известняках при наличии опыта могут распознаваться в скрещенных николях (рис. 2.8) по угасанию.

Известковые бентосные водоросли имеют разнообразную структуру. Вертикальные ветвеобразные формы, подобные зеленой водоросли *Halimeda* и багряной водоросли *Lithothamnion* (последняя играет важную осадкообразующую роль в умеренных широтах), первоначально разрушаются до частиц гравийной размерности. Особенно типичной является трубчатая внутренняя структура первой из них (рис. 2.8, *б*). Многие водоросли обладают ячеистой внутренней структурой. В пределах отдельных ячеек, в их стенках или за пределами стенок может наблюдаться кальцитизация. После гибели кодиевые водоросли (например, *Penicillus*; фото 1) могут полностью распадаться на арагонитовые иголочки; последние иногда составляют значительную часть арагонитового ила, обнаруживаемого на подверженных слабому динамическому воздействию мелководьях в тропических и субтропических районах. Волокнистые известковые водоросли, та-



кие, как *Girvanella*, *Garwoodia* (рис. 2.8, *в*) и *Ortonella*, играют важную инкрустирующую роль во многих древних известняках, особенно верхнепалеозойских и мезозойских.

Известковые планктонные водоросли представлены в больших количествах во многих пелагических отложениях начиная с юры. Первоначально, при жизни, клетку водоросли окружали мельчайшие диски круглой до овальной формы, называемые кокколитами. Для кальцитовых кокколитовых пластинок типичен максимальный диаметр от 2 до 20 мкм.

2ж. Имеют ли арагонитовые илы скелетное происхождение? Несмотря на дискуссионность химических данных, касающихся осаждения арагонита, является очевидным, что накопление мельчайших арагонитовых иголочек в результате разрушения бентосных известковых водорослей может вносить существенный вклад в накопление арагонита на дне многих участков Багамско-Флоридской карбонатной провинции. Согласно данным некоторых авторов, биогенная природа арагонита в значительной мере подтверждается результатами изучения изотопного состава кислорода (см. обсуждение в работе [64]). Количество *Penicillus*, *Halimeda* и других известьвыделяющих бентосных водорослей в типичных лагунах Флориды колеблется от 0 до 30 экземпляров на 1 м^2 в год [791]. Известно также, что широко распространенные «арагонитовые» илы к западу от острова Андрос (Большая Багамская банка) характеризуются относительно большим содержанием высокомагнезиального кальцита; это позволяет предположить, что источником некоторой части материала указанных илов служили продукты разрушения багряных водорослей. Более ранние исследования показали, что разрушение водорослей in situ может обеспечить только около 5% материала отлагающихся арагонитовых илов. Однако недавно проведенные работы в лагунах Флориды и Багамских островов [791] навели на мысль об избыточном накоплении водорослевых осадков и о том, что важной особенностью процесса является перенос арагонита в виде языков взвеси и его переотложение в других местах. Это следует иметь в виду при оценке потоков осадочного материала [607].

2з. Микритовые оболочки и интракласты. При микроскопических исследованиях скелетных фрагментов, отобранных из карбонатных фаций спокойных вод, часто видно, что внешние части фрагментов покрыты темной коркой (рис. 2.9, *а-в*). Более тщательное изучение показывает, что у разных фрагментов корка имеет переменные толщину и характер. В менее ясно выраженных корках и на внутренних границах более толстых корок могут быть видны отдельные трубкообразные углубления. Создается впечатление, что корки образуются вследствие срастания таких трубок. Последние могут быть полыми или заполненными очень тонкозернистым арагонитом или высокомагнезиальным кальцитом. Тонкозернистый, иловой размерности, карбонат называется микритом, однако в других контекстах (гл. 29) этот термин обычно ограничивается кальцитовым микритом. При растворении карбоната раковин разбавленной кислотой образуется студенистый остаток, в котором могут быть выявлены различные виды сине-зеленых водорослей. Поэтому было высказано предположение, что трубки образуются в результате деятельности сверлящих сине-зеленых водорослей (отверстия, сделанные растениями, также имеются), быстро заселяющих все карбонатные фрагменты после их отложения [62]. Причина осаждения карбоната в отверстиях точно не установлена, однако она может быть связана с локальным повышением pH в трубках вслед-

Рис. 2.7. *а* – скелетные карбонатные зерна: окатанные скелеты моллюсков, фораминиферы, эхиноиды и фрагменты водорослей; *б* – скелетно-пеллетный карбонатный песок. Обратите внимание на овоидные пеллеты, окатанные фораминиферы и гастроподы; *в* – грейпстоуновая фация с агрегатами, построенными из микритизированных скелетных частиц и пеллет; *г* – оолитовая фация; обратите внимание на хорошую отсортированность, а также на высокую степень отшлифованности отдельных ооидов. Все образцы получены драгированием из современных отложений в районе Бимини, Багамские банки (фотографии любезно предоставлены Р. Тиллом).

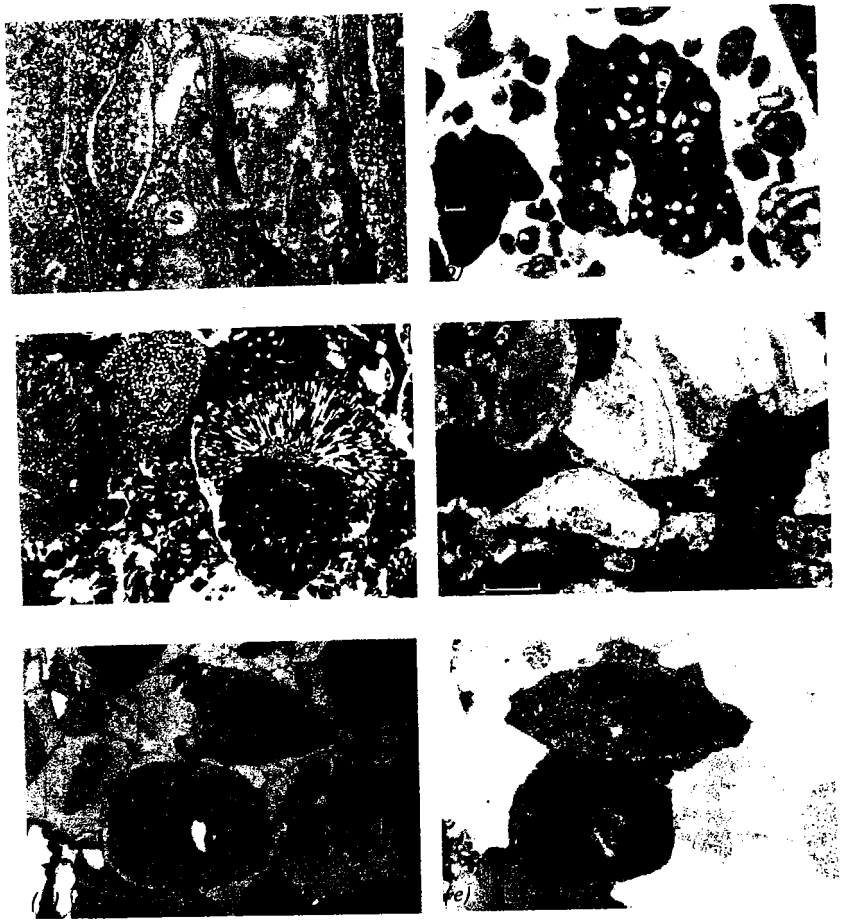


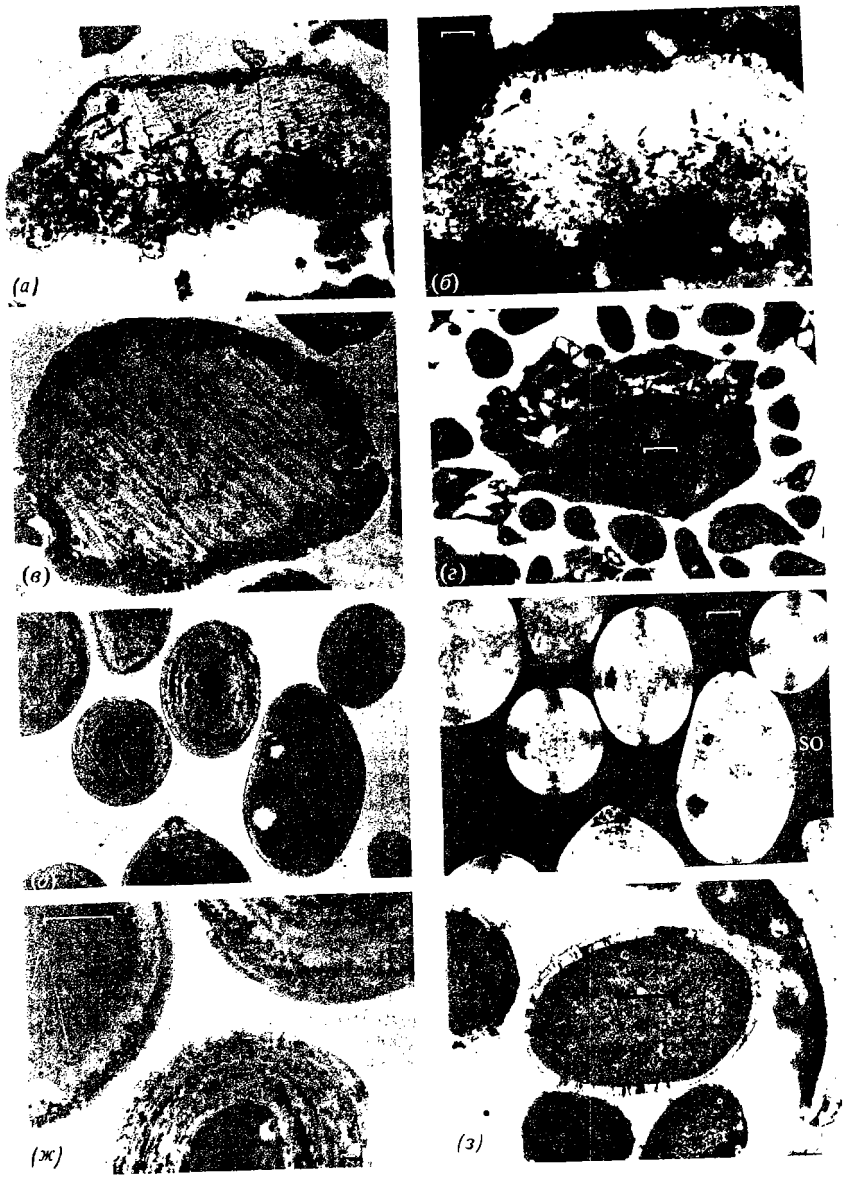
Рис. 2.8. Карбонатные зерна в шлифах. *а* – кальцитовые обломки раковин брахиопод (b) и шипы (s). Динантский ярус (нижний карбон) юго-запада Шотландии; *б* – крупные фрагменты водоросли *Halimeda (H)* с пеллетами, аморфными комками и обломками фораминифер (f). Современные карбонатные пески лагуны Бимини, Багамские банки (коллекция Р. Тилла); *в* – прикрепляющиеся известковые нитевидные водоросли рода *Garwoodia*. Динантский ярус Нортумберлендского бассейна, Англия; *г* – микритизированные скелетные обломки моллюсков в грейпстоуновой частице (g) и овоидная бесструктурная пеллета (p) (в скрещенных николях). Современные карбонатные пески Бимини, Багамские острова; *д*, *е* – обломки иглокожих (при параллельных николях и в скрещенных николях соответственно); видна характерная «точечная» структура заполненных кальцитом пор, а также отдельные фрагменты, ведущие себя как единичные кристаллы кальцита. Обратите внимание на концентрическое обрастание частиц цементом (гл. 29), оптически однородным с отдельными зернами. Средняя юра, район Мендипс, Англия. Все масштабные отрезки соответствуют 100 мкм.

ствие поглощения CO_2 соседними фотосинтезирующими водорослями или бактериями, усваивающими органические остатки, сохранившиеся в освободившихся трубках. В сделанных водорослями отверстиях, обнаруживаемых в карбонатах умеренных широт, не отмечается какого-либо осаждения карбонатов [323] даже при пересыщении морской воды относительно $CaCO_3$.

Микритовые оболочки, образующиеся за счет *покровов* нитевидных водорослей, описаны Коблуком и Риском [462]. Внутри капилляров и на погибших водорослях, поднимающихся над поверхностью морского дна, отмечается быстрое осаждение низкомагнезиального кальцита. Срастание погибших и отвердевших вследствие отложения карбоната кальция нитей может привести к образованию водорослевой микритовой оболочки, которая нарастает по краям частиц, где до этого образовались отверстия. Затем происходит микритизация в соответствии с описанным выше механизмом, предложенным Батерстом.

При дальнейшем анализе имеющихся данных становится очевидным, что образованные сверлящими водорослями *микритовые оболочки* могут развиваться внутрь и заполнять раковины целиком. Таким путем образуются *аморфные комковатые* частицы. У них нет замысловатой раковинной структуры, которая в случае сохранения свидетельствует в пользу первоначального происхождения частиц из фрагментов раковин [62]. В некоторых лагунах Багамских островов и Персидского залива подобные угловатые комки составляют значительную часть осадка. Такие частицы следует относить к классу карбонатных частиц, известных под названием *интракластов*. К этому классу обычно относятся карбонатные частицы, которые были переработаны в бассейне отложения [266]. Микритовые аморфные комки, образовавшиеся вследствие микритизации, строго говоря, *не* являются интракластами, однако их *следует* включить в это понятие, поскольку они неотличимы от истинно переработанных интракластов иного происхождения. К интракластам, таким образом, относится весьма разнообразная группа частиц. Они включают переработанные фрагменты бичрока (гл. 29), обломки хардграунда («твердого дна»; гл. 29), грейпстоуны (разд. 2л), более древние литифицированные карбонатные частицы, а также аморфные комки скелетного происхождения. Однако читатель должен обратить внимание на то, что даже самых незначительных следов остаточной скелетной структуры в аморфных комках достаточно для того, чтобы классифицировать частицы как скелетные обломки. Для надежного отождествления карбонатных корок с микритовыми оболочками и ответа на вопрос: «Может ли быть корка водорослевым покровом?» – необходимы тщательные наблюдения и терпеливые размышления. А как же иначе можно установить различия?

2и. Пеллеты и пелоиды. В тихих лагунах с арагонитовым илом на дне большое количество моллюсков (главным образом гастропод и двустворок), червей и ракообразных пропускают через себя обогащенные органическим веществом илы для того, чтобы извлечь необходимые питательные вещества. Использованный ил выбрасывается в виде яйцеобразных фекальных пеллет размером от 0,1 до 3 мм в длину и от 0,05 до 1 мм в ширину. Вели-



чины отношения длины к ширине находятся в пределах от 1,5 до 3. В разрезе пеллеты темные, тонкодисперсные и бесструктурные (рис. 2.7, *б*, 2.8, *г*). Они содержат много органического вещества и являются мягкими, пока свежие. Более старые пеллеты достаточно твердые, что, вероятно, обусловлено быстрым осаждением карбонатов между мельчайшими фрагментами. Разнос арагонитового ила может приводить к формированию пеллетных песчаных отложений, подобных тем, которые встречаются в Персидском заливе (гл. 23).

В древних карбонатных породах фекальные пеллеты с большим трудом можно отличить от отшлифованных аморфных комков, образовавшихся при микритизации раковин и других процессах, включая и полную микритизацию оолитов. По этой причине для обозначения любой бесструктурной яйцеобразной микритовой частицы, до тех пор пока ее генезис в ходе других наблюдений не будет точно установлен, лучше всего использовать термин *пелоид*.

2к. Оолиты. Ни одна другая карбонатная частица не привлекает большего внимания седиментологов, чем скромный оолит. Имеются буквально сотни работ, посвященных различным аспектам происхождения и диагенеза оолитов. В этом разделе мы сконцентрируем внимание на происхождении современных оолитов, а обсуждение запутанной проблемы их диагенеза отложим до гл. 29. Оолиты представляют собой сферические или слегка яйцеобразные округлые карбонатные частицы, обладающие ядром из обломочного материала и имеющие концентрическую слоистую оболочку (рис. 2.7, *г*, 2.9 *д*, *е*) из тонкодисперсного арагонита или высокомагнезиального кальцита, часто с большим количеством тонких органических клейких водорослевых слоев. Они встречаются в комплексах песчаных гряд и дюн областей сильных приливных течений (гл. 23) или в отложениях пляжей литорали или мелководной сублиторали. Диаметр ооидов изменяется в пределах от 0,1 до 1,5 мм. Когда оболочка очень тонка и содержит один или два тонких арагонитовых слоя, говорят, что это ооид в форме оболочки (superficial). Обычно отдельные арагонитовые слои имеют толщину до 10 мкм. Во многих шлифах неизмененных арагонитовых ооидов в скрещенных николях наблюдается псевдоодноосная отрицательная фигура. Это означает, что в данном случае преобладающей ориентировкой арагонитовых кристаллов является та, при которой кристаллы своими *с*-осями расположены тангенциально к поверхности ооида. Сказанное подтверждается рентгеновским и электронно-микроскопическим анализами. Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что арагонитовые кристаллы имеют форму игольчатых частиц длиной 1–2 мкм с уплощенными конечными гранями (см., например, [521]). Некоторые оолиты, особенно из Большого Соленого озера (США) [329, 431, 700], характеризуются оригинальной радиальной арагонитовой микроструктурой, а также наличием каких-то неориентированных чешуек, которыми могут быть обогащены глинистые минералы. В Персидском заливе в оолитах из областей сильного волнового воздействия наблюдается хорошо выраженное концентрическое расположение отдельных арагонитовых иголочек, тогда как в оолитах из более защищенных от волнового воздействия районов арагонитовые иголочки имеют ра-

Рис. 2.9. Карбонатные зерна в шлифах. *а*, *б* – фрагмент раковины моллюска с хорошо развитыми водорослевыми отверстиями при параллельных николях (*а*) и в скрещенных николях (*б*); *в* – фрагмент раковины моллюска с хорошо развитой микритовой оболочкой, образованной сросшимися и заполненными водорослевыми отверстиями; *г* – интракласт, состоящий из крупного аморфного комка и сцементированных посредством микритизации пелоидов. Динантский ярус Нортумберлендского бассейна, Англия; *д*, *е* – современные ооиды при параллельных (*д*) и в скрещенных (*е*) николях. Обратите внимание на оболочечный ооид с пеллетовым ядром (SO) и псевдоодноосные сечения; *ж* – ооид крупным планом. Видны тонкие слои и более темные участки органического клейкого вещества и водорослевых отверстий; *з* – древний оболочечный ооид с пеллетным ядром и радиальной структурой внешнего слоя. Динантский ярус Нортумберлендского бассейна, Англия. Все масштабные отрезки соответствуют 100 мкм. Образцы *а–в*, *д–ж* получены из современных карбонатов района лагуны Бимини, Багамские острова (коллекция Р. Тилла).

диальную ориентировку и менее плотную упаковку [521].

Что касается без конца обсуждаемого вопроса о происхождении оолитов, то мы можем быть уверены, что в областях сильного волнового воздействия каким-то образом стимулируется рост арагонитовых кристаллов по касательной к поверхности оолита, тогда как в областях слабого волнового воздействия (Большое Соленое озеро, лагуна Мадре, закрытые от волнового воздействия районы Персидского залива) происходит радиальный рост кристаллов. Осаждение чередующихся оолитовых карбонатных и органических слоев вокруг сферул в лабораторных условиях наблюдается при высокой концентрации органического вещества в виде гуматов и в том случае, когда вокруг подходящих ядер могут образоваться органические мембраны [195, 252, 801]. Полученные в ходе эксперимента карбонатные слои представлены арагонитовыми кристаллами, растущими радиально при «спокойных» лабораторных условиях; после перемешивания они приобретают тангенциальное расположение. Возможно, что арагонитовые кристаллы при их зарождении в органической массе ооида растут в радиальном направлении, подобно тому как это происходит при непрерывном росте любой кристаллической структуры от твердой поверхности. В условиях волнового воздействия такая радиальная структура под влиянием турбулентности и периодического истирания, по-видимому, будет видоизменяться в структуру тангенциальную, концентрическую. Как предположил Сорби, по аналогии со снежным комом игольчатые кристаллы арагонита попросту налипают на внешнюю поверхность ооида при его перекатывании. Однако с механизмом «снежного кома» трудно согласиться, поскольку отсутствуют доказательства наличия клейкой сцепляющей основы на внешней поверхности гладкого полированного ооида.

Большой проблемой остается источник арагонитовых иголочек, поскольку трудно себе представить наличие столь крошечных кристалликов в составе наносов, влекомых по дну под действием таких высокоэнергетических водных масс, какими являются приливно-отливные потоки над оолитовыми отмелями. Одним из возможных путей решения этой проблемы могло бы быть выяснение того, не находятся ли оолиты значительную часть времени в прибрежной полосе внутри движущихся донных образований, таких, как песчаные волны, дюны, знаки ряби [195]. Здесь, по-видимому, формируются органические оболочки, которые инициируют рост из поровых вод между оолитовыми частицами тонких слоев радиально расположенных кристаллов арагонита. Дальнейшее попадание частиц в турбулентный слой потока наносов приводит, очевидно, к механическому упорядочению арагонитовых иголочек в тангенциальном направлении или стимулирует тангенциальный рост кристаллов. В спокойных водах у оолитов, вероятно, будет сохраняться радиальная структура. Развитие чередующихся концентрических слоев можно объяснить периодическими переносом и захоронением.

В противоположность вышеуказанному можно отметить, что во время успешных лабораторных экспериментов с бикарбонатными растворами Дилмен [201] получил тангенциально ориентированные оолиты типа багамских. Периодическое перемешивание приводило к тому, что вокруг ядер осаждались игольчатые кристаллы арагонита вследствие процесса, аналогичного наблюдаемому при образовании кристаллов за счет столкновения однотипных частиц. При дальнейшем перемешивании грани игольчатых кристаллов арагонита становились хорошо окатанными, а поверхности ооидов хорошо отполировывались. Тангенциальные арагонитовые кристаллы удерживались вместе под действием обычных сил связи. Эти интересные результаты хорошо соответствуют тому, что́ наблюдается в действительности, будь то свойства природных ооидов или физическая среда их образования. В экспериментальных образцах, полученных из простых бикарбонатных растворов, клейкие слои, имеющиеся в природных ооидах, отсутствовали. Нет сомнений в том, что эти слои должны формироваться во время периодов, когда ооиды не растут и покрываются слизью сине-зеленых водорослей.

2л. Грейпстоуны. Значительные пространства Багамских банок покрыты частицами, представляющими собой сцементированные агрегаты более мелких частиц (обломков раковин, ооидов, пеллет) и по внешнему виду напоминающими микроскопические гроздья винограда (рис. 2.7, *в*). Интенсивная микритизация заполненных водорослевых отверстий обычно затушевывает любую первоначальную внутреннюю структуру частиц. Полагают, что цементация посредством микритового арагонита и интенсивная микритизация отражают форму роста в пределах мата, образуемого сине-зелеными водорослями ниже приливной зоны (гл. 23). Мат обеспечивает устойчивость подстилающих его осадков к приливным и волновым воздействиям. В дальнейшем при периодическом «разламывании» матов во время штормов образуются агрегаты грейпстоунов. Поэтому грейпстоуны, вне всякого сомнения, относятся к типу интракластов, что следует из данного выше определения.

2м. Полигенетичные карбонатные зерна. Мы рассмотрели пять основных типов современных карбонатных зерен: игольчатые кристаллы арагонита, скелетные фрагменты, оолиты, пелоиды и интракласты. Последние четыре типа частиц часто называют *аллохемами* в противоположность арагониту, осажденному (предположительно) непосредственно химическим абиогенным путем. Игольчатые кристаллики арагонита по своим размерам аналогичны частицам глинистых минералов, слагающих кластические илы, тогда как аллохемы представлены частицами алевритовой, песчаной и гравийной размерности (гл. 4). Выше мы видели, что игольчатые кристаллы арагонита могут быть осаждены химическим путем (т. е. являться хемогенными) или иметь водорослевое происхождение, а просверленные и микритизованные частицы могут превращаться в аморфные комки. Окатанные аморфные комки скелетного происхождения, микритизованные оолиты и фекальные пеллеты не всегда четко отличаются друг от друга, и во многих случаях их следует относить к единой группе пелоидов. Наш вывод прост: образцы частиц данного типа могут иметь совершенно различное происхождение, т. е. эти частицы являются *полигенетичными*.

2н. Мелководные карбонаты умеренного пояса. Среди карбонатов умеренного пояса отсутствуют оолитовые, интракластовые и пеллетные аллохемы, а также водорослевые и коралловые карбонаты, которые характерны для тепловодных районов [499]. Просверленные водорослями отверстия в карбонатах умеренного пояса, по-видимому, остаются незаполненными; поэтому для них не характерны микритовые оболочки. Это является одной из причин сохранности в подобных карбонатах скелетного арагонита. Такие факты, как отсутствие в умеренных широтах указанных выше аллохем и заполнения пор, а также широкое развитие процесса растворения раковин [3], очевидно, отражают меньшую степень пересыщенности морской воды или даже ее недосыщенность карбонатом кальция.

2о. Растворение $CaCO_3$ в глубинах океана. На карте распределения содержания $CaCO_3$ в донных осадках Мирового океана (рис. 2.1) видно значительное сходство распространения пелагических кокколитовых и фораминиферовых карбонатных илов с положением осевых зон и флангов системы срединно-океанических хребтов. Детальное картирование показывает, что ниже глубины около 5 км в Атлантическом океане и около 3,5 км в Тихом океане карбонатные осадки встречаются редко. Такое распределение лишь частично зависит от столь необычного свойства $CaCO_3$, как бóльшая растворимость в холодных водах, нежели в теплых. С глубиной температура океанской воды вначале уменьшается очень быстро до значения около 5°C на глубине порядка 1000 м, а затем уменьшение идет медленнее до тех пор, пока температура не достигнет своего минимума, равного приблизительно 2°C. Более важное значение имеет увеличение с глубиной давления, которое является причиной роста P_{CO_2} и отсюда – понижения pH. Оба указанных эффекта приводят к тому, что с увеличением глубины уменьшается пересыщенность морской воды карбонатом кальция. Арагонит – более растворимая

форма карбоната кальция. С глубиной недосыщенность им достигается значительно быстрее по сравнению с кальцитом. В Тихом океане глубина недосыщенности арагонитом появляется на глубине около 500 м, в Атлантическом – около 2000 м (рис. 2.10). Поэтому пелагические организмы с арагонитовыми скелетами, такие, как *птероподы* (группа мельчайших гастропод), в значительно большей мере подвержены растворению по сравнению с кокколитами, имеющими кальцитовый состав. В Тихом океане недосыщенность кальцитом достигается на глубинах между 400 и 3500 м, в Атлантическом океане – между 4000 и 5000 м (рис. 2.10). Зоны, где начинается недосыщенность морской воды по отношению к арагониту или кальциту, называют *глубинами карбонатного насыщения* (ГКН). Сохранность остатков организмов с кальцитовыми скелетами ниже ГКН зависит от скорости осаждения частиц и скорости растворения $CaCO_3$. Поэтому скорость растворения частично определяется и размером скелетов. Важным фактором может быть, кроме того, сдерживание растворения адсорбированными молекулами (см. ниже).

Различия в глубинах карбонатного насыщения в разных океанах в значительной мере зависят от величины pH. Воды Тихого океана содержат намного больше органических остатков по сравнению с водами Атлантического океана. При окислении остатков образуются ионы H^+, часть которых расходуется в приведенных выше буферных реакциях (2.3) и (2.4). Небольшое количество ионов H^+ в этих реакциях не компенсируется, в результате кислотность глубинных вод возрастает. Это явление служит причиной того, что карбонат кальция растворяется в большей мере и поэтому в меньшей степени обогащает осадки Тихого океана по сравнению с осадками Атлантического океана. Как показали расчеты, около 80% $CaCO_3$, продуцируемого планктонными организмами в фотическом слое океанских вод, разрушается вследствие растворения.

Помимо глубины карбонатного насыщения следует также определить понятие критической глубины – глубины, при которой океанские карбонатные донные осадки подвергаются растворению[1]. Глубина, на которой, согласно данным микроскопических исследований, резко ускоряется растворение раковин, называется *лизоклином* [69]. Глубина, на которой $CaCO_3$ исчезает из донных осадков, называется *компенсационной глубиной карбонатонакопления*[1]. Как лизоклин, так и компенсационная глубина расположены ниже глубины карбонатного насыщения и, следовательно, находятся в пределах зоны недосыщенности. Растворение $CaCO_3$ резко ускоряется на критической ступени недосыщенности, которая зависит от концентрации органического вещества и фосфатов в глубинных океанских водах. Адсорбированные фосфаты и органическое вещество действуют как ингибиторы растворения [150]. Последнее не ускоряется до тех пор, пока эти вещества в глубинных водах не будут удалены с карбонатных частиц [76, 588, 811].

[1] В отечественной литературе критической называют глубину, на которой содержание $CaCO_3$ в донных осадках с ростом глубины снижается до менее 10%.– *Прим. перев.*

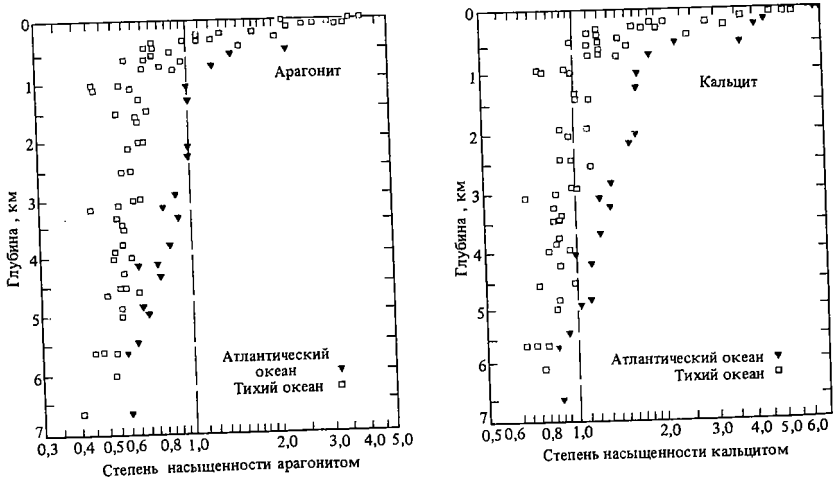


Рис. 2.10. Зависимость степени насыщенности арагонита и кальцита от глубины в Тихом и Атлантическом океанах (по Брёккеру [125]). Обсуждение см. в тексте.

2п. Выводы. Поверхностные субтропические океанские воды являются пересыщенными относительно кальцита, арагонита и доломита, однако мешающие кинетические факторы ограничивают осаждение карбонатов. Поэтому большинство карбонатных частиц в мелководных тропических районах прямо или косвенно имеет биологическое происхождение и состоит из находящихся в переменных соотношениях кальцита, высокомагнезиального кальцита и арагонита. В океанах на больших глубинах происходит растворение карбонатов. Это вызвано уменьшением с глубиной содержания адсорбированных компонентов в зоне недосыщенности $CaCO_3$. Поэтому и здесь карбонатное равновесие определяется преимущественно кинетическими эффектами.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Изложение основ физической химии морской воды, а также описание карбонатных реакций в морской воде можно найти в книгах Брёккера [125], Краускопфа [475] и Батерста [64]. Более глубоко эти вопросы рассмотрены Бернером [74]. В книге Батерста [64] имеются прекрасные описания и иллюстрации основных типов карбонатных зерен. Детально состав скелетов и структуры беспозвоночных описаны Горовитцем и Поттером [383], а также Маевски [531]. Работа Шолле [709] представляет собой руководство (с цветными иллюстрациями) по составу карбонатных пород, их структуре, пористости и составу цемента.

[1] Понятие было введено Мерреем и Ренаром в 1891 г. и принято до сих пор. Компенсационной называют глубину, на которой скорость поступления карбонатного материала равна скорости его растворения.– *Прим. перев.*

Приложение 2.1

Методики окрашивания и получения пленок

Кальцит, железистый кальцит, доломит и железистый доломит могут быть определены посредством следующей методики, основанной на изучении либо непокрытых шлифов, либо отшлифованных брусков, подготовленных для изготовления ацетатных пленок.

Растворите 1 г ализарина красного-С и 5 г феррицианида в 1 л 0,2%-ной HCl (смешайте 998 мл *дистиллированной* воды с 2 мл концентрированной кислоты). *Имейте в виду, что этот краситель сохраняет свою активность лишь в течение примерно одних суток.* Протравите непокрытый шлиф или отшлифованный брусок в 2%-ной HCl в течение 20 с. Немедленно промойте его в дистиллированной воде. Погрузите шлиф или брусок в окрашивающий раствор на 4 мин. Извлеките препарат из раствора и аккуратно промойте дистиллированной водой. Прежде чем покрывать препарат, дайте ему высохнуть. Многие специалисты считают полезным окрашивать лишь половину шлифа, поскольку окрашивание может скрыть от наблюдателя и сделать непонятными некоторые мелкие петрографические детали. С помощью приведенной методики кальцит окрашивается в розовый цвет. Изменение окраски в последовательности розовая – розовато-лиловая – пурпурная – синяя свидетельствует об увеличении концентрации Fe^{2+} до примерно 5% (подробности см. в работе [506]). Доломит не окрашивается (не спутайте его с кварцем!), железистый доломит окрашивается в бирюзовый цвет.

Высокомагнезиальный кальцит в современных карбонатах в основном окрашивают с использованием раствора 0,5 г желтого реактива Клэйтона, 4 г NaOH и 2 г ЭДТА[1] в 500 мл дистиллированной воды, а также фиксажа – 20%-ного раствора NaOH. Образец в течение 20 с протравливается в 5%-ной уксусной кислоте, вы-

[1] Этилендиаминтетрауксуснокислый натрий (трилон Б).– *Прим. перев.*

сушивается и погружается на 20 мин в окрашивающий раствор. После высушивания на воздухе образцы на 30 с погружают в фиксаж, а затем окончательно высушиваются и далее покрываются пленкой. Высокомагнезиальный кальцит окрашивается в цвета от красного до светло-розового.

Арагонит в современных карбонатах можно окрасить с помощью раствора Файгла. Добавьте 1 г Ag_2SO_4 в раствор 11,8 г $MnSO_4 \cdot 7H_2O$ в 100 мл дистиллированной воды. Доведите до кипения. Охладите. Взвесь отфильтруйте и добавьте две капли разбавленного раствора NaOH. Через 1–2 ч образовавшийся осадок отфильтруйте, раствор храните в темной посуде. Арагонит окрашивается в черный цвет, в то время как кальцит и доломит не окрашиваются. Пленки делают на *сырых* окрашенных поверхностях или на *сухих* поверхностях неокрашенных отшлифованных брусков. Поверхность бруска (отшлифованную карборундовым порошком с размером зерен не менее 1/600 дюйма) погружают в ацетон, смоченный брусок вынимают и, начиная с одного из углов бруска, аккуратно раскатывают по поверхности слой тонкой ацетатной пленки. Наклон бруска обусловливает вытекание из него избытка ацетона еще до фиксации ацетата. Однако не следует допускать, чтобы до фиксации ацетон на поверхности бруска испарился. Отставьте брусок в сторону на 10 мин, затем снимите пленку. В этом случае получается идеальная репродукция известняка (и его окраски). Этот метод советуем применять начинающим. Если овладеть методикой, то можно достичь очень высокой производительности. Полученные пленки храните зажатыми между стеклянными пластинками, скрепленными по краям защитной липкой пленкой. Первоначальное хранение пленки под грузом предотвратит ее скручивание.

3

Эвапориты, биогенный кремнезем, фосфаты

3а. Эвапориты. В процессе выпаривания из природных вод осаждаются соли, называемые эвапоритами. Главные минералы эвапоритов приведены в табл. 3.1. В этом разделе мы сконцентрируем внимание на морских эвапоритах, осадившихся из застойных масс рассолов морского происхождения. Дополнительные сведения, касающиеся диагенетических эвапоритов и эвапоритовых фаций, можно найти в гл. 16, 23, 26 и 30.

Обычная морская вода представляет собой раствор, не насыщенный по отношению ко всем эвапоритовым солям (табл. 3.1). Обратите внимание на то, что в морской воде галит более далек от насыщения по сравнению с гипсом, поэтому любое выпаривание приведет к тому, что

Таблица 3.1. Химический состав и выборочные значения произведений активностей ионов (IAP) и произведений растворимости (K) для растворов галита, гипса и ангидрита в морской воде [74]

Минерал	Формула	IAP	K
Галит	NaCl	0,12	38
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	$4{,}6 \cdot 10^{-6}$	$2{,}5 \cdot 10^{-5}$
Ангидрит	$CaSO_4$	$4{,}6 \cdot 10^{-6}$	$4{,}2 \cdot 10^{-5}$
Сильвин	KCl		
Карналлит	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$		
Полигалит	$K_2MgCa_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$		

гипс начнет выпадать из раствора раньше галита. В наибольшей степени недосыщает морскую воду совокупность солей калия, которые осаждаются последними из сильно концентрированных рассолов. На рис. 3.1 схематически показана последовательность солей, которые выпадали бы при возрастающей степени концентрации морской воды за счет испарения. На рис. 3.2 видно, что идеальная последовательность солей, выпадающих из морской воды, несколько отличается от реальных последовательностей, наблюдаемых в эвапоритовых отложениях геологического прошлого. При сравнении с лабораторными продуктами в последних отмечается повышенная доля $CaSO_4$ и пониженная – сульфатов натрия и магния. Обеднение магнием сопровождается доломитизацией и осаждением глинистых минералов. При просачивании рапы на завершающих стадиях процесса концентрирования рассолов происходят важные метасоматические явления. Кроме того, приток морской воды может

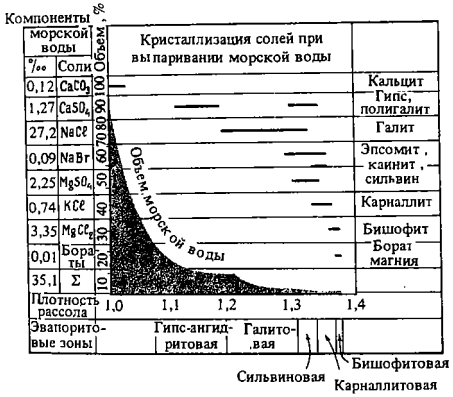


Рис. 3.1. Изменение объема образующегося рассола, его плотности и типа осаждающихся солей при выпаривании морской воды (по Валяшко [836]).

быть причиной растворения и переосаждения.

Непосредственного осаждения ангидрита из морской воды никогда не наблюдалось. Константа равновесия реакции

$$\underset{\text{гипс}}{CaSO_4 \cdot 2H_2O} \rightleftharpoons \underset{\text{ангидрит}}{CaSO_4} + 2H_2O$$

определяется активностью воды ($a^2_{H_2O}$) и позволяет на основании экспериментальных данных установить поля устойчивости гипса и ангидрита (рис. 3.3). В очень соленых рассолах гипс все же осаждается, однако здесь он является метастабильной фазой и может впоследствии перейти в ангидрит. Этот процесс наблюдается в себховых эвапоритах (гл. 23, 30), однако

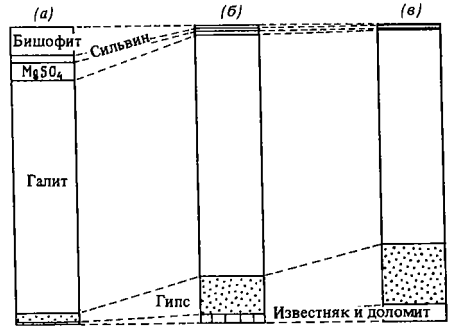


Рис. 3.2. Сравнение разрезов осаждающихся солей. *а* – экспериментальное выпаривание морской воды; *б* – разрез цехштейновых эвапоритов ФРГ; *в* – среднее для других многочисленных разрезов морских эвапоритов (по Борхерту и Мюиру [97]).

структурные данные заставляют сомневаться в возможности осуществления здесь первичного осаждения. Как будет показано в гл. 30, гипс при захоронении глубже чем на 1 км становится нестабильным и переходит в ангидрит.

В течение долгого времени считалось, что простой концентрации солей в морской воде за счет испарения недостаточно для образования толщ эвапоритов, наблюдаемых в геологических разрезах. Например, из расчетов следует, что при полном выпаривании вод Мирового океана образуется слой эвапоритов со средней мощностью, составляющей лишь 60 м. Мощность же некоторых древних эвапоритовых толщ с большой площадью распространения достигает 1 км. Основные периоды образования эвапоритов, по всей вероятности, оказывают резкое краткосрочное воздействие на уровень солености морской воды до тех пор, пока снова не будет достигнуто устойчивое состояние. Общий объем солей в Мировом океане составляет

примерно $2{,}2 \cdot 10^7$ км^3 [97]. Эвапориты Цехштейнового моря, располагавшегося в пермский период на территории современной Северо-Западной Европы, имеют общий объем около $2{,}4 \cdot 10^6$ км^3, т. е. составляют около 10% общих запасов солей в океанах!

Простейшей моделью субаквального образования эвапоритов является *мелководный, отделенный от моря валом бассейн* (рис. 23.28), в котором испарение происходит в полуизолированных от моря условиях с пополнением морской водой через узкий входной порог или преграду. При этом степень концентрации рассолов постепенно увеличивается, а затем происходит последовательная кристаллизация различных солей. На глубине может наблюдаться обратный поток рассолов в морской резервуар, так что рассолы в течение длительного периода могут иметь определенную концентрацию. Таким путем возможно накопление весьма мощных толщ сульфатов и хлоридов. Эвапоритовые циклы, в достаточной мере приближающиеся к «идеальному» циклу (рис. 3.2, *а*), возникают тогда, когда рассолы бассейна выпариваются полностью. В отделенных от моря валами бассейнах следует ожидать изменений в составе эвапоритов. Это обусловлено тем, что из поступающей морской воды по мере ее распространения через порог в направлении к мелководным частям бассейна в первую очередь будет осаждаться гипс, а затем галит. Субаквальные эвапоритовые фации рассматриваются ниже, в гл. 23.

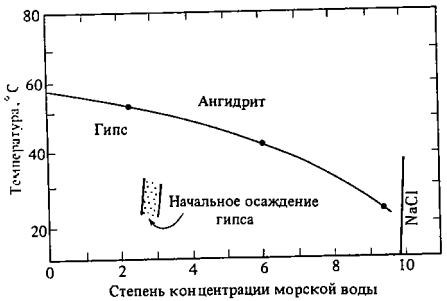


Рис. 3.3. Фазовая диаграмма, показывающая поля устойчивости гипса и ангидрита при различных температурах рассола и степени концентрации морской воды (по данным Харди [338], пересчитанным в единицы концентрации (исходя из a_{H_2O}) Блэттом и др. [85]).

Следующий вопрос касается наличия наблюдаемых во многих древних эвапоритах мелкомасштабных ритмов – от миллиметровых до сантиметровых. Такие ритмы

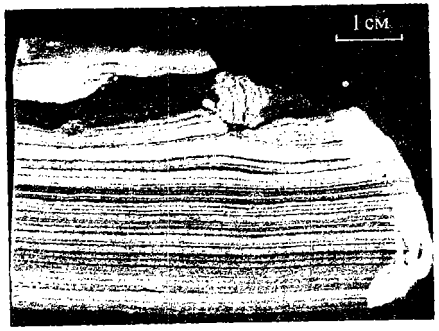


Рис. 3.4. Субаквальные эвапоритовые отложения: ленточная ангидрит-доломитовая глина из верхнеюрской формации Хит в Саудовской Аравии. Обратите внимание на переработанный ленточный обломок в верхней части образца.

могут быть представлены чередованием а) доломита и ангидрита + кластическая глина (рис. 3.4), б) глины, доломита и ангидрита + галит, в) галита + сильвин и карналлит.

Глинистые прослои в типах (*а*) и (*б*) интерпретируются как продукты привноса кластического материала во время сезонов дождей. Поступающие воды распресняют рассолы, и это наряду с воздействием более низких температур воздуха приводит либо к перерыву в осаждении эвапоритов, либо к осаждению фаз, более близких к насыщению. Поэтому, если принять такую схему, можно говорить о годовых слоях [681]. Очень высокие скорости отложения в современных выпаривающихся рассолах (10–50 мм в год для галита) значительно превышают любую разумную скорость погружения земной коры. Они подтверждают точку зрения, согласно которой накопление мощных толщ солей в древних бассейнах, по всей вероятности, происходило в первоначально относительно глубоких заполненных

рассолом водоемах (не менее 1 км для пермского Цехштейнового моря).

3б. Биогенный кремнезем. Основная часть кремнистых зерен поступает на дно океана после гибели радиолярий и диатомей, в больших количествах живущих в фотическом слое океанских вод и использующих кремнезем для построения своих панцирей. Морская вода представляет собой раствор, резко недосыщенный относительно аморфного кремнезема. Для реакции

$$\underset{\text{аморфный кремнезем}}{SiO_2} + 2H_2O \rightarrow \underset{\text{кремнистая кислота}}{H_4SiO_4} \qquad (3.2)$$

$K = a_{H_4SiO_4} = 2 \cdot 10^{-3}$, и произведение активностей колеблется в пределах от $2 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-6}$. Наиболее растворимой является форма H_4SiO_4, причем ее диссоциация на $H_3SiO_4^-$ и H^+ ограниченна ($K = 10^{-9{,}9}$). Несмотря на столь большое недосыщение, кремнистые планктонные организмы извлекают из морской воды большое количество кремнезема, и из его аморфной формы – опала-А строят свои скелеты. Это биогенное извлечение наряду с частичным растворением скелетного материала на глубине приводит к наблюдаемому в океанах быстрому увеличению концентрации растворенного кремнезема с глубиной.

Основные области распространения кремнистых илов на океанском дне соответствуют областям высокой биологической продуктивности, где дивергенция океанских течений или апвеллинги вызывают подъем богатых питательными веществами глубинных вод к теплой фотической зоне (рис. 3.5; см. также гл. 24 и 26). Основные черты цикла кремнезема в океанах показаны на рис. 3.6. Для ознакомления с диагенезом кремнезема отсылаем читателя к гл. 30.

3в. Фосфаты. Фосфаты составляют лишь небольшую часть осадочных пород, причем среднее содержание P_2O_5 в них равно 0,15%. Средняя концентрация фосфора в морской воде составляет около 0,07 мг · л$^{-1}$. Несмотря на столь низкие концентрации, фосфор представляет собой очень важный элемент,

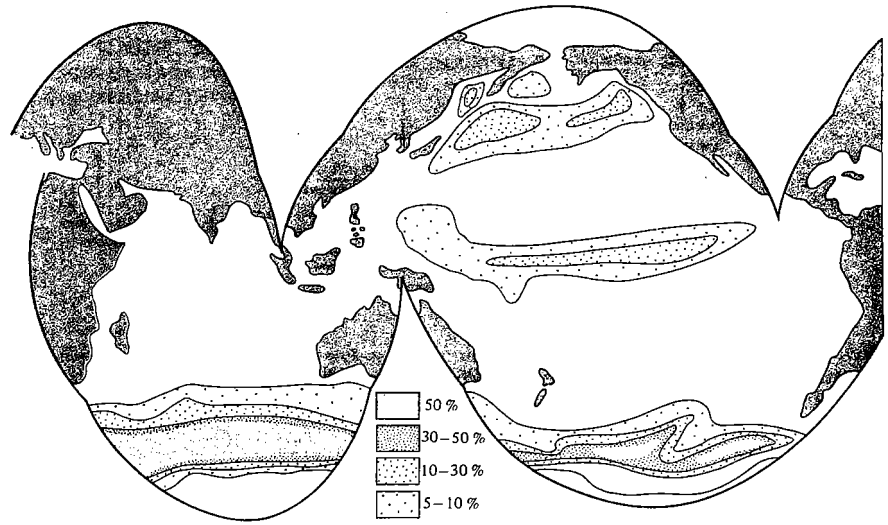


Рис. 3.5. Распределение и концентрация биогенного опала в поверхностных донных осадках Тихого и Индийского океанов (по данным Лисицына [509] с изменениями Калверта [136]). Обогащенные аморфным кремнеземом илы на океанском дне отчетливо приурочены к районам высокой биологической продуктивности поверхностных вод (см. гл. 24, 26).

так как это необходимый компонент всех живых клеток. Все возрастающее использование удобрений и детальная разведка запасов природных фосфатов с неизбежностью сфокусировали внимание седиментологов на происхождение фосфатных пород.

В морской воде фосфор встречается в форме фосфат-ионов. В теплых поверхностных водах концентрация фосфора составляет лишь 0,003 мг·л$^{-1}$. Это обусловлено тем, что такие воды являются областью максимальной активности фотосинтеза и, следовательно, зоной активного поглощения фосфора планктоном. Более глубокие холодные воды могут содержать 0,1 мг·л$^{-1}$ фосфора. Это зона регенерации, где фосфор возвращается в раствор в составе органических экскрементов и где погибшие планктонные организмы растворяются и минерализуются. Наиболее благоприятные условия для осаждения фосфатов существуют на неглубоких континентальных шельфах (например, на шельфе Юго-Западной Африки), а также на океанских плато, где происходит подъем глубинных океанских вод вследствие экмановского переноса (гл. 24, 26). Эти богатые питательными веществами воды поддерживают фантастическую продуктивность планктона, который пополняет запасы фосфатов по мере движения холодных вод, поднимающихся через наклонный шельф или поверхность плато. Фосфат осаждается в виде *фторапатита* или как продукт замещения $CaCO_3$ в результате увеличения по направлению к берегу температуры, pH и солености [321]. В глубинных океанских водных массах вследствие высокого значения P_{CO_2} осаждения фосфатов не происходит, несмотря на то что эти воды близки к насыщению по отношению к фосфату кальция. Приведенная модель осаждения фосфатов (согласно Казакову) основана на ряде химических доказательств и информации о расположении древних фосфатных месторождений. Однако следует подчеркнуть, что в районах современных апвеллингов осаждение фосфатов, по-видимому, не является повсеместным. Так, например, фосфаты, широко распространенные на юго-западе Африки, представляют собой реликты четвертичного и третичного периодов. Причины столь небольшого объема современных фосфатных отложений объяснить трудно.

Риггс [684] подразделил фосфатные породы на ортохимическую и аллохимическую группы. Ортохимические фосфаты,

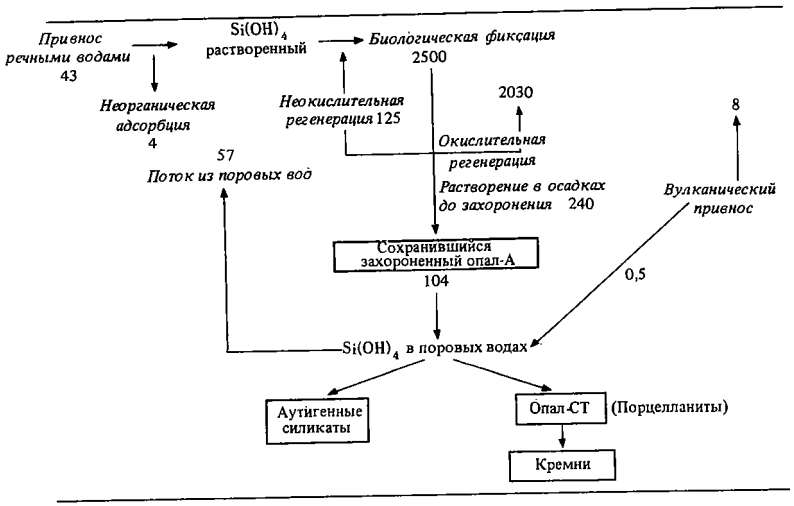


Рис. 3.6. Океанский цикл растворенного кремнезема. Размерность цифр – 10^{13} г кремнезема в год (по Хиту [358] с изменениями Рича и фон Рада[683]).

имеющие частично диагенетическую природу, являются, по существу, фосфатными илами, образовавшимися in situ под действием физико-химического и биохимического механизмов. Периоды осаждения илов, по-видимому, совпадают с периодами массовой гибели организмов, включая кремнистый микропланктон, поскольку фосфаты тесно связаны с отложениями диатомитов. Осаждению фосфатов вблизи морского дна или на самом дне, очевидно, способствуют бактерии, клетки которых могут встречаться в илах в больших количествах. В фосфатных илах часто присутствуют пеллеты и следы биотурбации, оставленные илоедами. Аллохимические фосфаты содержат пеллетные, интракластовые, скелетные и оолитовые частицы, образовавшиеся посредством переработки полулитифицированных фосфатных илов или вследствие замещения кальцитовых аллохем фосфатом кальция.

Эффективность такого процесса замещения иллюстрируется также отложениями гуано океанских островов, в которых фосфат из экскрементов морских птиц интенсивно замещает известняк [113].

Наблюдается тесная связь между распространением фосфатов и сложного глинистого минерала глауконита (гл. 30), причем как глауконит, так и фосфаты имеют тенденцию встречаться в горизонтах восстановительных условий седиментации. Многие пеллетные фосфаты характеризуются высоким содержанием глауконита [284].

3г. Выводы. Эвапориты образуются в виде солей, осаждающихся из морской воды в процессе испарения. Из рассолов ангидрит обычно не осаждается, вместо него выпадает гипс. Основные эвапоритовые ритмы являются природной записью, фиксирующей постепенное увеличение солености толщи рассолов с течением времени. Мощные отложения одной соли свидетельствуют о том, что толща рассолов находится в динамическом равновесии с океаном. Небольшие переслаивания солей, подобные ленточным глинам, по-видимому, отражают сезонные изменения солености рассолов.

Кремнезем поступает на океанское дно вследствие осаждения погибших планктонных организмов, использующих для построения своих панцирей опал-А.

Накопление фосфата в океане наблюдается в районах апвеллинга, где в область шельфа поступают обогащенные фосфором глубинные воды и где происходит осаждение фосфата кальция и замещение карбоната кальция.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Изучение генезиса эвапоритов лучше начать с книг Бернера [74] и Краускопфа [475]. Динамика поведения кремнезема в океанах рассмотрена Хитом [358] и Калвертом [136]. Некоторые статьи, посвященные фосфатам и их генезису, можно найти в томе 74 журнала Economic Geology за 1979 г.

4

Свойства зерен

4а. Определения и гранулометрические границы. Зерна осадков имеют размеры от мельчайших пылинок, переносимых ветром, до гигантских валунов (табл. 4.1). Заметим, что размеры чаще всего выражаются единицами длины. Это не вызывало бы в дальнейшем никаких затруднений, имей все зерна примерно сферическую форму, но, к сожалению, это не так. Существует ряд альтернативных показателей размерности, которые отражают форму зерен (табл. 4.2). Наиболее ценным из них является *объемный диаметр*, который определяется как диаметр сферы, объем которой равен объему рассматриваемого зерна. В данной работе для упрощения изложения и экономии места мы будем рас-

Таблица 4.1. Классификация осадочных зерен Аддена–Уэнтуэрта (по Петтиджону и др. [635]). Эта шкала размеров пользуется почти универсальным применением у седиментологов. Полевые определения гранулометрии облегчаются использованием небольших образцов–эталонов главных классов, закрепленных на основе

	Стандартные сита США (меш)	Миллиметры		Единицы фи (ф)	Классы шкалы Уэнтуэрта
	Применяются сита с квадратными ячейками	4096		−12	Валуны (boulder)
		1024		−10	
		256	256	−8	
		64	64	−6	Крупная галька (cobble)
Галька		16		−4	
	5	4	4	−2	Галька (pebble)
	6	3,36		−1,75	
	7	2,83		−1,5	Гравий (granule)
	8	2,38		−1,25	
	10	2,00	2	−1,0	
	12	1,68		−0,75	
	14	1,41		−0,5	Очень крупный песок (very coarse sand)
	16	1,19		−0,25	
	18	1,00	1	0,0	
	20	0,84		0,25	
	25	0,71		0,5	Крупный песок
	30	0,59		0,75	
Песок	35	0,50	1/2	1,0	
	40	0,42		1,25	
	45	0,35		1,5	Средний песок (medium sand)
	50	0,30		1,75	
	60	0,25	1/4	2,0	
	70	0,210		2,25	
	80	0,177		2,5	Тонкий песок (fine sand)
	100	0,149		2,75	
	120	0,125	1/8	3,0	
	140	0,105		3,25	Очень тонкий песок (very fine sand)
	170	0,088		3,5	
	200	0,074		3,75	
	230	0,0625	1/16	4,0	
	270	0,053		4,25	
	325	0,044		4,5	Крупный алеврит (coarse silt)
Алеврит		0,037		4,75	
		0,031	1/32	5,0	
		0,0156	1/64	6,0	Средний алеврит
		0,0078	1/128	7,0	Тонкий алеврит
		0,0039	1/256	8,0	Очень тонкий алеврит
Применяется пипетка или гидрометр		0,0020		9,0	
		0,00098		10,0	
		0,00049		11,0	
Глина		0,00024		12,0	Глина
		0,00012		13,0	
		0,00006		14,0	

сматривать зерна как сферы или сфероиды. Читателю следует помнить, что при изучении многих зерен, в особенности фрагментированных биокластов, из-за особенностей их формы возникают затруднения при проведении рационального гранулометрического анализа.

Следует отметить, что масса зерна изменяется пропорционально кубу радиуса (для сфероидов). Следовательно, сфера диаметром 10 мм в 5 раз «больше», чем сфера диаметром 2 мм, если сравнивать их по среднему диаметру, но по массе она больше в $(5^3/1^3 =)125$ раз. Учитывать массу очень важно, так как она выражает сопротивление движению (инерционная масса), которое нужно преодолеть для того, чтобы началось перемещение зерен.

Широко распространена гранулометрическая шкала Аддена – Уэнтуэрта с шагом размерности, который отсчитывается от центрального значения в 1,0 мм в виде прогрессии, кратной двум (табл. 4.1). Такой шаг легко приспособить к логарифмическому масштабу ф (разд. 4б).

Известен ряд взаимозаменяемых методов измерения размера зерен, причем выбор их зависит от того, как зерна физически связаны в скопления, а также от формы и размера зерен (табл. 4.3). Более подробные сведения читатель найдет в специальных руководствах. Следует помнить, что измерения, сделанные по шлифам, необходимо откорректировать, чтобы они были сопоставимы с данными ситовых анализов (см. работы [270, 346]).

Таблица 4.2. Три полезных показателя величины зерен (по Аллену [12]). Наиболее широко используется ситовой диаметр, но приводимые здесь другие величины могут оказаться полезными для кварцевых зерен и зерен другого состава различного размера и плотности

Название	Определение
Ситовой диаметр	Размер минимальной квадратной ячейки сита, через которую проходит зерно (заметьте, зерно, прошедшее через верхнее сито и задержавшееся на нижнем, более тонком сите, имеет ситовой диаметр, промежуточный между двумя размерами ячеек)
Объемный диаметр	Диаметр шара, имеющего объем, равный объему зерна
Диаметр свободного падения	Диаметр шара, имеющего такие же плотность и скорость свободного падения в одной и той же жидкости (см. гл. 6), как и данное зерно

4б. Распределение размеров зерен. В каждом образце осадочной породы присутствуют различные по размерам зерна (табл. 4.4). Данные по этому разнообразию могут быть статистически обработаны, так чтобы можно было сравнивать различные образцы и представить соответствующую интерпретацию. В силу этого возникает необходимость каким-то образом графически сопоставить частоту встречаемости с размером зерен.

Простейший график представляет собой *гистограмма*, на которой площадь каждого вертикального столбика отражает процентное содержание (по весу) каждой размерной фракции (рис. 4.1). У простой гистограммы имеется то преимущество, что весь характер распределения можно охватить сразу одним взглядом; ее недостаток заключается в том, что последовательный ход изменений прерывается на границах классов. Разумеется, плавная *частотная кривая*, или кривая распределения, более удобна. Однако при считывании значений с кривой возможны

Таблица 4.3. Применимость различных методик гранулометрического анализа (частично по работе [635]). Отвердевшие породы дезагрегировать (с помощью H_2O или слабо растолочь пестиком) (см. работу [146]). Породы, не поддающиеся дезагрегации, изучаются в шлифах, и размеры зерен определяются либо непосредственно с помощью масштабной линейки поляризационного микроскопа, либо на экране проекционной установки

Осадок	Методика
Галька	Прямые замеры (кронциркулем), ситование
Песок	Ситование; отмучивание; счетчик Коултера (см. McCave, Jarvis, 1972)
Алеврит	Ситование (крупный); отмучивание; счетчик Коултера; пипетка
Глина	Пипетка; электронный микроскоп; счетчик Коултера

ошибки, так как перепады значений вблизи обоих концов кривой малы.

Необходимо, кроме того, преодолеть трудности, связанные с большим различием размеров зерен в одном образце. Так, в песке с галькой могут присутствовать зерна, различающиеся по размерам на три порядка. Наносить такие точки на график в обычном масштабе, на арифметической миллиметровой бумаге, неудобно; лучше применять логарифмическую бумагу. И наоборот, миллиметровую шкалу Уэнтуэрта можно преобразовать в логарифмическую и затем строить график на обычной миллиметровке [476]. В связи с этим следует заметить, что гранулометрические классы в шкале Уэнтуэрта образуют прогрессию 8, 4, 2, 1, 1/2, 1/4, 1/8 мм и т. д. Учитывая постоянный показатель этой геометрической прогрессии, можно построить шкалу с одинаковым шагом делений на классы, взяв логарифмы чисел. К сожалению, десятичные логарифмы числовых пограничных значений классов имеют вид дробей, а не целых чисел, поэтому Крамбейн предложил использовать $\log_2$; в этом случае наша последовательность, приведенная ранее, приобретает вид 2^3, 2^2, 2^1, 2^0, 2^{-1}, 2^{-2}, 2^{-3} мм. Применение отрицательных логарифмов позволяет преодолеть трудности, связанные с необходимостью выражать обычные размеры песчаных фракций через отрицательные показатели степени. Такие показатели представляют собой единицы измерения размеров зерен в шкале ф. Следовательно, $\phi = -\log_2$ мм.

Для нашей последовательности, которую мы приводили выше, единицы составят -3, -2, -1, 0, 1, 2, 3. Поскольку единицы считаются безразмерными, корректнее будет принять, что

$$\phi = -\log_2 \frac{d}{d_0},$$

где d_0 – «исходный» диаметр в 1 мм.

Вероятностное распределение порождает еще одну проблему. Долгое время предполагалось, что кривая распределения с логарифмической абсциссой близка к кривой нормального распределения. В таком случае к распределению зерен должна была бы применяться логнормальная функция. Для решения вопроса о логнормальном распределении можно построить график, на который наносится кумулятивная кривая в процентах; при этом для ординаты специально построенного вероятностного распределения используется масштаб шкалы ф, а для абсциссы – арифметический масштаб. В таком случае логнормальному распределению будет соответствовать прямая линия. Однако в преобладающем большинстве случаев распределения зерен лишь приближаются к логнормальному.

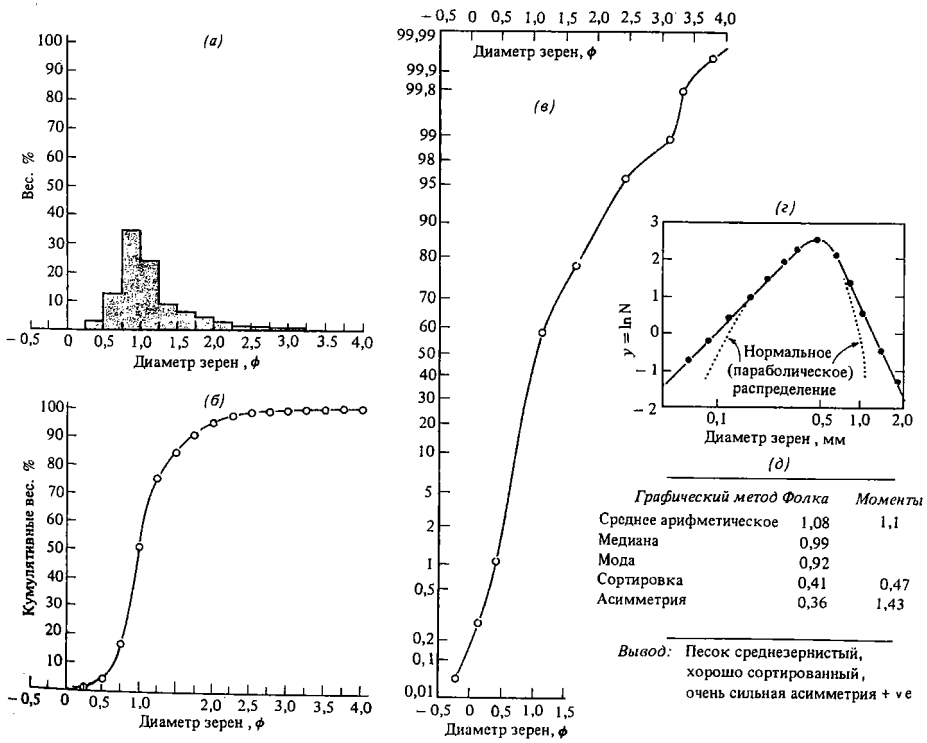
Таблица 4.4. Детальная характеристика ситового анализа среднезернистого хорошо отсортированного песка, с положительной асимметрией распределения, эолового (по Бэгнольду [41]). Этот анализ используется как базовый для различных способов графической интерпретации распределения гранулометрии на рис. 4.1

Размер ячейки, меш (англ.)	Размер ячейки, мм	ф	Вес. %	Кумулятивные вес. %
12	1,58	– 0,65	0,005	0,005
16	1,17	– 0,23	0,043	0,048
20	0,915	+ 0,13	0,338	0,386
24	0,755	+ 0,40	1,855	2,241
30	0,592	+ 0,75	14,120	16,361
40	0,414	+ 1,13	51,776	68,137
50	0,318	+ 1,65	20,300	88,437
60	0,261	+ 1,92	6,080	94,517
80	0,191	+ 2,40	3,860	98,377
100	0,114	+ 3,13	1,105	99,482
150	0,099	+ 3,33	0,404	99,886
200	0,073	+ 3,79	0,082	99,968
300	0,054	+ 4,21	0,024	99,992

Большая часть исследователей наносят данные гранулометрических анализов на ординату, где показаны кумулятивные проценты в вероятностном масштабе, и на абсциссу, где размеры выражены в единицах ф и показаны в арифметическом масштабе (рис. 4.1), молчаливо подразумевая, что к ним применимы понятия ошибки Гаусса или вероятностное распределение. Этому противоречат или усложняют его три особенности распределения размеров зерен.

Во-первых, многие авторы предполагают, что кумулятивная кривая распределения размеров зерен представляет ряд прямых отрезков (рис. 6.10), а не одну линию [838, 573]. *Каждый* прямолинейный отрезок рассматривается либо как усеченное «нормальное» распределение, либо как часть системы перекрывающихся нормальных распределений. Подобные отрезки распределений связывались с гидравлической сортировкой, и в таком случае определенные части отрезков либо представляли собой фракции донных или взвешенных наносов (см. гл. 6), либо указывали на абразию зерен или на их первоначальное происхождение.

Рис. 4.1. Примеры графической интерпретации гранулометрических данных, приведенных в табл. 4.3. *а* – гистограмма; *б* – кумулятивная кривая с вертикальной осью в арифметическом масштабе; *в* – кумулятивная кривая в вероятностном масштабе; *г* – вертикальный масштаб логарифмический, где N – выраженное в весовых процентах количество данной фракции, задержанное между ситами с определенным размером ячейки. Следует заметить, что (*в*) и (*г*) опровергают представление о гранулометрическом распределении как логнормальном. Кривая (*г*) скорее гипербола, чем парабола (см. Bagnold, Barndorf-Nielsen, 1980); *д* – сопоставление статистических показателей, полученных графическим методом Фолка, и показателей, рассчитанных на ЭВМ. Заметьте, что графический метод сильно занижает асимметрию.



Во-вторых, нужно помнить, что в большинстве случаев образцы, отобранные для гранулометрического анализа, содержат следы многочисленных отличающихся одна от другой обстановок осадконакопления. Другими словами, гранулометрические анализы выявляют *валовую* сортировку, а не *сортировку, связанную с отложением или транспортировкой* наносов [242]. Недавно проведенные детальные исследования единичных слойков в песчаных отложениях показали, что распределения в них не являются ни нормальными, ни логнормальными [312]. Большинство распределений резко усечено, и оказывается, что места усечения в распадающихся на сегменты распределениях, о которых упоминалось ранее, нельзя просто объяснить происхождением в результате процесса волочения донных наносов или перемещения взвешенных наносов (гл. 6). Тот факт, что во многих кумулятивных частотных распределениях, приведенных в литературе, отмечается логнормальное распределение, позволяет предположить, что валовые пробы, объединяющие сообщества зерен многих элементарных слойков, представляют собой комплексы таких индивидуально различных элементарных распределений, особенности которых сглажены.

В-третьих, изучение тщательно рассеянных на ситах хорошо сортированных образцов эоловых песков показало, что крайние фракции (самые тонкие и самые крупные.– *Перев.*) обычно присутствуют в более значительных количествах, чем следовало бы ожидать из вероятностного распределения (рис. 4.1). По данным недавно проведенных работ ([47]; Bagnold, Barndorff-Neilsen, 1980), такое распределение фракций является *логгиперболическим* и представляет собой смесь нормальных распределений.

В заключение можно добавить, что распределение в особых образованиях, таких, как элювиальная дресва, не испытавших стадии транспортировки, существенно отличается от логнормального. В них наблюдается своеобразное распределение, подчиняющееся известному *закону Розина*, которому на специально разработанной графической вероятностной бумаге отвечает прямая линия.

4в. Характеристика популяций зерен. В дополнение к характеристикам распределения зерен с помощью одной или нескольких графических методик, описанных в предыдущем разделе, необходимо знать такие особенности, как средний размер зерен и разброс значений относительно среднего. *Модой* называется величина наиболее часто встречаемого размера зерен, которая соответствует самой высокой точке на частотной кривой или наиболее крутому участку кумулятивной кривой. *Медиана* делит частотную кривую на две равные части и соответствует точке 50% на кумулятивной кривой. *Среднее* (μ) определяется как сумма размеров, деленная на число измерений; записанное математико-статистическими символами, оно будет выглядеть следующим образом:

$$\mu = \sum_{i=1}^{n} x_i / n, \tag{4.1}$$

где x_i – величина i-го измерения; $\sum$ – сумма всех значений x от 1 до n. Средний размер зерен – более существенный показатель для оценки всего распределения, чем медиана или мода. Симметричные частотные кривые имеют одну уникальную ценную особенность – их среднее значение представляет собой одновременно моду, медиану и среднее арифметическое (рис. 4.2). Разброс значений вблизи средней называется *среднеквадратичным отклонением*, в седиментологии именуемое сортировкой; оно представляет собой квадратный корень из дисперсии:

$$\delta^2 = \sum_{i=1}^{n} (x_i - \mu)^2 / n, \tag{4.2}$$



Рис. 4.2. Иллюстрация понятия о характере распределения. *а* – симметричное распределение; *б* – положительная асимметрия; *в* – отрицательная асимметрия.

где δ^2 – дисперсия; δ – среднеквадратичное отклонение.

Чем больше разброс значений от среднего, тем выше среднеквадратичное отклонение. Следует заметить, что одно среднеквадратичное отклонение от среднего охватывает 68,3% нормального распределения, два – 95,5%, три среднеквадратичных отклонения охватывают 99,7%.

Два показателя, рассчитываемые по формулам для получения среднеарифметического размера и среднеквадратичного отклонения, называются соответственно первым и вторым *моментами*. Их довольно хлопотно вычислять вручную по необработанным данным гранулометрического анализа, но на ЭВМ они рассчитываются без затруднений. Для ускоренной приблизительной оценки среднеарифметического размера и среднеквадратичного отклонения разработаны графические приемы, с помощью которых необходимые значения размеров зерен считываются с кумулятивной кривой [270].

Приводимые ниже простые формулы применимы только для кумулятивных кривых или гранулометрических графиков в шкале ϕ (рис. 4.1):

$$\mu_z = \frac{(\phi 16 + 50 + 84)}{3} =$$

$$= \text{графическое значение среднего размера}, \tag{4.3}$$

$$\sigma_i = \frac{\phi 84 - 16}{4} + \frac{\phi 95 - 5}{6{,}6} = \text{среднеквадратичное отклонение}, \tag{4.4}$$

где ϕ 16, 50 и т. д. – значения ϕ на различных процентных уровнях кумулятивной частотной ординаты.

Следующим полезным показателем распределения является асимметрия, рассчитываемая как третий момент:

$$sk = \sum_{i=1}^{n} (x_i - \mu)^3 / n, \tag{4.5}$$

или, с помощью приблизительных графических методов,

$$sk_i = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{2(\phi 95 - \phi 5)}. \tag{4.6}$$

Следует обратить внимание, что в отличие от среднеарифметического и от среднеквадратичного отклонений асимметрия не выражается в единицах ϕ. Для симметричной кривой асимметрия равна нулю. Кривые с избытком тонких фракций характеризуются положительной асимметрией, с избытком грубых – отрицательной (табл. 4.5).

4г. Гранулометрические параметры и распределения. Среднеарифметический размер представляет собой простой параметр для сравнения силы тяжести, которая должна быть уравновешена для того, чтобы приложение влекущей силы потока обусловило перемещение зерен воздушным или водным потоком. Очень полезны графики, отражающие взаимосвязь среднего диаметра с какой-либо величиной, характеризующей транспортирующую способность потока.

Таблица 4.5. Значения сортировки и асимметрии для статистических данных, обработанных графически, со словесными определениями [270]

Стандартное отклонение (сортировка)	Словесное определение
0–0,35ϕ	Очень хорошая сортировка
0,35–0,50ϕ	Хорошая сортировка
0,50–0,71ϕ	От умеренной до хорошей сортировки
0,71–1,00ϕ	Умеренная сортировка
1,00–2,0ϕ	Плохая сортировка
2,00–4,00ϕ	Очень плохая сортировка
4,00ϕ и более	Исключительно плохая сортировка
Асимметрия	
+ 1,00 – (+ 0,30)	Сильная асимметрия в сторону тонких фракций
+ 0,30 – (+ 0,10)	Асимметрия в сторону тонких фракций
+ 0,10 – (– 0,10)	Почти симметрично
– 0,10 – (– 0,30)	Асимметрия в сторону грубых фракций
– 0,30 – (– 1,00)	Сильная асимметрия в сторону грубых фракций

К ним относятся графики пороговых значений (разд. 6г) и графики состояний донных форм (разд. 8а, 8б). Если принять, что в поток могут поступать с одинаковой вероятностью зерна любой размерности, то средний диаметр зерен в рассматриваемом типе отложений будет говорить о силе потока. Наличие *градационной слоистости* свидетельствует о том, что транспортирующая способность потока изменялась во времени.

Сортировка или среднеквадратичное отклонение в отложениях являются показателем их однородности, обусловленной действием течения во время транспортировки отложения. В результате селективного вымывания (например, в условиях пляжа) тонкие фракции могут быть удалены; вследствие выборочного износа могут накопиться одинаково тонкие зерна. В эоловых отложениях отсутствуют как тонкие фракции, распыляющиеся в атмосфере, так и грубые, для переноса которых транспортирующая способность воздушных течений недостаточна. В результате формируются очень тонкозернистые однородные песчаные отложения. Во время транспортировки и отложения ледниковых морен такого разделения не происходит, и поэтому в них присутствуют любые фракции – от глинистой до валунной. При желании читатель может припомнить и другие примеры подобных отложений.

При валовом опробовании отложений асимметрия довольно четко отражает характер обстановки осадкообразования. В некоторых аллювиальных песках асимметрия положительная, так как осадки обогащаются тонкими алевритовыми частицами, осаждающимися после спада паводка. Пляжевые пески по контрасту обычно имеют отрицательную асимметрию, поскольку тонкие частицы избирательно вымываются постоянным действием волн, а более грубые зерна представляют собой остаточные «хвосты» перемывания. Эоловые пески, как правило, характеризуются положительной асимметрией, поскольку ветер малоэффективен при транспортировке грубых частиц, которые обычно остаются на месте, и представляют собой *остаточные отложения* (lag deposits).

Простая диаграмма, демонстрирующая взаимосвязь сортировки и асимметрии для аллювиальных и эоловых песков [279], позволяет увидеть некоторые особенности, упомянутые выше. Правда, новейшие исследования [736] заставляют усомниться, что такой подход применим во всех случаях. На рис. 4.3 видно, что аллювиальные пески характеризуются сравнительно плохой сортировкой и положительной асимметрией, а пляжевые пески – хорошей сортировкой и отрицательной асимметрией. Попытки детальнее выявить условия осадкообразования на основе гранулометрических анализов

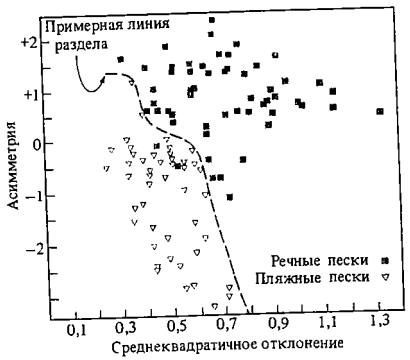


Рис. 4.3. Взаимосвязь асимметрии и среднеквадратичного отклонения (сортировки) по данным для современных речных и пляжевых песков. Видно, что поля отчетливо различаются, однако следует помнить о критике этого метода [736]. Такое различение может оказаться полезным для разделения флювиальных и пляжевых песков в стратиграфическом разрезе (по Фридману [280]; применение к древним осадкам см. в работе Лидера и Нами [498]).

обычно не имели успеха, так как поля точек перекрывались, а статистические приемы выделения полей, соответствующих только одной обстановке, отсутствуют. В качестве примера можно привести диаграммы, в которых использованы только три внешние характеристики сообщества зерен: процентиль[1], медиана и процент фракций менее 3ф [627]. Как мы постараемся показать в дальнейшем, построения, касающиеся

[1] Автор диаграммы Р. Пассега в качестве максимального размера зерен использует параметр C, который представляет собой 1%-ный квантиль, т. е. такой размер, относительно которого более крупные зерна составляют лишь 1% от массы породы.– *Прим. ред.*

обстановки осадконакопления, должны основываться на ряде факторов (фации, палеотечения, геометрия осадочных тел, размер зерен), а не на одном.

4д. Износ и раскалывание зерен. Несмотря на важность указанных в заголовке процессов, в количественном отношении об их скорости и механизме известно немногое. Износ зерен в процессе транспортировки происходит в результате появления трещин, обусловленных столкновением частиц, при котором кинетическая энергия передается от зерна к зерну. Естественно предположить, что в воздухе описываемый процесс эффективнее, чем в воде. В последнем случае более высокая фактическая плавучесть зерен и высокая вязкость жидкости «сглаживают» результаты столкновений. Эксперименты показывают, что эоловый износ кварца в 100–1000 раз больше, чем во время транспортировки речным потоком на то же расстояние [450]. Как при ветровом, так и при водном переносе износ стремится к нулю для частиц мельче 0,05 мм.

В природных водотоках округление гальки крупного гравия происходит на более коротких расстояниях, чем это рассчитывается по данным лабораторных исследований в качающихся цилиндрах. Вероятно, объяснение этому можно найти в наблюдавшихся явлениях абразионного износа гальки перед достижением порога ее срыва с места и транспортировки [727] или по достижении такого порога, когда на частицу действуют подъемная сила и напряжение сдвига (гл. 6). Уменьшение крупности вниз по течению иногда можно выразить в виде отрицательного экспоненциального отношения, одной из форм которого является «закон» Штернберга:

$$W = W_0 \exp[-a(x - x_0)], \qquad (4.7)$$

где W – вес наиболее крупной частицы на расстоянии x от места ее происхождения; W_0 – вес в какой-либо точке x_0; a – постоянная величина для данного потока. Подобные экспоненциальные «законы» как будто подходят для объяснения возрастания вниз по течению округленности и сферичности зерен (разд. 4е). Эти равенства подтверждают результаты лабораторных исследований, которые показали, что уменьшение размеров частиц под действием физического износа становится все менее и менее эффективным по мере того, как размеры частиц уменьшаются, так что, например, песчинки кварца могут пройти в воде путь в 1000 км, потеряв всего менее 0,1% веса. Снижение крупности в таких песчаных отложениях, наблюдаемое вниз по течению, без сомнения, объясняется гидравлической сортировкой. Это не должно нас удивлять, так как давление, передаваемое от зерна к зерну при их столкновении, связано со степенью потери момента, что в основном определяется массой частицы. Как уже упоминалось, масса выражается как функция куба радиуса, поэтому отношение масс галек и песчаных зерен радиуса 50, 5 и 0,5 мм равно 125 000 : 125 : 0,125.

Раскалывание зерен кварца эндогенного происхождения во время транспортировки их водой или ветром сильно облегчается наличием в них интенсивной трещиноватости [589] и ослабленных плоскостей отдельности [858] (см. разд. 4е). Трещины могут быть связаны с внутренними напряжениями, возникающими в кристаллах в связи с переходом альфа-кварца в бета-кварц, что имеет место при кристаллизации гранитных тел ниже 573°C [763]. Высокотемпературный альфа-кварц[1] имеет более низкую плотность, чем низкотемпературный бета-кварц, поэтому такой переход сопровождается уменьшением объема примерно на 1,5%. Возникающие при этом напряжения, с одной стороны, по-видимому, ослабляют связь кристалла кварца, как единого целого, с соседними кристаллами, повышая его «эродируемость», а с другой стороны, создают внутри отдельных кристаллов системы микротрещин.

4е. Форма и облик зерен. Часто не различают две стороны морфологии зерен – *окатанность* и *сферичность*. Окатанность – степень сглаженности поверхности зерен. Значит, могут существовать окатанные палочкообразные зерна. Окатанность можно выразить количественно как отношение среднего радиуса окружности, описываю-

[1] В отечественной минералогической литературе принята противоположная индексация, и α-кварц считается низкотемпературной модификацией.– *Прим. ред.*

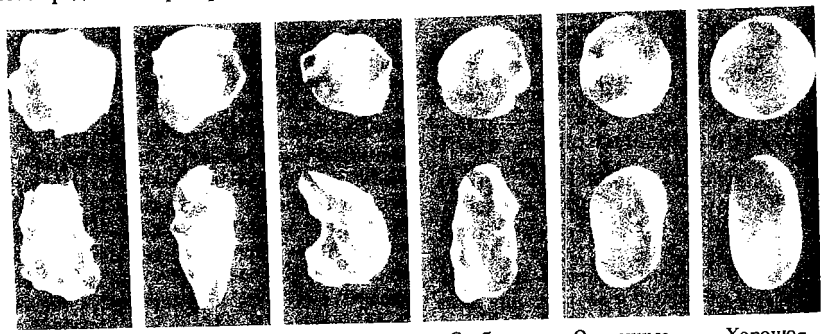
щей все углы зерна, к радиусу вписанного круга. Вычислить такие соотношения для большой популяции зерен – дело довольно трудоемкое. Обычно среднюю окатанность оценивают с помощью стандартного набора изображений зерен (рис. 4.4).

Значения сферичности показывают, насколько близко данное зерно приближается к шару, у которого три перпендикулярные друг другу оси x, y и z равны. Предложены многочисленные формулы для оценки сферичности, но лучший показатель, разработанный Снидом и Фолком [772], – это *максимальная проектированная сферичность* ψp. По их определению, $\psi p = (s^2/li)^{1/3}$, где l, i и s представляют собой наиболее длинную, среднюю и короткую оси. Эта формула принимает во внимание механизм осаждения зерен в жидкости, поскольку позволяет сравнить максимальную проекцию зерна с проекцией сферы равного объема. В шлифе сферичность подкрепляется понятием *удлиненности*, которое определяется как отношение ширины зерна к его длине.

Форма зерен определяется отношением осей l, i и s. Зерна можно классифицировать по форме, исходя из понятий равноосного, стержнеобразного и дискообразного зерна, представляющих собой крайние случаи морфологического разнообразия, и применяя треугольную диаграмму [722].

В последние годы много внимания уделялось изучению микрорельефа песчаных зерен с помощью электронного микроскопа [536]. Было установлено, что на зернах имеется ряд систем растрескивания и следы соударений, причем некоторые из них, возможно, являются диагностическими признаками определенных обстановок. Следует отметить, что осуществление палеогеографического анализа обстановок на основе этих данных – дело ненадежное, так как часто присутствуют реликтовые признаки или следы переработки. Несомненно, изучить статистически надежное число зерен и определить процентное содержание зерен с различными признаками – нелегкая и трудоемкая задача. Исследования с помощью электронного микроскопа выявили два очень интересных факта. Во-первых, было установлено, что в кварце на микроскопическом уровне преобладает разрушение по плоскостям отдельности [858], что приводит к образованию кварцевых обломков размером менее 50 мкм [765], хотя макроскопически видно, что он склонен распадаться по трещинам. Изучение глин ледникового происхождения показало, что значительная часть этих отложений состоит из очень тонких (3 нм) таблитчатых обломков кварца, отколовшихся по плоскостям отдельности. Предположительно алевриты эолового происхождения также содержат такой детрит. Во-вторых, стало ясно, что поведение частиц в процессе трения (см. разд. 7б) помимо хорошо заметных «углов», макроскопически наблюдаемых

Рис. 4.4. Фотографии зерен, которые можно применить для определения окатанности.



при определении окатанности, в известной мере зависит и от микронеровностей на поверхности зерен.

4ж. Свойства агрегатов зерен. Накопление зерен при формировании отложений неизбежно приводит к образованию упаковки, определяющей многие валовые свойства зерен. *Концентрация объема фракций* (C) зерен в пределах каких-либо отложений до их цементации представляет собой отношение объема, занятого зернами, к общему объему. Объем пор (P), или пространства, «не занятого» зернами, в пределах некоторого объема можно представить как

$$P = 1 - C. \tag{4.8}$$

Бэгнольд [41] развивал концепцию линейной концентрации (λ), которая представляет собой отношение диаметра частицы (d) к расстоянию между соседними частицами (s), т. е.

$$\lambda = d/s. \tag{4.9}$$

Эта величина линейной концентрации связана с концентрацией объема фракций следующим образом:

$$C = \frac{C_*}{(1/\lambda + 1)}, \tag{4.10}$$

где C_* – максимально возможная концентрация, когда $\lambda = \infty$ ($s = 0$) в условиях ромбоэдрической упаковки (см. ниже). C_* для шара равна 0,74.

Упаковка частиц в отложениях частично определяет *пористость*, *проницаемость* и *прочность*. Существуют разные типы упаковок для скоплений сферических зерен. Наиболее простыми конечными членами ряда являются кубическая и ромбоэдрическая упаковки (рис. 4.5), в которых пористость составляет 48 и 26% соответственно. Эти величины можно принять как максимальную и минимальную для примерно равных сфероидных тел. В большей части естественных отложений, сложенных зернистым материалом и не прошедших стадию цементации, пористость имеет промежуточные значения.

На характер упаковки, а следовательно, и на многие свойства отложившихся частиц влияет ряд факторов. Вероятно, одним из важнейших является форма зерен. Достаточно представить себе различия, возникающие при неправильной упаковке равноосных сфер, кубов и пластин. Очень высокая пористость может возникнуть при накоплении обломков раковин, когда «дыры» сохраняются, если ранняя цементация (гл. 29) препятствовала уплотнению. Во многих свежеотложенных глинах обнаруживается очень высокая (до 90%) исходная пористость, связанная с сетчатой укладкой чешуек глинистых минералов, обусловленной флоккуляцией (гл. 9, 11); но уплотнение, как правило, приводит к исчезновению такой пористости.

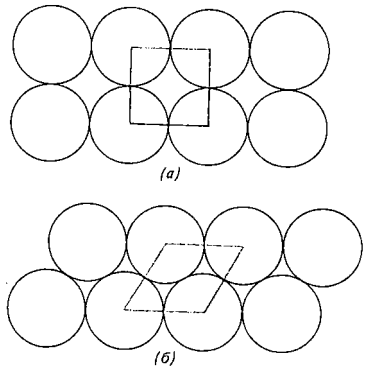


Рис. 4.5. Вертикальные разрезы, иллюстрирующие кубический (*а*) и ромбоэдрический (*б*) способы упаковки шаров одинакового размера. Эти две упаковки соответствуют теоретическому максимуму и минимуму пористости.

Воздействие скорости осадкообразования на упаковку описано в работе Грея [315]. При большой скорости осадконакопления происходят соударения частиц и возникают помехи, мешающие отложению на поверхности осадка (которая перемещается снизу вверх). Это препятствует отдельным частицам занять оптимальное положение для образования правильной ромбоэдрической упаковки, которая может возникнуть при малой скорости осадконакопления. Формирующаяся местами кубическая упаковка и наличие пустот приводят к повышенной пористости (рис. 4.6). Такие взаимные помехи должны особенно сильно сказываться при отложении хлопьеобразных частиц, поскольку в накопившейся массе содержится много вертикально расположенных хлопь-

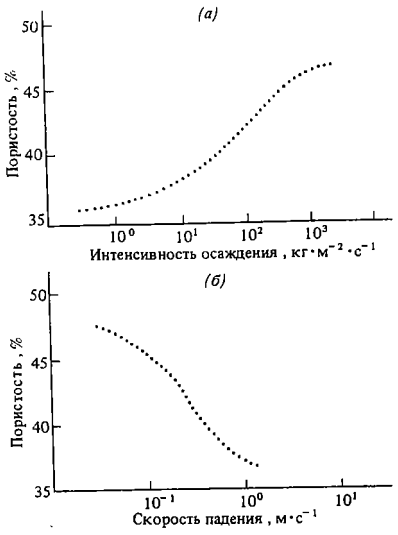


Рис. 4.6. Пористость песчаных агрегатов как функция скорости отложения (*а*) и скорости падения отдельных частиц (*б*) (по Грею [315]).

ев, что определяет высокую пористость. Рост скорости падения частиц приводит к снижению пористости (рис. 4.6) и обусловливает плотную упаковку, так как при ударах частиц о дно кинетическая энергия передается нижележащим слоям, при толчках возникают напряжения, что и приводит к снижению пористости (рис. 4.6). Переориентировка частиц под действием вибрации широко используется в промышленности и в быту для того, чтобы добиться наиболее удовлетворительного заполнения какой-либо емкости или контейнера.

Пористость естественных песков с одинаковой упаковкой, разумеется, не зависит от размера зерен, однако она может изменяться в зависимости от сортировки [65]. Эксперименты показали, что между хорошо сортированными и плохо сортированными песками с одинаковым медианным диаметром разница в пористости достигает 25%.

Пористость и проницаемость – принципиально различные параметры. Как мы уже знаем, пористость – это часть пространства, расположенная между твердыми частицами в данном объеме. Проницаемость, напротив, характеризуется скоростью, с какой флюид, заключенный в порах, может перемещаться по их системе[1]. Ясно, что между этими двумя параметрами связь вообще может отсутствовать. Уяснению этого различия может помочь аналогия с домом, где комнаты можно сопоставить с порами, а соединяющие их коридоры и двери – с проницаемостью. Степень взаимосвязи пор, несомненно, имеет большое практическое значение в нефте- и водоносных горизонтах. Многие диагенетические процессы (в основном уплотнение и рост аутигенных минералов) приводят к уменьшению взаимосвязи между порами (см. гл. 27–31).

4з. Об ориентировке зерен. Изучение строения позволяет установить характер ориентировки зерен в агрегатах. Понятно, что сферические зерна не обладают преимущественной ориентировкой. Не равные по размерам зерна иногда могут не обнаруживать четкой ориентировки. В обоих случаях мы говорим об *изотропном* строении. Анизотропное строение обычно возникает в процессе транспортировки зерен или их осаждения, которые приводят к тому, что зерна «выстраиваются» в каком-то предпочтительном направлении (см. работу [425]). Вероятно, одним из наиболее распространенных видов анизотропного строения является *черепитчатое расположение*, когда зерна располагаются длинной осью *а* перпендикулярно направлению течения, и наклонены под небольшим ($< 20°$) углом против течения. Такая ориентировка возникает при слабом движении донных наносов (перекатывание или скольжение зерен). При более сильном течении зерна стремятся к сальтации и ориентируются осью *а* параллельно направлению течения. Преобладающая ориентировка очень сильно зависит как от способа транспортировки, так и от способа отложения. Удлиненные зерна в зернистых и грязекаменных потоках (гл. 7) также приобретают ориентировку длинной осью параллельно течению, а плоскость *b*–*c* наклонена против течения. В моренах обломки обнаруживают параллельность осей *а* направлению движения потока (гл. 17), но определенная их часть ориентируется перпендикулярно. Изотропное строение обычно формируется при очень быстром отложении, как, например, в осадках мутьевых потоков, очень сильно насыщенных твердой составляющей.

[1] Строго говоря, проницаемость – это свойство породы пропускать сквозь себя флюиды. Коэффициент проницаемости, как мера этого свойства, имеет размерность площади м^2. Поэтому скорость фильтрации при прочих равных условиях является лишь функцией проницаемости. – *Прим. ред.*

4и. Выводы. Современные методы обработки гранулометрических анализов на ЭВМ дают возможность быстро вычислить средний размер зерен, среднеквадратичное отклонение, асимметрию и другие статистические характеристики. Эти свойства распределений размеров зерен являются фундаментальными описывающими их параметрами, находящими широкое применение в седиментологических исследованиях. В гранулометрии широко используется логарифмический масштаб (ф). Интерпретация гранулометрических данных противоречива, особенно это относится к так называемым прямолинейным отрезкам. Новейшие попытки гидравлической интерпретации и изучение гранулометрии отдельных тонких слойков показали, что следует различать сортировку вообще и сортировку в процессе переноса. Износ кварцевых зерен и их раскалывание во время транспортировки сильно облегчаются наличием ослабленных плоскостей отдельности и трещин. Общие особенности совокупности зерен (такие, как пористость, упаковка и проницаемость) определяются рядом переменных, включая форму зерен, скорость осадконакопления и сортировку.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Книгу Фолка [270] можно еще раз рекомендовать как возбуждающее мысль, ясное и не требующее математической подготовки вводное изложение проблемы, касающейся размеров и формы зерен. Ясное введение в статистические проблемы дано в работе Тилла [824]. Методика анализов описана Карвером [146]. Альтернативные взгляды на проблему прямых отрезков (гранулометрических кривых. – *Перев.*) изложены в работах Вишера [838] и Миддлтона [573]. Представления Бэгнольда изложены в его книге [41], строгая статистическая терминология – в статье, написанной совместно с Барндорффом-Нильсеном, специалистом по математической статистике (Bagnold, Barndorff-Nielsen, 1980), а Грей [315] приводит множество ценных данных об общих особенностях осадочных пород. В статье Бирда и Уэйла [65] приведена серия фотографий, иллюстрирующих различие сортировки в песках; их можно применять для визуальной оценки сортировки, не прибегая к количественному детальному анализу.

2 Поток жидкости и транспортировка осадков

До того как отдал я тридцать лет изучению Дзен, видел я, что горы – это горы, а воды – это воды. Достигнув углубленного знания, пришел я к тому, что горы – это не горы, и воды – это не воды. Но, проникнув в самую суть, достиг я спокойствия. Ибо теперь снова вижу я, что горы – это горы, а воды – снова воды.

Из высказываний Чинь-Юаня

Фото 2. Интенсивный перенос материала по обнажившейся поверхности межприливной отмели при сильном ветре. Обратите внимание на плотность и мощность приповерхностного слоя, нагруженного транспортируемым материалом (который частично скрывает ноги человека), и хорошо заметные «ветровые гряды» песка, позволяющие наблюдать мощные вторичные завихрения в приграничном слое ветрового потока (Уэлс, северный Норфолк, Англия).



Тема. После образования зерна осадочного материала могут включиться в многочисленные системы потоков, существующие на поверхности суши и в море. Во второй части книги мы рассмотрим основополагающие принципы движения однонаправленного потока жидкости, уделяя особое внимание его способности переносить зернистый материал. Любая движущаяся жидкость может прилагать к неровным границам твердого тела горизонтальную и вертикальную составляющие силы, которые осуществляют работу по перемещению зерен и по размыву слоев осадка. Мы не стремимся здесь к подробному математическому выводу уравнений поведения чистых жидкостей. Большее внимание мы уделяем динамике системы из жидкости и зернистого материала с точки зрения общих законов физики. Этот раздел гидравлики размываемого дна, интересный сам по себе, представляет научную основу изучения осадочных текстур и осадочных фаций. Дальнейшие аспекты условий осадкообразования и природных потоков (в пустынях, зонах приливов и волнений) рассмотрены в соответствующих главах части 5.

5 Свойства жидкостей и их движение

5а. Введение. В каком бы климате мы ни жили, каждодневный опыт помогает нам постичь сложность движения флюидов: порывы ветра с завихрениями, которые мы наблюдаем благодаря движению взвившихся в воздух листьев; величественное зрелище переполненного обломочными зернами речного потока, образующего водовороты; разливы и паводки, вырывающиеся из устьев обычно сухих русел в пустыне; закручивающиеся внутрь спирали торнадо – «дьявола пустыни». В данной главе мы рассмотрим некоторые основные особенности движения жидкостей. Уровень изложения потребует лишь элементарных знаний в области механики. Простейшие выводы некоторых основных уравнений кратко изложены в приложениях в конце каждой главы. Читатель должен все время помнить о значении в области седиментологии фундаментальных особенностей механики жидкостей для проблемы транспорта осадочного материала. Труды по гидромеханике более высокого уровня обычно носят «чистый» характер и рассматривают математические выводы фундаментальных уравнений потока применительно к жидкости, в которой нет зерен. Поскольку решение таких частично дифференциальных уравнений не просто, многое можно установить с помощью экспериментальных исследований в области механики жидкостей. Применить законы динамики жидкостей к естественным потокам, транспортирующим твердый материал, нельзя без значительных математических упрощений.

Сначала давайте усвоим, что термин *жидкость* [1] относится к целому ряду веществ,

[1] В переводе использовано дословное значение слова fluid. В отечественной научной литературе для обозначения рассматриваемых веществ – жидкостей и газов, обладающих указанными ниже свойствами, в частности миграционной способностью («текучестью»), используется общий термин «флюид», т. е. слово это не переводится. – *Прим. ред.*

примерами которых в природе могут служить такие жидкости, как вода, кровь, сырая нефть, и такой газ, как воздух. Для всех перечисленных тел характерно общее свойство – *приложение самой незначительной внешней силы заставляет их изменять внешнюю форму непрерывно, пока прилагается сила.* Поэтому жидкость может сохранять однажды принятую собственную форму только в том случае, если она ограничена какими-то внешними границами. Такие же ограничения применимы и к газам, например к воздуху; кроме того, газ стремится заполнить весь объем, который ему доступен. Следовательно, в отличие от жидкости он не может иметь собственной свободной поверхности.

Далее, согласимся, что мы не будем учитывать процессы, идущие в жидкости на молекулярном уровне; будем считать, что свойства жидкости, рассмотренные ниже, относятся к некоторому ее объему, в котором располагается большое число отдельных молекул. Приняв эту *гипотезу континуума* (непрерывности) как формальную, поскольку интуитивно мы ее так или иначе принимаем, мы получаем возможность рассматривать такие свойства жидкости, как плотность, вязкость, температура и скорость, в качестве усредненных параметров применительно к небольшим объемам и отдельным частицам жидкости. Проиллюстрируем такое упрощение на примере воздушного потока. Известно, что отдельные молекулы газа движутся с очень большой скоростью, но довольно беспорядочно, хотя относительно друг друга их скорости велики. Несмотря на это, можно быть уверенным в том, что и небольшой объем газа в целом движется в каком-то направлении с некоторой скоростью. Поскольку *вектор* скорости поддается измерению, можно принять на основе гипотезы континуума, что наши измерения характеризуют среднюю скорость в некоторой точке.

5б. Физические свойства. Плотность (ρ) представляет собой массу, приходящуюся на единицу объема (ML^{-3}), и ее нельзя смешивать ни с удельной плотностью (отношение плотности жидкости к плотности воды), которая численно равна плотности только в системе СГС (ныне неприменяемой), ни с удельным весом (сила веса на единицу объема). Значения плотности ряда естественных жидкостей приведены в табл. 5.1. Газы, например воздух, характеризуются небольшой плотностью и способностью сжиматься до любого объема. Низкая плотность объясняется малым числом молекул на единицу объема, а высокая сжимаемость – большими расстояниями между ними. Плотность уменьшается при повышении температуры. Значительно бóльшая плотность жидкостей по сравнению с газами отражает гораздо большее число молекул на единицу объема. По той же причине сжимаемость жидкостей гораздо меньше, чем у газов. У большинства жидкостей при снижении температуры наблюдается тенденция к снижению плотности; исключение составляет вода, которая, как широко известно, расширяется ниже $+4°C$ (гл. 1).

Вязкость (μ) является мерой сопротивления вещества изменению формы при конечной скорости: например, при помешивании жидкости в сосуде движение ложки испытывает сопротивление из-за вязкости вещества. Вязкость измеряется в единицах силы, деленной на единицу площади и на единицу градиента скорости ($ML^{-1}T^{-1}$). Мы рассматривали здесь только чистые жидкости. Однако надо иметь в виду, что добавление растворенного или тонкораспыленного вещества может резко увеличить вязкость в объеме жидкости, которая становится уже нечистой. Эта проблема была теоретически изучена Альбертом Эйнштейном в 1905 г. для случая сильно разбавленных суспензий. Для седиментологии эти результаты имеют важные следствия (гл. 6 и 8).

Таблица 5.1. Плотность и молекулярная вязкость некоторых естественных и искусственных «жидкостей»

Вещество	Плотность, $кг \cdot м^{-3}$	Молекулярная вязкость, $N \cdot с \cdot м^{-2}$
Воздух	1.3	$1.78 \cdot 10^{-5}$ (20 °C)
Вода	1000	$1{,}00 \cdot 10^{-3}$ (20 °C)
Глицерин	1262	$1.50 \cdot 10^{0}$ (20 °C)
Ожиженный песок	Изменчива	$\approx 1.00 \cdot 10^{0}$
Потоки обломочного материала*	1500–2600**	$\approx 1.00 \cdot 10^{2}$–$1.00 \cdot 10^{3}$
Базальтовая магма*	2700	$3.00 \cdot 10^{2}$–$3.00 \cdot 10^{3}$
Верхняя мантия	3300	$\approx 1.00 \cdot 10^{20}$

* Потоки неньютоновского типа. ** Значения меняются в зависимости от содержания воды.

Значения молекулярной вязкости некоторых природных жидкостей и газов приведены в табл. 5.1. Вязкость газов мала, так как их молекулы могут перемещаться на большие расстояния без помех со стороны других молекул, поэтому сопротивление движению невелико. Более высокие значения вязкости для жидкостей объясняются трудностями перемещения молекул относительно друг друга из-за взаимных столкновений и прилипания (адгезии). Вязкость всех жидкостей уменьшается с ростом температуры, поэтому, приводя значения вязкости, нужно указывать соответствующую температуру.

До сих пор мы рассматриваем молекулярную вязкость как константу (при постоянной температуре), т. е. считаем, что на ее величину не действует ускорение сдвига. Это означает, что скорость, с которой мы мешаем жидкость, не оказывает воздействия на сопротивление сдвигу. Такие жидкости называются *ньютоновскими* (рис. 5.1). Поскольку изменчивость вязкости жидкостей приводит к различным осложнениям, можно считать удачей, что вода имеет свойства ньютоновской жидкости. Однако необходим осторожный подход, так как возникновение вихрей при движении жидкости в потоке приводит к дополнительному сопротивлению благодаря *вихревой вязкости*, которое для данной жидкости и температуры может меняться.

Неньютоновские жидкости, изучаемые *реологией*, обнаруживают изменчивость μ в зависимости от усиления напряжения или



Рис. 5.1. Схематический график, иллюстрирующий «ньютоновское» и «бингемовское» поведение жидкостей.

сдвига. В природе таким свойством обладают многие насыщенные водой глинистые пласты. Это очень важно для процессов оползания, оплывания и лавинообразования. Из обыденных веществ неньютоновскими являются кровь, сметана, эмульсионные краски, майонез. Быстрое помешивание банки с эмульсионной краской или взбалтывание баночки с майонезом вызывает силы сдвига, разрывающие молекулярные связи и заставляющие оба вещества течь с большей скоростью. Это явление полностью обратимо. Аналогичным образом сотрясение, вызванное ударной волной землетрясения, может разжижить массу насыщенных водой илов и привести к их течению вниз по склону. У неньютоновских жидкостей обычно высокий молекулярный вес и склонность к образованию межмолекулярных связей. Прилагаемое усилие должно быть достаточно велико, чтобы содействовать молекулярной кинетической энергии в разрыве связей с такой скоростью, чтобы это поддерживало течение. Молекулы с большим молекулярным весом имеют неупорядоченное строение, и поэтому многие связи могут разорваться еще до начала движения. Течение стремится выровнять молекулы в ряд, и поэтому в какой-то момент времени после приложения достаточного усилия скорость течения будет возрастать по мере снижения вязкости.

Пластичные вещества, к которым нужно приложить первоначальное, «инициирующее», усилие перед тем, как в них возникнет

напряженное состояние, также могут иметь постоянную вязкость. В этом случае их называют идеальными или *бингемовскими пластичными телами* (рис. 5.1). Если вязкость у них может изменяться в зависимости от прилагаемого усилия, они называются псевдопластичными, или *тиксотропными*, телами (см. гл. 8).

Наконец, следует заметить, что при анализе состояния жидкостей часто используется отношение молекулярной вязкости к плотности жидкости. Это отношение ($\mu : \rho = \nu$) называется *кинематической вязкостью* и имеет размерность L^2T^{-1}.

5в. Линии тока и их визуальное выявление. Если бы было возможно проследить траектории различных элементов жидкости в потоке на протяжении некоторого времени, то появилась бы возможность нанести на план эти траектории и получить полную картину того, как поток обтекает препятствия (в виде зерен осадка или ряби) или обходит изгибы русла. Поток жидкости можно нанести на план в виде *линий тока*, которые можно определить как воображаемые линии, проведенные внутри потока таким образом, чтобы касательные к ним располагались в направлении течения. Линии тока обычно изогнуты, но не могут пересекаться, так как в точке пересечения поток имел бы две скорости, а это невозможно.

Как можно видеть на рис. 5.2, количество жидкости, проходящей в единицу времени через сечение между двумя линиями тока, равно количеству, проходящему через



Рис. 5.2. Конический трубопровод, иллюстрирующий неразрывность потока между двумя сходящимися линиями тока. В постоянном потоке масса жидкости, проходящая через любое сечение, одинакова, т. е. $\rho u_1 S_1 = \rho u_2 S_2$. Следовательно, если $S_1 > S_2$, то $u_2 > u_1$. ρ – плотность жидкости, S – площадь поперечного сечения, u – скорость.

любые другие сечения между этими же линиями тока. Этот принцип *неразрывности* следует из того, что линии тока не пересекаются и жидкость не может течь поперек них. Поэтому в том случае, когда линии тока расходятся и площадь проведенного через них сечения возрастает, как это случается в расширяющемся устье дельтовой протоки, скорость должна уменьшаться. Такое расширение применимо и к расходящимся линиям тока, как в случае обтекания донной формы типа ряби. Обратившись к рис. 5.2, можно видеть, что скорость, с которой масса входит в данный объем, равна $\rho u_1 S_1$, а скорость, с которой масса вытекает из данного объема, составляет $\rho u_2 S_2$. Если масса постоянна, тогда $\rho u_1 S_1 = \rho u_2 S_2$. Читатели с более высокой математической подготовкой могут заметить, что это равенство представляет собой форму уравнения неразрывности $\operatorname{div} \bar{u} = 0$.

Постоянные потоки – это те, в которых в любой точке жидкости ее средняя скорость, давление, плотность и температура остаются теми же самыми и не изменяются с течением времени. Потоки, в которых скорость постоянна вдоль направления течения, называются *однородными*, а *неоднородными* называются те, в которых обнаруживаются изменения скорости (например, в потоках, обтекающих такие донные формы, как рябь и гряды).

Картина линий тока может быть рассчитана или перечерчена с фотографий. При визуальном изучении потоков в жидкость вводят мелкие частицы-трассеры (краску, порошки, пузырьки газа). *Траектории частиц* получаются при однократном введении трассеров и затем их длительном наблюдении или фотофиксации. *Линии движения* получаются, если трассеры вводятся непрерывно, но наблюдаются или фотографируются краткосрочно. В постоянных потоках линии тока, траектории частиц и линии движения идентичны, но их можно вычертить относительно неподвижного или перемещающегося наблюдателя (рис. 5.3).

Как будет показано ниже, линия тока, ближайшая к границе раздела потока и твердого вещества, является очень важной. Она называется *донной (граничной) линией тока*. Эту линию можно проследить на основании борозд растворения, образующихся на моделях из алебастра (рис. 8.5). Они дают ценнейшую информацию относительно линий тока над донными формами (гл. 8).

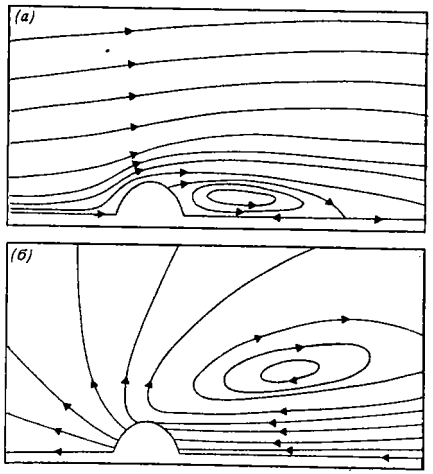


Рис. 5.3. Различные схемы расположения линий тока при (*а*) обтекании потоком неподвижного круглого в сечении цилиндра (показана только половина поля потока) и (*б*) при движении цилиндра в жидкости, причем жидкость в удалении от цилиндра находится в покое. Заметим, что в случае *а* линии тока представляют собой также траектории частиц и струек жидкости, так как схема движения не изменяется. Смыкающиеся линии тока позади цилиндра очерчивают область ламинарного разделения (см. разд. 5к). Расположение линий в случае *б* – мгновенное. Если изображение будет иметь неограниченные размеры, все линии тока замкнутся. Линии тока здесь не идентичны траекториям частиц или движению струек [830].

5г. Трение, изменения давления и баланс энергии. Для упрощения математического анализа в области *гидродинамики* часто принимается, что жидкости являются *идеальными*. Это означает, что жидкость рассматривается как несжимаемое вещество, не оказывающее сопротивления течению, т. е. $\mu = 0$; жидкость не испытывает *внутреннего трения*. Сформулировать математические законы гидродинамики с помощью таких упрощений гораздо легче. Но многие существенные явления в жидкостях, имеющие седиментологическое значение, не находят при этом объяснения и не могут быть предсказаны с помощью теории идеальной жидкости.

При движении *реальной* жидкости в результате внутреннего трения возникают зоны замедления потока, приближенные к постоянным границам потока (см. рис. 5.7–5.9). Эти зоны замедления, открытые немецким физиком Прандтлем в 1904 г., известны как *граничные слои*. Граничный слой представляет собой зону, где происходит падение скорости и где силы вязкости приводят к напряжению сдвига. Вблизи стенки русла или твердой границы потока имеется слой, где молекулы жидкости прилипают к твердому веществу (слой абсорбции). При течении жидкости скорость стремится к нулю вблизи твердой границы, так как слой абсорбции не приходит в движение. Вязкое замедление потока постепенно сходит на нет с удалением от границы. В некоторой точке потока, где это происходит, скорость не изменяется и поэтому нет напряжений; поток называется *свободным*.

Там, где жидкость не перемещается, на нее действуют только *статические* силы, обусловленные ее весом. Если жидкость движется, должны в соответствии со вторым законом Ньютона действовать другие силы в дополнение к статическим. Мы увидим далее, что силы, вызывающие движение, связаны с различным давлением на элементы жидкости. Когда жидкость перемещается с постоянной скоростью, силы, вызванные трением и вязкостью, действуют в направлении, противоположном давлению. Эти силы трения точно уравновешивают силы давления. Таким образом, в постоянном потоке потеря энергии, вызванная трением, должна сопровождаться падением давления.

Рассмотрим теперь баланс энергии в движущейся идеальной жидкости. *Потенциальная энергия* представляет собой энергию положения, и ее можно рассматривать как запасенную в данном объекте работу относительно некой поверхности. Если объект имеет массу m, сила, направленная вниз, составляет mg ньютонов, а работа, которую нужно произвести, чтобы поднять объект на высоту h относительно поверхности, составит mgh джоулей. *Кинетическая энергия* жидкого объекта – это энергия, заключенная в нем в момент движения и равная работе,

которая нужна для приведения его из состояния покоя в состояние движения. Если объект с массой m подвергается ускорению a, чтобы из состояния покоя перейти в движение и достичь скорости u на расстоянии s, то его ускорение можно вычислить по формуле

$$u^2 = 2as, \tag{5.1}$$

и сила, вызывающая ускорение, равна

$$f = ma = \frac{mu^2}{2s}. \tag{5.2}$$

Работа, проделанная над объектом, равна силе, умноженной на путь:

$$w = \frac{mu^2}{2s} \cdot s = \frac{1}{2}mu^2. \tag{5.3}$$

Это является формулой кинетической энергии. Закон сохранения энергии гласит, что сумма потенциальной и кинетической энергий представляет собой константу. Таким образом, потенциальная энергия падающей массы постоянно преобразуется в кинетическую энергию.

Третий тип энергии в жидком объекте – *энергия давления* (p), которая вызывает проведение работы посредством создания давления жидкости, как в пневматических системах.

Закон сохранения энергии в применении к потоку жидкости выражается знаменитым *уравнением Бернулли*:

$$\underbrace{\frac{1}{2}\rho u^2}_{\text{кинетическая энергия на единицу объема}} + \underbrace{\rho g h}_{\text{потенциальная энергия на единицу объема}} + \underbrace{p}_{\text{общее давление жидкости}} = \text{суммарная энергия}$$

$$\text{const (вдоль потока)}. \tag{5.4}$$

Уравнение Бернулли выведено в приложении 1 к данной главе. Для седиментологии исключительно важное значение имеет ряд следствий из этого уравнения, относящихся к давлению и изменению скорости. Мы их рассмотрим в разд. 5к и в гл. 6. Но возможно, читатель уже заметил одно важное следствие (*подсказка*: что будет, если скорость возрастает вниз по течению?). Уравнение Бернулли является также основой для измерения скорости в отдельных точках с помощью специального прибора – *трубки-датчика давления*.

По существу, уравнение Бернулли, как было уже сказано, строго справедливо лишь для нашего старого друга – «идеальной жидкости». Раньше упоминалось, что в реальной жидкости происходит потеря энергии вниз по течению за счет трения. Поэтому суммарная энергия не является постоянной, а снижается за счет рассеяния энергии.

Рассмотрим полезную формулу, описывающую поведение потоков в целом в руслах и трубопроводах. Рассмотрим перепад давлений h между двумя точками, расположенными на расстоянии l друг от друга в трубопроводе диаметром d. Согласно уравнению Дарси – Вайсбаха,

$$h = \frac{4flu^3}{d2g}, \tag{5.5}$$

где u – средняя скорость потока; f – коэффициент трения, зависящий от шероховатости стенок трубопровода, который можно определить экспериментально.

Рассмотрим открытое русло (рис. 5.4) с постоянным однородным потоком, уклоном $\sin\alpha$, длиной l и средней глубиной h. Пусть ρ – плотность воды. Направленное вниз по течению воды напряжение сдвига τ, действующее на единицу площади, составит

$$\tau_0 = \rho g h \sin\alpha. \tag{5.6}$$

Формула (5.6) представляет собой уравнение напряжения влечения, впервые выведенное Дюбуа. Уравнения Дарси – Вайсбаха и Дюбуа можно объединить:

$$\tau_0 = \frac{f\rho u^2}{8}, \tag{5.7}$$

и

$$u = \sqrt{\frac{8g}{f}} \cdot \sqrt{Rs} \quad \text{(формула Шези)}, \tag{5.8}$$

где $8g/f$ – коэффициент Шези; R – гидравлический радиус, который приближенно равен средней глубине (в широких естественных руслах).

Приведенная выше формула полезна при определении средних параметров потока. Факторы трения в турбулентных потоках

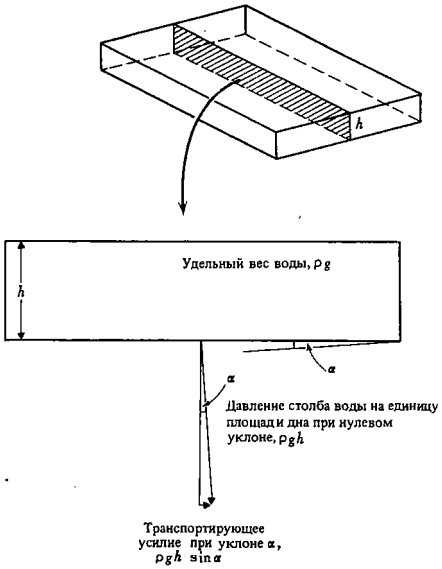


Рис. 5.4. Образование транспортирующего придонного напряжения сдвига в однородном постоянном потоке воды по уклону. ρ – плотность воды.

зависят от числа Рейнольдса и относительной шероховатости стенок русла (см. разд. 5д и 5з). В гл. 6 будет показано, что различные донные формы имеют радикально отличные значения f. Следует различать трение, вызываемое действием лежащих на дне зерен (*шероховатость частиц*), и трение, вызванное донными формами, такими, как рябь и гряды (*шероховатость донных форм*).

В повседневной речи мы можем определять поток как медленный или быстрый, слабый или сильный. В практике исследований существует немало параметров, взаимно заменяющих друг друга, которые можно использовать для более точного определения размеров и мощности потока. Нам уже встречались понятия средней скорости и приграничного напряжения сдвига. Произведение этих параметров дает величину *силы потока* (ω), приложимую к единице площади дна потока (Бэгнольд, 1963, 1966b):

$$\omega = \bar{u}\tau_0 \text{ (размерность } MT^{-3}). \tag{5.9}$$

В русле наличное количество энергии (Ω) на единицу длины представляет собой скорость преобразования потенциальной энергии в кинетическую по мере передвижения по уклону (S):

$$\Omega = \rho g Q S, \tag{5.10}$$

где Q – полный расход потока. Общее количество доступной энергии в столбе жидкости на единицу площади дна тогда составит

$$\omega = \frac{\Omega}{\text{ширина потока}} = \frac{\rho g Q S}{\text{ширина потока}} =$$

$$= \rho g d S \bar{u} = \tau \bar{u} \tag{5.11}$$

с учетом определения τ в формуле (5.6). Понятие о доступной энергии потока очень важно, поскольку Бэгнольд широко использовал его в своей теории транспорта осадков (гл. 6).

5д. Число Рейнольдса. В 1883 г. Осборн Рейнольдс измерил падение давления в трубопроводе, через который с разной скоростью пропускали через кран воду (рис. 5.5). Как уже было показано, снижение скорости объясняется потерями при трении, когда реальная жидкость проходит по системе трубопроводов. Рейнольдс установил, что потеря давления в трубопроводе на единицу длины возрастает по мере роста скоро-

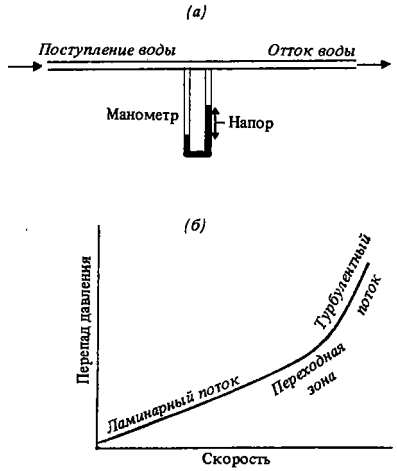


Рис. 5.5. Установка Рейнольдса и график снижения давления в трубе в зависимости от скорости течения.

сти; но с некоторого момента потеря растет быстрее. До этой точки или, скорее, переходной области график имеет вид прямой, соответствуя выражению

$$\Delta p = k_1 u, \qquad (5.12)$$

где Δp – потери давления; k_1 – постоянная величина.

Выше переходной области

$$\Delta p = k_2 u^n, \qquad (5.13)$$

где n колеблется от 1,75 до 2,0, а k_2 – постоянная величина, отличная от k_1.

Предположив, что течение развивается по какой-то иной схеме, Рейнольдс проверил это в опыте, введя в поток окрашенную струйку в прозрачном трубопроводе (рис. 5.6). При малых скоростях окрашенная струйка протягивалась внутри трубопровода по прямой, а поток получил название *ламинарного* или вязкого. С возрастанием скорости окрашенная струйка распадалась на *вихри* и в конце концов окрашивала весь поток. Это был *турбулентный* поток.

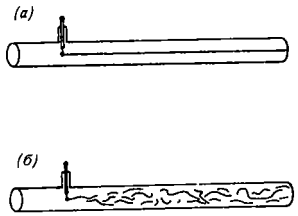


Рис. 5.6. Эксперименты Рейнольдса по визуальному наблюдению потока, в которых применялись стеклянные трубки и окрашивание потока. Были установлены а) ламинарный, б) турбулентный типы потока (см. также рис. 5.5).

Принципиальное выделение двух типов режима потока явилось одним из важнейших достижений в области динамики жидкостей. Повторение экспериментов в трубопроводе с разными жидкостями и с различными диаметрами трубопровода позволило выявить, что критическая скорость перехода к турбулентному режиму неодинакова в каждом опыте. Применив методику *количественного анализа* (см. работу [575]), Рейнольдс установил, что смена ламинарного режима турбулентным происходит при определенных количественных показателях, определяемых выражением

$$Re = \frac{\rho d u}{\mu} = \frac{\bar{u} d}{\nu}, \qquad (5.14)$$

где $\bar{u}$ – средняя скорость потока; ρ, μ – плотность и вязкость жидкости ($\nu = \mu/\rho$); d – внутренний диаметр трубопровода. За Re закрепилось название *числа Рейнольдса* в честь первооткрывателя явления.

Можно рассматривать число Рейнольдса (безразмерную величину) как отношение двух сил, действующих на жидкость. Силы вязкости оказывают сопротивление деформации жидкости, причем чем выше молекулярная вязкость, тем больше сопротивление. *Силы инерции* олицетворяют сопротивление жидкости ускорению. Число Рейнольдса можно вывести из первых принципов, как это показано в приложении 5.2. Когда преобладают силы вязкости, как, например, в потоке глицерина или сиропа, число Рейнольдса мало и режим потока ламинарный. Когда преобладают силы инерции (в атмосферных потоках воздуха или в большей части водных потоков в реках), число Рейнольдса будет велико, а режим – турбулентным. Для потоков в трубопроводах и каналах критическая область располагается между 500 и 2000. Следует, однако, с осторожностью подходить к определениям ламинарности потока в вязких жидкостях. Критерий Рейнольдса определенно зависит от четырех параметров, а не только от одного. Следовательно, очень малая вязкость или очень низкая скорость течения могут дать тот же результат, что и высокая вязкость. Например, тела, перемещающиеся в воздухе, обычно вызывают турбулентность, но тело очень малых размеров (как пылинка или муха) может встретиться с характеристиками вязкости. Поэтому Шапиро [744] в своей классической работе отмечает: «...следует скорее говорить об *очень вязкой ситуации*, чем об очень вязкой жидкости». Потоки с одинаковым числом Рейнольдса называются *динамически подобными*. Эта характеристика часто используется в экспериментах по моделированию.

Нужны некоторые пояснения по поводу линейного масштаба для расчета критерия Рейнольдса. Для трубопровода за основу принимается диаметр, но для русла реки

или любого другого открытого русла это средняя глубина потока. Для ветрового потока линейный масштаб определить сложнее. В аэродинамической трубе им служит ее высота (диаметр. – *Перев.*), но для атмосферного потока приходится принимать мощность граничного слоя. При вычислении критерия Рейнольдса для зерен в качестве линейного масштаба принимается средний диаметр (точнее, средний размер зерен. – *Ред.*).

5е. Число Фруда. В разд. 5д и в приложении 5.2 дано определение и вывод безразмерного критерия Рейнольдса. Второй относительный безразмерный параметр – число Фруда – применяется для ламинарных или турбулентных потоков со свободной поверхностью или с внутренней границей, в которых для возникновения течения существенную роль играет сила тяжести. Число Фруда определяется отношением

$$\frac{\text{сила инерции}}{\text{сила тяжести}} \quad \frac{\rho l^2 u^2}{\rho l^3 g} = \frac{u^2}{lg} = \frac{u}{\sqrt{lg}},$$

где ρ – плотность жидкости; l – длина; u – скорость.

Это отношение названо по имени Уильяма Фруда, кораблестроителя и теоретика, который впервые предложил его.

Другой способ оценки значения числа Фруда – это понимание выражения $\sqrt{lg}$ как скорости (скорости перемещения) малой гравитационной волны в спокойном мелководном бассейне (см. приложение 18.1). Число Фруда – это отношение скорости течения к скорости малой волны, возникающей в потоке. Если число Фруда меньше единицы, то скорость волны больше скорости течения. Следовательно, волны от камешка, брошенного в воду, могут перемещаться против течения. Такой поток называется *спокойным*. При значении числа Фруда более единицы поток является *бурным*.

Для потоков плотной жидкости вычисляется *денсиметрическое* число Фруда (гл. 7 и 19) по формуле

$$u \Big/ \left(\lg \frac{\Delta\rho}{\rho} \right)^{1/2},$$

где $\Delta\rho$ – разница в плотности между слоями; ρ – средняя плотность.

5ж. Ламинарные потоки. В естественных потоках ламинарный режим распространен меньше, чем турбулентный. Ламинарными являются потоки льда и глинисто-обломочных масс, хотя эти вещества относятся к неньютоновским.

На рис. 5.7 показано ламинарное течение ньютоновской жидкости (воды) по твердому недеформируемому дну. Как было отмечено выше, силы межмолекулярного взаимодействия заставляют жидкость у границы с дном прилипать к нему и оставаться в неподвижности. Однако вышележащие «слои» жидкости будут скользить относительно подстилающих со скоростью, определяемой величиной молекулярной вязкости. Возникает перепад скорости. Рассмотрим прямоугольный элемент жидкости (abcd), расположенный между линиями тока. В единицу времени форма этого элемента изменится, и он превратится в параллелограмм (a′b′c′d′). Деформация сдвига возникает в результате течения, поскольку скорости в точках a и b превышают скорость в точках c и d на величину δu. Таким образом, вязкое натяжение сдвига, или градиент скорости,

$$\gamma = \frac{\delta u}{\delta y} = \frac{du}{dy},$$

а вязкое напряжение сдвига τ представляет собой произведение молекулярной вязкости на вязкое натяжение сдвига, т. е.

$$\tau = \mu \frac{du}{dy}. \qquad (5.15)$$

Это простое соотношение впервые было предложено Ньютоном, и, как указано вы-

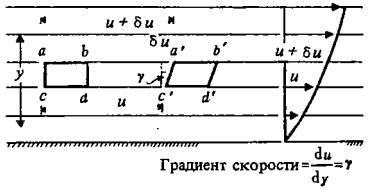


Рис. 5.7. Ламинарное течение жидкости по твердому дну. Силы молекулярного притяжения заставляют жидкость у дна оставаться неподвижной. Вышележащие слои жидкости скользят относительно нижележащих с ускорением, зависящим от вязкости жидкости. При этом возникает граничный слой (объяснения см. в тексте).

ше, те жидкости, в которых вязкость под действием возрастающего натяжения не испытывает изменений, называются ньютоновскими.

Мы подошли к такому моменту, когда необходимо рассмотреть некоторые вопросы распределения скоростей и мощности граничного слоя жидкости. Как уже упоминалось, граничные слои возникают из-за тормозящего эффекта трения жидкости о стационарную твердую или жидкую поверхность. Практически кривая графика изменения скорости на глубину асимптотически приближается к перпендикуляру, опущенному на поверхность. Исходя из этого, можно весь поток отнести к граничному слою. На практике мощность граничного слоя определяется расстоянием, на котором скорость достигает 99% скорости свободного потока. Рассмотрим распределение скорости в ламинарном потоке, расположенном между двумя стенками, как в канале (рис. 5.8). Замерив скорость в отдельных точках в сечении потока, получим характерную параболическую кривую. Такая кривая описывается простой теоретической формулой, исходящей из сбалансированности сил давления и вязкости (приложение 5.3).

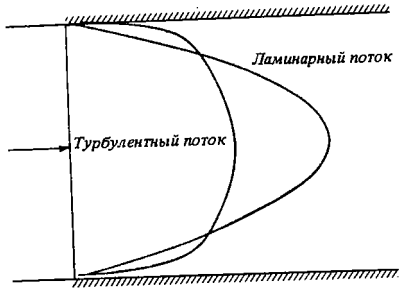


Рис. 5.8. Сравнение общей формы кривых распределения скоростей в открытом лотке; вид сверху.

Рассмотрим рост граничного слоя при прохождении потока над тонкой плоской пластиной, ориентированной параллельно течению (рис. 5.9). Когда текущая жидкость касается поверхности пластинки, начинает формироваться граничный слой вязкости, обусловленный трением. По мере движения от верхнего по течению края пластинки вниз трение о большую площадь вызывает замедление движения жидкости и рост граничного слоя до равновесного состояния. Связав возрастание толщины граничного слоя с расстоянием от края пластинки, мы можем получить выражение для напряжения сдвига или влекущей способности жидкости на поверхности пластинки.

Свойства граничных слоев или уже турбулентных граничных слоев (разд. 5з) приводят к ряду важных для седиментологии

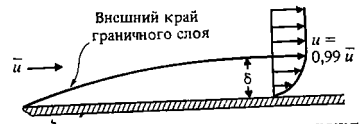


Рис. 5.9. Рост граничного слоя при прохождении потока над жесткой пластинкой. Зона свободного потока начинается при $u = 0{,}99\,\bar{u}$.

следствий. Особенно существенный момент возникает, когда мы рассматриваем распределение скоростей в ламинарном потоке неньютоновской жидкости, например течение глинисто-обломочного материала или лавовый поток. Скорость u в данной точке в ламинарном потоке можно выразить как среднюю скорость $\bar{u}$ на расстоянии y от дна потока при мощности потока, равной $2Y$:

$$u = \bar{u}\,2\left[1 - \left(\frac{y}{Y}\right)^2\right], \qquad (5.16)$$

что приводит к параболической форме, упоминавшейся ранее. Для неньютоновской жидкости

$$u = \bar{u}\left(\frac{3n+1}{n+1}\right)\left[1 - \left(\frac{y}{Y}\right)^{n+1/n}\right], \qquad (5.17)$$

где $n(<1)$ является параметром, определяющим неньютоновское поведение жидкости. Если $n = 1$, жидкость является ньютоновской. Как показано на рис. 5.10, снижение n приводит к появлению лопатообразного в плане распределения скоростей. При крайнем пороговом значении $n = 0$ скорости одинаковы по всему поперечному сечению потока. Лопатообразная форма линии распределения скоростей при $n = {}^1/_3$ позволяет предположить, что неньютоновский поток будет состоять из ряда четко оконтуренных лапатообразных языков материала, которые будут наползать на границу сдвига граничного пласта у контакта с твердой поверхностью. Градиент скоростей, а следовательно, и величина напряжения в граничных слоях неньютоновской жидкости гораздо выше, чем в ламинарных потоках ньютоновской жидкости; остальные показатели одинаковы. Языкообразные потоки приобретают ряд особенностей, представляющих интерес для седиментологии (гл. 7).

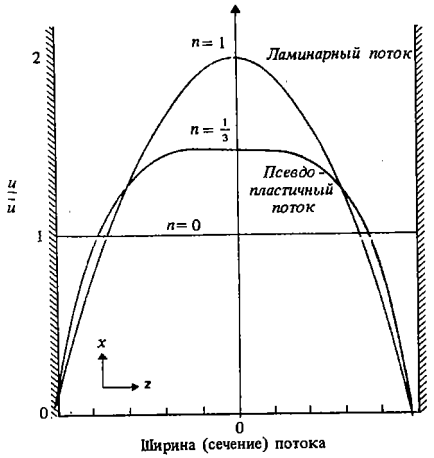


Рис. 5.10. Кривые распределения скоростей для ламинарного потока ньютоновской жидкости ($n = 1$, параболическая кривая), псевдопластичного потока неньютоновской жидкости ($n = {}^1/_3$, языкообразная кривая) и предельная линия при $n = 0$ [466]. Объяснение см. в тексте. u – локальная скорость, $\bar{u}$ – средняя скорость.

5з. Введение в теорию турбулентности. В процессе переноса осадков на поверхности Земли преобладают турбулентные потоки, так как воздушные и водные потоки имеют турбулентную природу. Анализ эффектов турбулентности сталкивается с немалыми физическими и математическими трудностями. Одним из крупнейших (и пока не завершенных) достижений физики жидкостей в XX столетии является преодоление многих сложностей теории турбулентного движения в слоистых потоках с помощью эксперимента и смелого приложения физических и математических гипотез. Основная потребность в понимании турбулентности связана с нуждами авиации. Вряд ли случайно применение «современного» анализа гидродинамических явлений (Рейнольдс, Прандтль) совпадает с датой первых робких попыток человечества освоить управляемый полет. Восемьдесят лет спустя человек смог фотографировать турбулентные течения в атмосфере Земли, находясь на поверхности Луны! Постараемся в остающейся части этой главы и в следующей главе выделить те основные физические идеи и результаты в области турбулентных явлений, которые имеют значение для седиментологических исследований.

Введение в турбулентный поток чувствительных датчиков позволяет получить запись пульсации скоростей во времени (рис. 5.11). Скорость в данной точке определится как средняя скорость ($\bar{u}$) плюс откло-

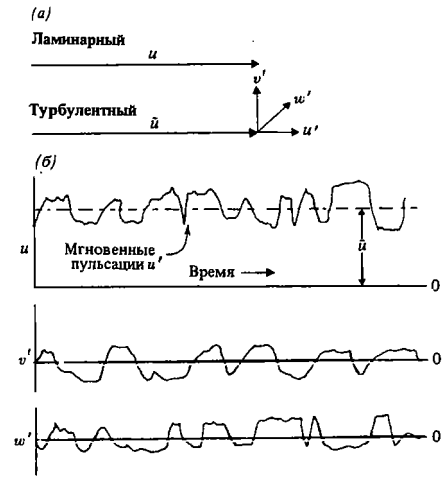


Рис. 5.11. *а* – ламинарный и турбулентный потоки, показанные в виде векторов. Постоянный ламинарный поток в некоторой точке представляет собой единичный вектор скорости, длина которого равна u. Постоянный турбулентный поток той же величины представлен как вектор средней скорости $\bar{u}$, к которому добавлены пульсирующие скорости u', v' и w', которые за достаточно длинный промежуток времени усредняются до нуля; *б* – другой способ изображения постоянного турбулентного потока – показать график скорости в некоторой точке в зависимости от времени. Каждая составляющая (u', v', w') показана отдельно. Составляющие u', v' и w' за длительный промежуток времени усредняются до нуля.

нение от средней в настоящий момент (u'):

$$u = \bar{u} + u'. \qquad (5.18)$$

Таким образом, в случае турбулентного потока можно говорить только о характеристике одномоментной скорости, связанной со средней через параметр времени.

Использование приборов (электромагнитных датчиков), позволяющих измерить одномоментную скорость и ее пульсации в трех декартовых координатах, позволило установить, что турбулентные «вихри» трехмерны, и поэтому в любой отрезок времени

$u = \bar{u} + u'$ (при измерении вдоль оси x, параллельной направлению течения),

$v = \bar{v} + v'$ (вдоль оси y, перпендикулярной плоскости xz),

$w = \bar{w} + w'$ (вдоль оси z).

Значения $\bar{v}$ и $\bar{w}$ обычно малы по сравнению с величиной $\bar{u}$ для большинства эродирующих потоков, представляющих интерес для седиментологии. По определению средние значения u', v' и w', измеренные за длительный отрезок времени, равны нулю.

Трехмерная природа случайных турбулентных пульсаций имеет очень важное следствие. Локальные градиенты скорости возникают в потоке *дополнительно* к явлениям вязкости, которые ранее описывались для ламинарных потоков. Локальные изменения скорости создают локальные напряжения, которые работают в направлении, ориентированном против градиента средней скорости потока, вследствие чего часть энергии потока теряется. Локальные напряжения создают турбулентную энергию, которая в конечном итоге *благодаря вязкости* рассеивается при турбулентных пульсациях. Теперь легко объяснить резкое возрастание потерь энергии в опытах Рейнольдса с потоком в трубопроводе по сравнению с ламинарным течением.

Величина локальных напряжений, получивших наименование *напряжений Рейнольдса*, очевидно, будет зависеть от величины мгновенных пульсаций скорости. Напряжения Рейнольдса имеют форму $\rho\,\overline{u'v'}$, или $\rho\,\overline{u'w'}$, или $\rho\,u'^2$. Их следует рассматривать как дополнительные напряжения по отношению к вязким напряжениям, обусловленным вязкостью жидкости. Таким образом, закон Ньютона для ламинарных потоков

$$\tau_1 = \mu \frac{du}{dy} \qquad (5.19)$$

в турбулентном потоке заменяется на

$$\tau_t = (\mu + \eta)\frac{du}{dy}. \qquad (5.20)$$

Здесь *вихревая вязкость* – дополнительный фактор, позволяющий учесть сопротивление сдвига, связанное с вихревым движением жидких масс. В отличие от μ η – переменная величина, которая зависит от размера и скорости вихрей. Обычно она значительно больше, чем μ. Формула (5.20) может быть записана в другом виде:

$$\tau_t = \mu \frac{du}{dy} - \rho\,\overline{u'v'} \qquad (5.21)$$

для случая двумерного потока, где напряжение вязкости незначительно.

Очень любопытная картина выявляется, если измерить величину турбулентных пульсаций поперек течения. Они имеют максимальные значения очень близко к границе раздела, но в непосредственной близости к границе преобладает вязкое напряжение (рис. 5.12). Как мы увидим ниже (разд. 5и),

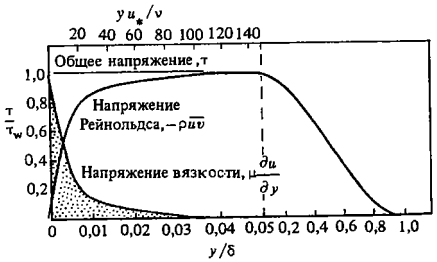
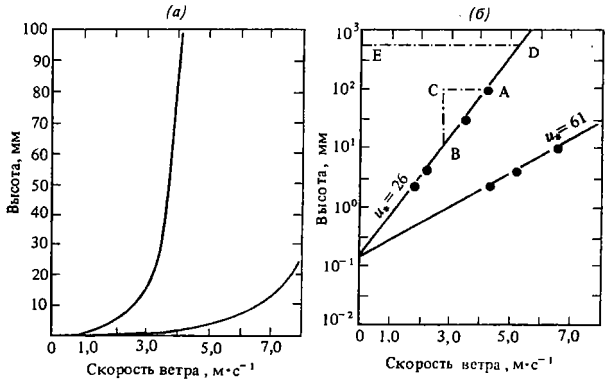


Рис. 5.12. Распределение общего напряжения сдвига (τ), напряжения Рейнольдса ($-\rho\overline{uv}$) и вязкого напряжения $\mu(\partial u/\partial y)$ в турбулентном потоке ($Re = 7 \cdot 10^4$). Обратите внимание на изменение масштаба (в три раза) по оси абсцисс в точке $y/\delta = 0{,}05$. Единственное усилие, действующее непосредственно на дно, – вязкое. С удалением от дна турбулентность возникает при все возрастающей роли напряжений Рейнольдса [830]. τ_w – напряжение у стенки; δ – глубина потока; y – высота над дном; u_* – срывающая скорость; ν – вязкость. Вязкий подслой простирается до точки $yu_*/\nu = 11{,}5$.

эта особенность легко объясняется, если принять вполне определенную структуру турбулентного потока.

Обратимся теперь снова к распределению средней скорости течения по высоте в турбулентных потоках на гладкой поверхности. Замеры скоростей в отдельных точках постоянного потока (турбулентный поток считается постоянным, если $\bar{u}$ является константой в течение некоторого отрезка времени) показывают, что вблизи нижней границы идет почти линейное возрастание скорости по высоте. Но потом, в переходной зоне, происходит замедление этого возрастания в виде некоторой функции энергии. Самая нижняя зона линейного возрастания получила название ламинарного подслоя, однако, поскольку ее природа не чисто ламинарная, правильнее называть ее *подслоем вязкости*. В этом тонком слое напряжение передается поверхности дна исключительно посредством сил молекулярной вязкости. Выше подслоя вязкости скорость пропорциональна логарифму высоты. Это легко видеть (рис. 5.13), так как экспериментальные данные, нанесенные в полулогарифмическом масштабе, дают прямую линию. Можно убедиться, что кривая распределения скорости пересекает ординату над поверхностью; это позволяет предположить, что на небольшом расстоянии от дна жидкость кажется неподвижной. Это можно объяснить присутствием слоя вязкости, поскольку логарифмическая кривая фактически переходит в прямолинейный отрезок графика зависимости скорости от высоты на этом отрезке, а затем, при нулевом значении высоты, пересекает нулевую ординату. Если поток протекает над поверхностью, сложенной крупнозернистым песком, высота пересечения кривой скорости с ординатой не изменяется при возрастании скорости. Если шероховатая поверхность не деформируется, тогда высота точки начала всех различных графиков скорости (рис. 5.13, точка k) примерно соответствует $^1/_{30}$ диаметра элементов, создающих шероховатость.

Рис. 5.13. Графики изменений скорости по мере роста высоты над твердым ложем для двух воздушных потоков. *а* – изменения скорости показаны с использованием линейного масштаба на ординате. Из-за того, что в нижней части кривые прижаты к нулевой линии, считывать с них данные неудобно; *б* – те же графики с логарифмическим масштабом по ординате. Графически определять значения здесь легче. Объяснения см. в тексте [41].



Теперь следует дать определение и объяснить значение количественного фактора u_*, известного как *срывающая скорость*, или *скорость волочения*. u_* имеет размерность скорости и определяется следующей формулой:

$$u_* = \frac{\tau_0}{\rho}, \qquad (5.22)$$

где τ_0 – напряжение сдвига жидкости; ρ – плотность жидкости.

u_* прямо пропорциональна темпу нарастания скорости течения с ростом высоты (в

логарифмическом масштабе) и поэтому пропорциональна наклону кривых на графике рис. 5.13. Величина пропорциональности в самой нижней части граничного слоя равна 5,75. Таким образом, u_* – это скорость, величина которой является мерой градиента скоростей жидкости.

На рис. 5.13 тангенс угла наклона линии графика скорости равен AC/CB. Тогда u_* равна (AC/CB)/5,75. Выбрав точки A и B так, чтобы высота A была в десять раз больше, чем высота B, получим логарифм высоты CB как $\log_{10} 10 - \log_{10} 1 = 1$; в этом случае $u_* = AC/5{,}75$. Поскольку напряжение сдвига жидкости относительно твердой поверхности определяется как

$$\tau = \rho u_*^2, \qquad (5.23)$$

то разница в скоростях на двух уровнях, где высота одного в десять раз больше высоты другого, составляет $5{,}75u_*$; отсюда определяется τ.

Относительно рис. 5.13 следует еще отметить, что, если известны u_* и константа шероховатости k, можно определить скорость u на любой заданной высоте z следующим образом. Пусть скорость u равна DE. По соотношению $DE = (AC/CB) \cdot EO$ показано выше как $5{,}75u_*EO$. Но EO представляет собой разность $(\log z - \log k)$ между логарифмами высот E и O. Записав $\log z - \log k$ как $\log z/k$, получаем

$$u = 5{,}75u_* \log \frac{z}{k},$$

или

$$u = 5{,}75 \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \log \frac{z}{k}. \qquad (5.24)$$

Формула (5.24) – это известное уравнение Прандтля для логарифмического распределения скорости в турбулентном потоке; оно применимо к нижним 10–20% мощности потока над тонким подслоем вязкости. Константа 5,75 следует из теории Прандтля – Кармана о турбулентном смешивании «длин». Последние представляют собой среднее расстояние, которое масса жидкости проходит до того, как она соединится с другой массой жидкости на новом уровне. Теоретический вывод этой теории дан в приложении 4.

Если увеличивается скорость турбулентного потока и одновременно или без связи со скоростью снижается вязкость, вязкий подслой должен утоняться. Экспериментальные измерения показали, что мощность вязкого подслоя (δ) определяется как

$$\delta = 11{,}5\,\nu/u_*. \qquad (5.25)$$

Это приводит нас к существенному моменту. Те поверхности, где элементы шероховатости, создаваемые осадочными частицами, полностью скрыты в вязком подслое, называются *гладкими* (рис. 5.14). Когда частицы выступают за границы этого подслоя, они, как указывалось выше, вызывают образование мелких вихрей. Тогда поверхность называется транзитной или *шероховатой* (рис. 5.14). График на рис. 5.15 построен для δ как функции силы водного и воздушного потоков относительно зерен песка; график

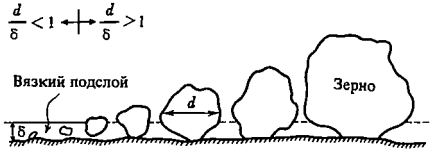


Рис. 5.14. Гладкая и шероховатая границы. На гладкой границе $d/\delta < 1$, значения числа Рейнольдса для зерен $du_*/\nu < 5$. Переходная граница – при значениях du_*/ν от 5 до 70. Шероховатая граница – при значениях d/δ около 14, а $du_*/\nu > 70$.

составлен таким образом, что критическая скорость u_* соответствует порогу трогания зерен (см. гл. 6). В воде, например, нижняя граница потока прекращает гладкое воздействие на поток у порогового значения скорости, соответствующего троганию зерен, диаметр которых больше 0,6 мм. Как будет показано в гл. 8, из этого факта следуют очень важные следствия для седиментологии.

5и. Структура турбулентных потоков. Последние пятнадцать лет привели к значительному прогрессу в наших представлениях о строении турбулентных потоков. Хотя математические основания гипотезы турбулентности пока не вполне разработаны, в настоящее время стали возможны прямые наблюдения и анализ турбулентной структуры. Для этого применяется разработанная в Стэнфордском университете методика визуального изучения потока с применением водородных пузырьков [459]. Исследования по проблемам, прямо относящимся к седиментологии, осуществленные сотрудниками Университетского колледжа в Лондоне, пролили свет на ряд интересных проблем [314, 866].

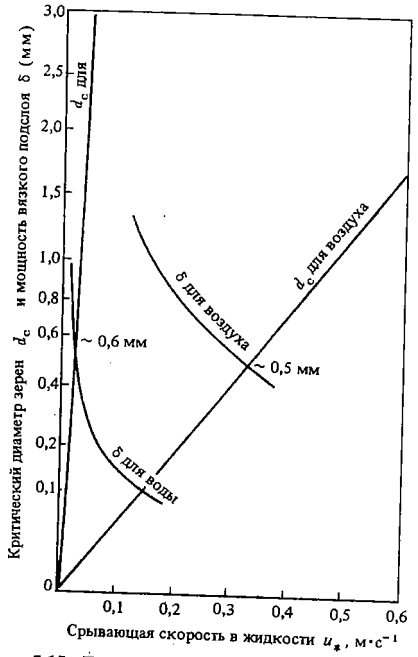


Рис. 5.15. График зависимости срывающей скорости от размера зерен и мощности вязкого подслоя. Кривые δ и d_c для воздуха (~ 0,5 мм) и воды (~ 0,6 мм) пересекаются, обусловливая нарушение гладкой поверхности у порога перемещения ([145]. См. также гл. 6 и 8).

Методика применения водородных пузырьков использует электролиз воды (рис. 5.16) с помощью очень тонких платиновых проволочек, установленных перпендикулярно или параллельно дну, чтобы получить мельчайшие серии пузырьков H_2. Плюсовые напряжения подаются на анодную плату, размещенную на стенке лотка, а отрицательные – на платиновую проволочку. Проволочки покрыты прерывистой изоляцией, поэтому ток пульсирующего напряжения вызывает образование групп мельчайших пузырьков H_2 через очень правильные промежутки. Интенсивное освещение и съемка скоростной кинокамерой позволяют проследить поведение этих групп пузырьков при их движении в потоке. Благодаря этому возможны выявление структуры потока и прямые замеры мгновенных скоростей на всю глубину потока. До настоящего времени получены результаты для средних скоростей потока $\lesssim 0{,}20$ м·с$^{-1}$.

Рассмотрим вначале данные, полученные при экспериментах. На рис. 5.17 показано плановое расположение групп пузырьков в плоскости xz на четырех уровнях глубины потока. На каждом снимке виден отдельный слой групп пузырьков, сформированных на определенной глубине, поскольку остальная часть платиновой проволоки была изолирована.

Вблизи гладкого дна лотка, в вязком подслое, видна удивительная правильность строения. Вниз по течению, с довольно правильными промежутками в поперечном (к течению) направлении, протягиваются вытянутые волнистые струи – «пряди». Замеры скорости показывают, что эти струи состоят из жидкости, движущейся с довольно малой скоростью. При наблюдении сбоку, в пло-

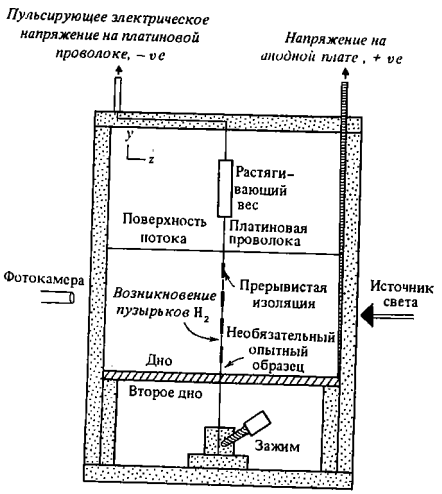
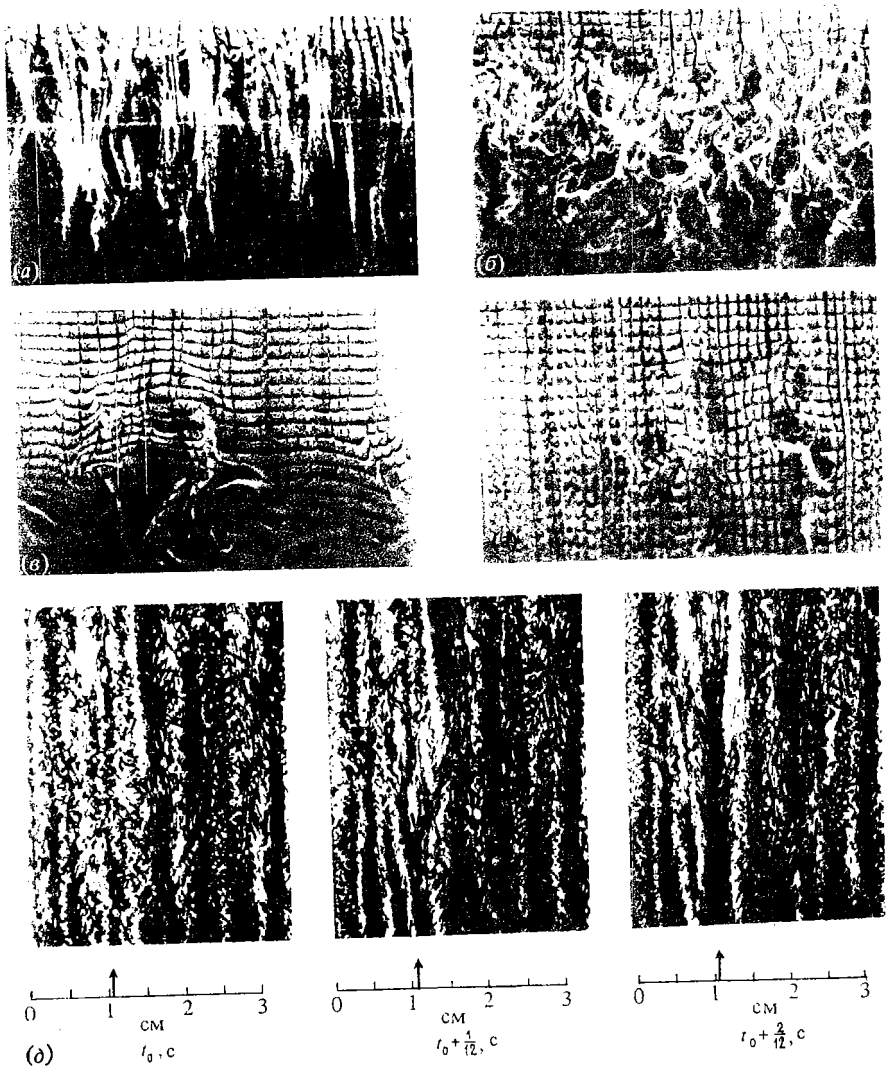


Рис. 5.16. Установка для получения серий водородных пузырьков для достижения возможности визуального наблюдения потока. Течение либо от зрителя, либо к нему [866].



скости xy (рис. 5.18), видно, что струи характеризуются более низкой скоростью, чем средняя скорость потока. Видно, что они колеблются и пульсируют, время от времени попадая в основной турбулентный граничный слой (рис. 5.19). Эти заходы медленно движущейся жидкости названы *прорывами* (bursts). Они ассоциируются со скоростями более низкими, чем средняя (u) скорость, и с положительными (т.е. направленными вверх) скоростями v. Замедленно движущиеся струи в вязком подслое поперек течения чередуются с областями больших скоростей u, ассоциирующихся с отрицательными (направленными вниз) скоростями v. Заходы быстро движущейся жидкости непосредственно над кровлей вязкого подслоя названы *заметами* (sweeps). Графическое изображение явления замета дано на рис. 5.17, *д*. Это вид дна лотка в плоскости xz. Интенсивно освещенные песчинки размером 0,1 мм играют здесь роль трассеров. Стрелки показывают прорыв фазы замета, которая энергично перемещает песчинки вперед и в стороны в процессе своего движения по дну. Песчинки выглядят как черточки из-за большой скорости их движения. По краям фазы замета песчинки видны в виде точек, что говорит о наличии струй медленного движения, перемещающихся поперек потока с внедрениями заметов.

Рис. 5.17. *а–д* – моментальные фотоснимки серий пузырьков H_2, снятые сверху в направлении дна; поле зрения – в плоскости xz, течение направлено от верха кадра книзу. Платиновая проволока с прерывистой изоляцией, где образуются пузырьки H_2, расположена вверху каждого снимка. Группа кадров *а–г* представляет ряд все более высоких положений проволоки относительно дна. *а* – хорошо видны струйки пузырьков в потоке, каждая струйка представляет собой фазу движения с низкой скоростью в вязком подслое; *б* – струйки перепутываются и становятся хуже различимыми по мере перехода в логарифмическую часть турбулентного граничного слоя; *в–г* – в краевых частях потока серии не нарушены, но на других участках видны макротурбулентные образования [459]; *д* – вязкий подслой, структура которого выявлена с помощью песчинок диаметром 0,1 мм, перемещаемых по гладкой черной поверхности. Серия кадров, разделенных интервалом времени $^1/_{12}$ с, с выдержкой $^1/_{30}$ с. Видно развитие явлений прорыва или замета (показано стрелками). $u_* = 21{,}3$ мм·с$^{-1}$ [314].

По мере удаления от дна струйное строение становится менее заметным. Струйки с низкими скоростями из прорывов становятся «спутанными», поднимаясь вверх сквозь граничный слой (рис. 5.17 и 5.19). Выше по потоку, в «логарифмической зоне», создается впечатление случайной турбулентности, а в самой верхней зоне (так называемый регион *кильватера*) турбулентность перемежающаяся и гораздо более крупномасштабная, чем во внутренних слоях. Турбулентные узлы достигают поверхности в виде «вскипаний», вызывая местный подъем поверхности воды (рис. 5.17).

По данным этих визуальных наблюдений легко прийти к заключению, что турбулентная структура пространственно организована. Размеры струй (λ_s) определяются эмпирической формулой

$$\lambda_s u_*/\nu \simeq 100, \qquad (5.26)$$

где u_* – срывающая скорость; ν – кинетическая вязкость. Следовательно, при постоянной ν λ уменьшается при возрастании u_*. Скорость прорывов медленных струй возрастает с ростом u_*. Нужно иметь в виду, что процесс образования струй – квазициклический (новые струи формируются и переформировываются в поперечном сечении).

Обратившись к измерениям групп пузырьков (рис. 5.18), видим, что минимальные продольные скорости u прямо коррелируются с положительными вертикальными скоростями v и обратно. Это дает основание считать, что миграция элементов жидкости с дефицитом кинетической энергии обеспечивает большой положительный вклад в местные напряжения Рейнольдса. Фазы заметов также увеличивают напряжения Рейнольдса, но наибольший эффект при этом наблюдается вблизи стенок лотка. Отсюда следует, что почти все напряжения Рейнольдса ($\sim 70\%$) в турбулентных потоках связаны с процессом формирования прорывов и заметов и что большая часть этих напряжений возникает вблизи стенок.

Для седиментологии значительный интерес представляют результаты экспериментов явлений прорывов/заметов на твердом дне с искусственно созданной шероховатостью [314]. Она обеспечивалась наклеенными на дно лотка в один ряд обло-

мочными частицами. Переходная граница создавалась путем использования крупных песчинок диаметром 2 мм, грубошероховатая – путем использования гальки диаметром 9 мм. Скорости были значительно ниже пороговых для свободных частиц такого диаметра. Анализировались три типа граничных условий для потоков с постоянным числом Рейнольдса, т. е. при u, ν и h, равных константе. Увеличение шероховатости дна, как и следовало ожидать, приводило к росту среднего напряжения сдвига у дна. Данные по интенсивности турбулентности соизмеримы с u_* *независимо* от условий шероховатости для $h/d \gtrsim 0{,}2$ (рис. 5.20). Это позволяет предположить, что за пределами некоторой высоты интенсивность зависит исключительно от размеров границы и напряжения сдвига, но не зависит от условий, вызывающих напряжение сдвига. Ближе к дну графики расходятся, продольная интенсивность снижается, а вертикальная – возрастает (рис. 5.20). Замеры среднего напряжения Рейнольдса коррелируются с линейным распределением среднего напряжения сдвига, стремясь к нулю вблизи свободной поверхности потока.

Можно предположить, что вязкий граничный подслой и жидкость, заключенная между элементами шероховатости, представляют собой «пассивные» резервуары жидкости, имеющей низкий потенциал кинетической энергии; эта жидкость втягивается в движение в моменты прорывных фаз. Очень существенно, что струйное строение вязкого подслоя, наблюдаемое на гладком дне, гораздо менее заметно в потоках с переходным и шероховатым дном. Быстрая потеря ускорения жидкостью в фазе замета, связанная с началом волочения зерен, приводит к отмеченному выше понижению продольной (u) и вертикальной (v) турбулентной интенсивности. Возрастает и напряжение Рейнольдса ($u'v'$) в связи с увеличением шероховатости около стенки лотка.

На основании вышеприведенного можно сделать ряд выводов, разделив граничный слой турбулентного потока на две различные зоны: а) внутреннюю близкую к дну зону, верхняя граница которой находится между переходной и логарифмической областями граничного слоя турбулентности, и б) внешнюю зону, простирающуюся до свободной поверхности потока. Внутренняя зона определяется следующими особенностями:

1) в ней сосредоточивается образование основной части турбулентности;

2) в ней располагаются чередующиеся струйки жидкости с высокой и низкой скоростями движения;

3) струйки с низкой скоростью в областях с большой величиной напряжения сдвига

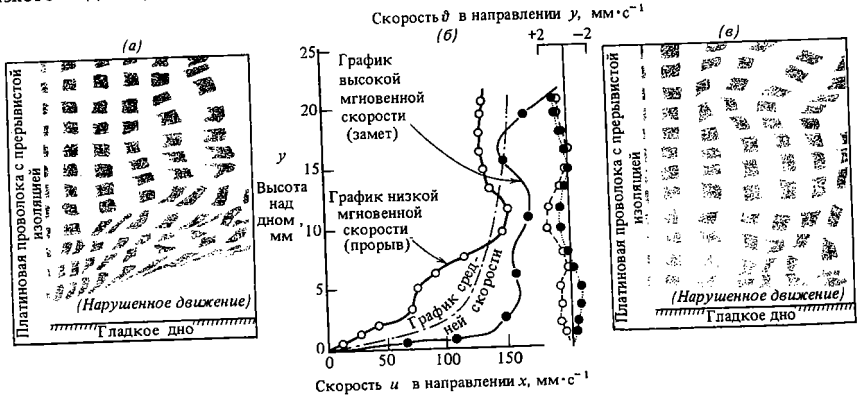


Рис. 5.18. Примеры выявления с помощью пузырьков H_2 структуры потока, движущегося по гладкому дну (фанера). Зарисовки *а* и *в* сделаны с моментальных фотографий, зафиксировавших соответственно прорыв и замет; *б* – графики изменения скоростей x и y, замеренных на таких фотографиях, и графики средней скорости, замеренной на ряде фотографий [314].

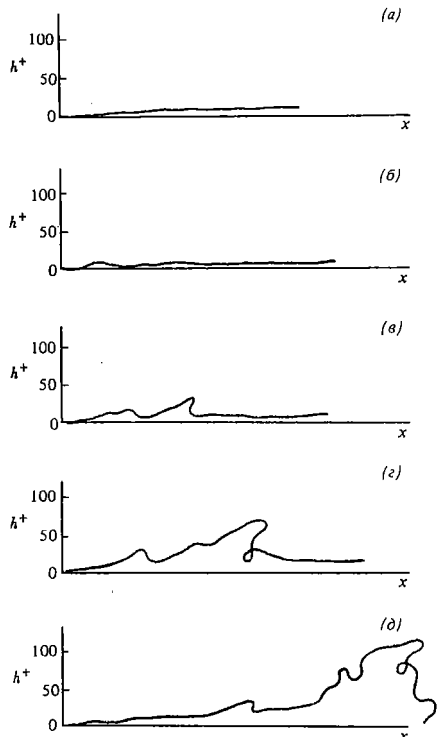


Рис. 5.19. Рост единичного прорыва (*а*–*д*), наблюдавшегося по поведению окрашенной струйки, впрыснутой в поток со дна. Преобладающую часть времени струйка медленно смещалась вниз по течению (направление x) как целое, причем каждая струйка очень медленно расширялась. Достигнув высоты, соответствующей $h = 8 \div 12$, струйка начинала пульсировать (*б* и *в*). Пульсация разрасталась и затем завершалась резким «прорывом», переходящим в изгибание и растяжение (*в*, *г*, *д*). h^+ – безразмерная величина, выражаемая в масштабе hu_*/ν, где h – высота от дна, u_* – срывающая скорость жидкости, ν – кинематическая вязкость [459].

вблизи верхней границы поднимаются вверх.

Внешняя зона:

1) является источником быстро движущейся жидкости в фазе замета вблизи своей нижней границы; это, возможно, провоцирует цикл прорыва;

2) образует водовороты вблизи зоны прорыва, которые рассеиваются во внешней зоне и могут достигать поверхности в виде «вскипаний».

Эти выводы прямо относятся к генезису ряда осадочных текстур и к турбулентному взвешиванию (гл. 6, 8).

5к. Разделение потока и вторичные течения. Представим себе поток, который вниз по течению расширяется и далее имеет постоянную ширину (рис. 5.21). В идеальной жидкости линии тока будут расходиться, а затем пойдут параллельно. Исходя из принципа неразрывности, поток замедлит течение в расширяющейся части русла и вновь приобретет постоянную скорость далее вниз по течению. Обратившись к уравнению Бернулли (разд. 5г), мы можем заключить, что давление возрастает в расширенной части потока, но останется постоянным выше и ниже по течению. Давление и градиент скорости должны при этом соответствовать условию

$$dp/dx > 0;\ du/dx < 0.$$

В реальной жидкости с граничными слоями перепады давления, возникшие в этих условиях, окажут наибольшее воздействие на медленно движущуюся жидкость вблизи

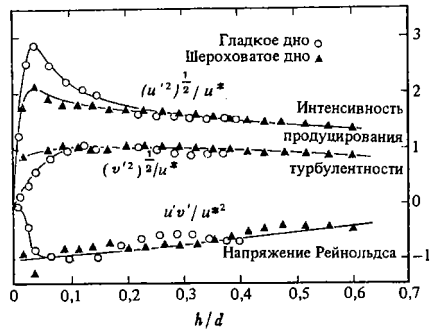


Рис. 5.20. Графики, иллюстрирующие влияние шероховатости на интенсивность образования турбулентности и напряжения Рейнольдса в турбулентных потоках при близких значениях числа Рейнольдса ($Re = 6700$); обратите внимание на рост интенсивности вертикальной (v) турбулентности $(v'^2)^{1/2}/u_*$ и снижение интенсивности горизонтальной (x) турбулентности $(u'^2)^{1/2}/u_*$ вблизи дна при переходе от гладкой (полированное дерево) к шероховатой (галька диаметром 9 мм) поверхности. Интенсивность турбулентности не зависит от шероховатости при $h/d > 0{,}2$ (h – высота над дном, d – глубина потока) [314].

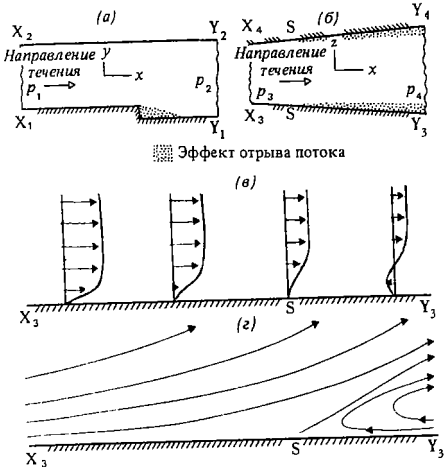


Рис. 5.21. Отрыв потока: *а* – на отрицательной ступени, моделирующей гребень ряби в природных условиях; *б* – в расширении русла, которому в природе соответствует дельтовая протока. *в, г* – схемы распределения скорости и линии тока для сечений, аналогичных X_3Y_3. Объяснения см. в тексте. *p* – давление; *S* – место отрыва.

стенки в расширяющейся части потока. Эта жидкость будет гораздо легче притормаживаться обратным перепадом давления. При некоторых обстоятельствах перепад давления прижмет жидкость ближе к стенке в направлении против течения, как показано на рис. 5.21. *Отрыв граничного слоя* может произойти в точке S, называемой *точкой отрыва*, а ниже по течению происходит *присоединение* потока. Между точкой отрыва S и местом присоединения образуется замкнутое вращающееся в обратном направлении завихрение, или *водоворот отрыва*.

Отрыв граничного слоя происходит также вокруг сферических или цилиндрических тел, помещенных в поток, или в месте *отрицательной* ступени или небольшого нарушения поверхности дна (рис. 5.22–5.24). В первом случае отмечается обратный перепад давления позади шара или цилиндра, где расходятся линии тока, во втором случае перепад давления связан с резким расширением потока. Оба случая представляют большой интерес для седиментологии (гл. 6 и 7). Большее практическое значение имеет отрыв граничного слоя на верхней части сильно наклоненной аэродинамической поверхности, вызывающий сильное снижение подъемной силы и потерю скорости.

На практике и ламинарный, и турбулентный граничные слои отрываются, причем первый отрывается легче. Однако для целей седиментологии нас больше интересует отрыв турбулентного потока. Присмотревшись пристальнее к завихрению отрыва у отрицательной ступени, напоминающей нижний (по течению) склон ряби, мы можем выделить *вихревые (водоворотные) завихрения*, возникающие, когда ступень образует с направлением течения угол менее 45°, и *волновые завихрения* при углах более 45°. Линии тока в волновом завихрении представляют собой замкнутые петли, в водоворотном – геликоидальные спирали. Это можно проиллюстрировать с помощью линий тока поверхности, как на рис. 8.5. Очень важные явления наблюдаются в начале завихрения у его сочленения с главной струей потока жидкости. Здесь происходит относительное перемещение между двумя течениями, вызывающее сильное турбулентное вихреобразование вдоль неустойчивой поверхности раздела. Вдоль границы этой поверхности до места причленения наблюдается очень сильное образование напряжений Рейнольдса. Они могут в три раза превышать интенсивность напряжений на прилегающей сверху (по течению) плоской части дна до начала ступени (рис. 8.4). Вывод для

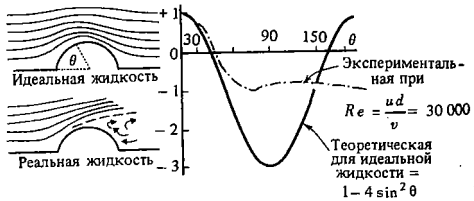


Рис. 5.22. Поток, обтекающий цилиндр, расположенный длинной осью перпендикулярно течению. Вверху слева – теоретические «идеальные» линии тока для жидкости, в которой вязкость отсутствует. Внизу слева – реальная картина при $Re_g = 3 \cdot 10^4$, с отрывом потока и вихреобразованием. На графике показаны теоретические и экспериментальные кривые распределения давления (безразмерная величина, по ординате) на поверхности такого цилиндра. Фактически замеренное давление меньше теоретического, так как позади тела нет разделения потока, которое могло бы вернуть жидкости ее первоначальную скорость [275].

седиментолога напрашивается сам собой: присоединение отделенного ранее граничного слоя приводит к усиленному размыву. Как будет показано в гл. 8 и 9, *эта тенденция к усилению эрозии удовлетворительно объясняет происхождение нескольких различных донных форм и связанных с ними осадочных текстур.*

Последний рассматриваемый тип неустойчивости течения широко распространен в естественных турбулентных потоках и охватывает веерообразные движения, накладывающиеся на основное течение. Эти движения приобретают формы сменяющих друг друга попарно спиральных водоворотов, распространяющихся поперек течения. Каждая пара водоворотов включает возвратно-поступательные вращающиеся водовороты и может оказывать воздействие на значительную часть всего граничного слоя. Линии раздела и воссоединения направлены параллельно главным линиям тока. Эти спиральные вихри получили название вихрей Тейлора – Гертлера и наблюдаются почти во всех природных турбулентных потоках. Они являются причиной чередования быстрых и медленных дорожек влекомого

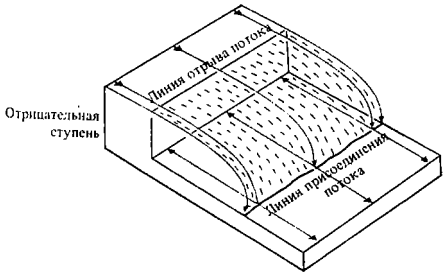


Рис. 5.23. Схема образования завихрения вследствие отрыва потока и его присоединения у отрицательной ступени, моделирующей нижний по течению склон ряби в природе [12].

ветром песка, часто наблюдаемых в песчаных пустынях и на сухих пляжах, и знакомого каждому явления ветровых полос на поверхности воды, подвергающейся действию ветра. Теоретический анализ уравнения Навье – Стокса для турбулентного движения показал, что вторичные течения являются результатом дисбаланса нормальных напряжений Рейнольдса $\bar{u}'^2$ и $\bar{w}'^2$. Математический аппарат такого доказательства довольно сложен [232].

Вдоль линии присоединения вторичных течений наблюдается усиление размыва или перемещения осадка и общее выбрасывание частиц от линий тока поверхности присоединения к линии раздела. В следующей главе мы покажем, что с действием вторичных

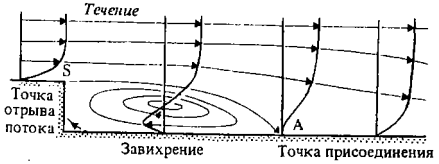


Рис. 5.24. Разрез через завихрение, показанное на рис. 5.23. Видны усредненные по времени линии тока и схема распределения скоростей.

течений связано несколько типов донных форм в водных и воздушных потоках.

5л. Выводы. Потоки жидкости обладают граничными слоями, обусловленными вязким торможением. Их природа – ламинарная или турбулентная – определяется числом Рейнольдса. Преобладающая часть воздушных и водных потоков, имеющих значение для седиментологии, являются турбулентными. Все потоки жидкости вызывают напряжения сдвига, локализованные у твердой границы потока и в самом потоке. Произведение среднего напряжения сдвига у дна на среднюю скорость потока дает среднюю силу потока, приходящуюся в жидкости на единицу площади дна. Турбулентный поток имеет довольно четкое строение, причем источник образования максимальной турбулентности находится вблизи вязкого подслоя. В этой зоне, близкой к дну, турбулентное движение проявляется в форме заметов (sweep) и прорывов (bursts). Прорывы жидкости, перемещающейся сравнительно медленно, периодически поднимаются к поверхности в виде крупных турбулентных водоворотов. И в ламинарных, и в турбулентных потоках обнаруживаются явления отрыва потоков в зонах неблагоприятного перепада давлений, например, при наличии западин дна или расширений русла.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Математические сложности гидромеханики нередко отпугивают студентов (и преподавателей) от этого важного раздела современной седиментологии. Наиболее ясное и просто изложенное введение в механику жидкостей можно найти в работе Шапиро [744]. Освоив эту небольшую книгу, можно перейти к более сложным руководствам, в которых к проблеме подходят с точки зрения простых законов ньютоновской физики с минимальным использованием высшей математики (например, [422, 539, 275, 294]). Авторы этих и многих других книг, включая ставшую классической работу Эвальда и др. [250], стремятся дать вводные сведения о гидромеханике студентам инженерных специальностей. Приводимые в них примеры нередко не связаны с интересами специалистов в области наук о Земле. Насколько это известно автору данной книги, единственной работой, рассматривающей эти вопросы с «геофизической» точки зрения, является книга Триттона [830]. Этот труд требует знания высшей математики и содержит изложение многих аспектов геофизических потоков. Фундаментальный справочник по турбулентным потокам для более подготовленных студентов – книга Таунсенда [827]. Оффен и Клайн [617] дали хороший обзор процесса «прорыва» в турбулентных потоках.

Приложение 5.1

Уравнение Бернулли (по Гэсьореку и Картеру [294])

Это важное уравнение можно вывести, применив второй закон Ньютона к движущимся элементам жидкости. Рассмотрим элементарный объем жидкости, показанный на рис. 5.25 и характеризующийся площадью сечения dA, длиной ds, моментальной скоростью u, плотностью ρ и ускорением a. Мы рассматриваем «идеальную» жидкость, на которую действуют только давление p и гравитационная сила тяжести (g) или вес. Напряжения сдвига, связанные с действием вязкости, мы полностью игнорируем. Приняв во внимание только силы, действующие в направлении движения, результирующую силу давления на концах элементарного объема можно определить как

$$pdA = (p + dp)dA = -dpdA, \qquad (5.27)$$

если рассматривать направление движения как величину положительную. Составляющая силы тяжести в направлении движения составит

$$-dAds\rho g \sin\theta = -dAds\rho g \frac{dz}{ds} = -\rho g dA dz. \qquad (5.28)$$

Тогда сумма этих двух сил равна массе, умноженной на ускорение:

$$m = \rho ds dA, \text{ и } a = \frac{du}{dt} = \frac{du}{ds}\frac{ds}{dt} = u\frac{du}{ds}$$

и

$$ma = \rho u dA du. \qquad (5.29)$$

Тогда уравнение приобретает вид:

$$-(dp\,dA) - (\rho g\,dA\,dz) = \rho u dA\,du. \qquad (5.30)$$

Делим на $-\rho g\,dA$:

$$\frac{dp}{\rho g} + dz + \frac{udu}{g} = 0. \qquad (5.31)$$

Интегрируем, принимая, что в несжимаемой (т.е. не газообразной) жидкости ρ не изменяется с изменением p:

$$\frac{p}{\rho g} + z + \frac{u^2}{2g} = \text{const} = H, \qquad (5.32)$$

где H – *общий напор*; $p/\rho g$ – *напор статического давления*; z – *потенциальный напор*; $u^2/2g$ – *скоростной, или кинетический, напор.*

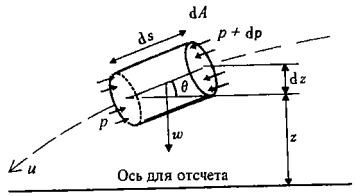


Рис. 5.25. Вывод уравнения Бернулли [294]. Объяснение буквенных значений см. в тексте.

Каждый член уравнения выражается в единицах длины. Умножение на ρg приводит нас к формуле (5.4), где члены выражаются в единицах энергии на единицу объема.

Приложение 5.2
Число Рейнольдса (по Гэсьореку и Картеру [294])

Рассмотрим кубический объем жидкости с вязкостью μ, плотностью ρ, площадью сечения δ^2 и длиной δ (рис. 5.26). Пусть верхняя поверхность движется относительно нижней со скоростью u, а разница в скорости связана с проявлением сил вязкости. Движение может также обусловить действие сил инерции, когда рассматриваемый объем жидкости претерпевает ускорение или замедление.

Усилие преодоления вязкости равно напряжению сдвига, умноженному на площадь; так как напряжение сдвига равно $\mu(du/dy)$, согласно закону Ньютона (формула (5.15)), в этом случае

$$\text{усилие преодоления вязкости} = \frac{\mu u \delta^2}{\delta} = \mu \delta u. \qquad (5.33)$$

Сила инерции равна массе, умноженной на ускорение (второй закон Ньютона). Масса равна плотности, умноженной на объем: $\rho\delta^3$, ускорение

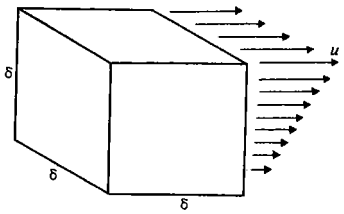


Рис. 5.26. Определение числа Рейнольдса [294]. Объяснение буквенных обозначений см. в тексте.

$u/t = u^2/\delta$, поскольку $u = \delta/t$ и $t = \delta/u$, следовательно,

$$\text{сила инерции} = \frac{\rho\delta^3 u^2}{\delta} = \rho\delta^2 u^2.$$

Преобразуем эти две силы в виде отношения

$$\frac{\text{сила инерции}}{\text{усилие преодоления вязкости}} = \frac{\rho\delta^2 u^2}{\mu u\delta} = \frac{\rho u\delta}{\mu} = \text{число Рейнольдса}, \qquad (5.35)$$

где δ – линейные размеры любого потока, как описано в тексте.

Приложение 5.3

Распределение скоростей в вязком потоке в канале (по Гэсьореку и Картеру [294])

Рассмотрим постоянный вязкий поток между двумя стенками (рис. 5.27). Пусть объем жидкости между стенками имеет длину l, единицу ширины, мощность $2y$, причем y измеряется от осевой линии потока; $в$ – ширина канала. Давление на верхней по течению границе объема p_1, на нижней – p_2, причем $p_1 > p_2$. Так как это однородный постоянный поток, давление и силы вязкости, действующие на объем жидкости, должны находиться в равновесии. Вязкость примем равной μ.

Прилагаемая сила, обусловленная различием в силах давления на границах объема, равна этой разнице, умноженной на площадь поперечного сечения объема. Следовательно, сила равна

$$p_1 l 2y - p_2 l 2y, \text{ или } (p_1 - p_2)2y, \text{ или } \Delta p 2y. \qquad (5.36)$$

Сила сопротивления связана с напряжением сдвига τ, действующим на поверхностях, параллельных потоку. Заметив, что скорость измеряем от центра в стороны, а градиент скоростей – величина отрицательная, получаем

$$\tau 2l = -\mu\frac{du}{dy}2l. \qquad (5.37)$$

Уравниваем

$$\Delta p 2y = -\mu\frac{du}{dy}2l \qquad (5.38)$$

или

$$du = -\frac{\Delta p}{\mu l}y\,dy. \qquad (5.39)$$

Интегрируя, получим

$$u = -\frac{\Delta p}{2\mu l}y^2 + C \qquad (5.40)$$

– скорость на поверхности объема на расстоянии y от осевой линии.

Чтобы определить C, примем $y = b/2$ и $u = 0$; тогда, согласно формуле (5.40), при $u = 0$

$$C = \frac{\Delta p}{8\mu l}(b)^2. \qquad (5.41)$$

Заменив C в формуле (5.40), получаем

$$u = (b^2 - y^2)\frac{\Delta p}{8\mu l}. \qquad (5.42)$$

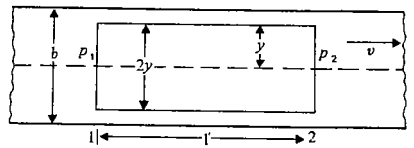


Рис. 5.27. Вывод уравнений вязкого потока [294]. Объяснение буквенных обозначений см. в тексте.

Это доказывает, что распределение скорости в поперечном сечении потока является параболическим. Максимальная скорость – в осевой линии, где $y = 0$:

$$u_{max} = b^2\frac{\Delta p}{8\mu l}, \text{ или } u = u_{max}\left(\frac{b - y^2}{y}\right). \qquad (5.43)$$

Средняя скорость в поперечном сечении (без вывода) составляет

$$\bar{u} = b^2 \frac{\Delta p}{12\mu l}, \tag{5.44}$$

а напряжение сдвига, обусловленное вязкостью, составит

$$\tau_{max} = \frac{6\mu u}{b}. \tag{5.45}$$

Приложение 5.4

Вывод закона Кармана–Прандтля для турбулентных потоков (по Фрэнсису [275])

В турбулентных потоках вихревые движения приводят к смешению жидкости с высокой и малой скоростями движения как по направлению течения, так и поперек. В идеализированном вращающемся водовороте (рис. 5.28) u – средняя скорость в его центре по отношению к границам потока, а du/dy – мгновенный градиент скорости поперек этого вихря. Скорость верхнего слоя равна $u + 1/2l\,du/dy$, нижнего слоя $-u - 1/2l\,du/dy$. Движение водоворота поперек потока составляет долю от среднего перемещения, равную $1/2l\,du/dy$.

В цилиндрах в зоне поперечного сечения, показанных с обеих сторон завихрения, скорость составляет $1/2l\,du/dy$; с этой скоростью масса жидкости, равная $a\rho 1/2l\,du/dy$, передается за единицу времени из быстро движущегося слоя к медленному. Каждая единица массы жидкости меняет свой потенциал на величину $l\,du/dy$, так что общее изменение потенциала в обоих цилиндрах равно

$$2\left(a\rho\frac{1}{2}l\frac{du}{dy}\right)\left(l\frac{du}{dy}\right). \tag{5.46}$$

Теперь силы должны действовать так, чтобы сохранить разницу в скорости, потому что в противном случае быстрый и медленный слои перемещаются и образуют спокойный поток со средней скоростью. Следовательно, напряжение сдвига τ' должно противостоять тенденции передачи потенциала с целью ликвидации градиента скорости.

Тогда

$$\tau' 2a = 2\left(a\rho\frac{1}{2}l\frac{du}{dy}\right)\left(l\frac{du}{dy}\right), \tag{5.47}$$

или

$$\tau' = \frac{1}{2}\rho\left(l\frac{du}{dy}\right)^2. \tag{5.48}$$

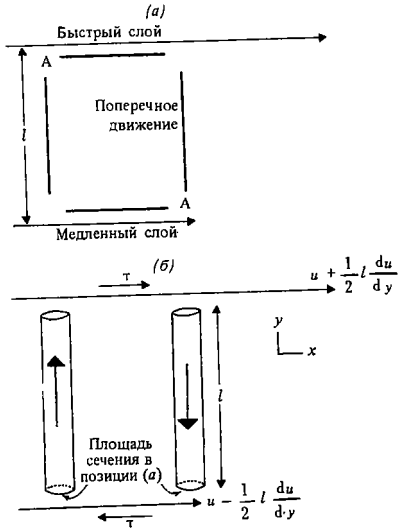


Рис. 5.28. Вывод уравнения Кармана–Прандтля [275]. Объяснение буквенных обозначений см. в тексте.

Примем τ', l и du/dy в качестве среднего напряжения сдвига, длины водоворота и градиента скорости соответственно. Чтобы при такой операции сохранить равенство частей, введем константу k; тогда

$$\tau = k\frac{1}{2}\rho\left(l\frac{du}{dy}\right)^2. \tag{5.49}$$

Теперь можно решить это дифференциальное уравнение, если принять: а) $\tau = \tau_0$ – граничное напряжение сдвига, б) по экспериментальным данным установить, что количественная величина kl пропорциональна расстоянию от границы, т.е. размер завихрения прямо зависит от глубины. Записав уравнение (5.49) в виде

$$\left(\frac{\tau}{p}\right)^{1/2} = \left(\frac{k}{2}\right)^{1/2} l\frac{du}{dy} \tag{5.50}$$

и приняв по экспериментальным данным, что $(k/2)^{1/2}l = 0{,}4y$, получаем

$$du = \left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{1/2}\frac{1}{0{,}4y}dy. \tag{5.51}$$

Интегрирование дает

$$u = \left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{1/2}\frac{1}{0{,}4}[\log_e y] + \text{const}. \tag{5.52}$$

Записав константу интегрирования

$$C = \left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{1/2}\frac{1}{0{,}4}\log_e\frac{1}{C_1},$$

где C_1 – другая константа, придаем уравнению (5.52) вид

$$u = \left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{1/2}\frac{1}{0{,}4}\left[\log_e y + \log_e\frac{1}{C_1}\right], \tag{5.53}$$

или

$$u = 2{,}5\left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{1/2}\log_e\frac{y}{C_1}. \tag{5.54}$$

В десятичных логарифмах

$$u = 5{,}75\left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{1/2}\log_{10}\frac{y}{C_1}. \tag{5.55}$$

В обозначениях, принятых в основном тексте, эта запись (см. уравнение (5.24)) выглядит так:

$$u = 5{,}75\sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}\log_{10}\frac{z}{k}. \tag{5.56}$$

В заключение следует заметить, что формула (5.56) применима только к нижним 10–20% граничного слоя. Иногда ее называют «законом стенки».

6

Транспортировка зерен осадка

6а. Введение. Установив в гл. 5 основные принципы движения жидкостей, обратимся теперь к взаимодействию перемещения жидкости и зерен осадка. В 1960-е годы Бэгнольд назвал эту область исследований гидравликой подвижной границы, чтобы отделить ее от более привычного анализа движения чистой жидкости. Мы различаем, собственно, два типа размываемого ложа потока: со свободными зернами и со связанными зернами. Первый тип включает все границы раздела, на которых располагаются дискретные твердые зерна, удерживаемые в контакте друг с другом только гравитационными силами. Второй тип наблюдается в случае агрегатов глинистых минералов в илистых толщах, где мельчайшие чешуйки глинистых минералов взаимно притягиваются электролитическими силами, которые во многом сравнимы с гравитационными (гл. 9).

6б. Зерна в неподвижной жидкости. У зерен, падающих в стоячей воде или в воздухе, много общего. Если мы поместим шарик с плотностью σ в жидкость, плотность которой равна ρ, при условии, что $\sigma > \rho$, он приобретет начальное ускорение при падении в жидкости. Ускорение будет уменьшаться до того момента, когда будет достигнута постоянная скорость, которую называют *установившейся скоростью* или *скоростью падения* (V_g). Проведя скрупулезные эксперименты с большим набором разнообразных по диаметру сферических зерен, мы сможем нанести результаты на график, показывающий взаимосвязь скорости падения и диаметра зерен (рис. 6.1). На графике хорошо видно, что скорость падения возрастает с ростом диаметра зерен. Однако прирост скорости уменьшается.

Рассматривая исключительно сопротивление вязкой жидкости, можно вывести теоретическую формулу такой взаимосвязи, выражающую скорость падения как функцию свойств зерен и жидкости (вывод ее приведен в приложении 6.1):

$$v_g = \frac{gd^2(\sigma - \rho)}{18\mu}. \tag{6.1}$$

Формула (6.1) известна как *закон Стокса*, названный в честь первооткрывателя. Закон Стокса точно предсказывает скорость падения частиц, для которых число Рейнольдса (для зерен) $-v_g d\rho/\mu$ – менее 0,5. Это соответствует частицам алевритовой и более тонкой размерности с плотностью, равной плотности кварца, при падении в воде. Почему этот закон неприменим к зернам лю-

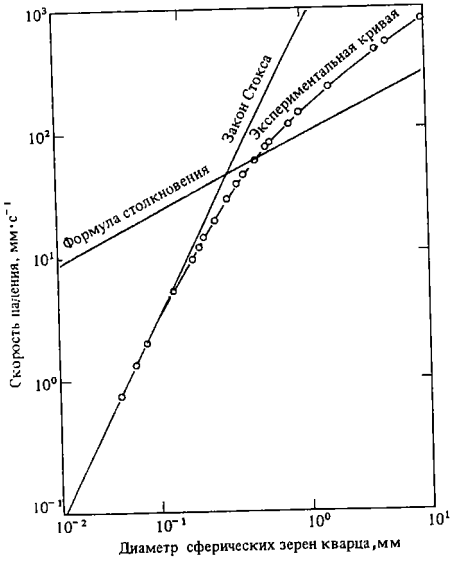


Рис. 6.1. График, иллюстрирующий зависимость скорости падения от диаметра зерен (сферические кварцевые зерна при температуре воды 20°С). Для сравнения показаны расчетные значения скорости падения в той же системе единиц по формуле Стокса и по формуле столкновения (уравнение Ньютона) [296].

бого размера? Ответ легко найти, вспомнив о тенденции к отрыву слоев жидкости в граничной зоне (разд. 5к). Поэтому на зерно, падающее с повышенной скоростью, действуют инерционные силы жидкости, не принятые во внимание в законе Стокса. Они приводят к большому росту тормозящего или замедляющего действия жидкости на сферическое тело. Ньютон вывел выражение для скорости падения в условиях преобладания сил инерции, которое известно как *формула столкновения*:

$$v_q = \sqrt{\frac{4}{3} q \frac{\sigma - \rho}{\rho}}. \qquad (6.2)$$

Практически формула Ньютона не дает удовлетворительного схождения с экспериментальными данными (рис. 6.1), так как цифровая константа принята на основе недостаточно четко определенных предположений о действии воды на падающее сферическое тело и не учитывает отрыв потока.

До сих пор мы рассматривали падение единичной сферической частицы с гладкой поверхностью. В реальных случаях обычно возникают усложнения. Во-первых, естественные осадочные зерна не обладают совершенной сферической формой и хорошо обработанной поверхностью. Природные частицы силикатов алевритовой и песчаной размерностей по форме наиболее близки к сферам, и поэтому обычно можно считать, что их конечная скорость падения такая же, как и у сферы того же диаметра (табл. 4.2). Для прямого экспериментального определения конечной скорости падения конкретного зерна требуются очень тщательные исследования. Серьезные трудности возникают при работе с частицами биогенного происхождения или химическими осадками. Например, пески-ракушечники состоят из плоских зерен, при движении которых вниз сквозь толщу воды наблюдается маятникообразное качание в направлении, перпендикулярном вектору скорости падения, напоминающее движение падающих листьев. Понятно, что для подобных частиц нельзя установить какие-то общие законы или экспериментальные зависимости. Для каждого образца нужно определить соответствующие соотношения в эксперименте [114]. Кроме того, почти все природные образцы включают популяции частиц, падение которых носит групповой характер. Взаимные помехи частиц и усиление торможения приводят к снижению скорости падения по сравнению с жидкостью, свободной от зерен осадка. Было высказано предположение [679], что конечная скорость падения сферической частицы v_g', падающей в совокупности с другими, изменяется как

$$v_q' = v_q(1 - C)^n, \qquad (6.3)$$

где v_g' – конечная свободная скорость падения единичного зерна (в жидкости, где другие зерна отсутствуют); C – объемная концентрация зерен в их движущейся совокупности; n – показатель степени, колеблющийся в пределах от 2,32 до 4,65 и зависящий от числа Рейнольдса для зерен. Это отношение показывает, что скорость стесненного падения (падение в среде, содержащей совокупность зерен) будет меньше, чем скорость свободного падения, и сильно зависит от концентрации зерен. Для тонкого осадка,

когда $n = 4{,}65$, и при высоких концентрациях (C около 0,5) v_g' может составить всего 2–3% от v_g. Эти данные имеют большое значение для понимания условий аккумуляции зерен из плотных перегруженных материалом потоков (таких, как мутьевые потоки; гл. 7).

6в. Условия трогания частиц со дна. Когда поток жидкости оказывает сдвигающее воздействие на выровненную поверхность дна, сложенную зернами, наступает критический момент, когда зерна, увлекаемые потоком, начинают перемещаться. Понятию *критического порога трогания зерен* уделялось большое внимание, так как это практически важный параметр для решения инженерных задач (каналы, ирригационные сооружения, экспериментальное моделирование). Знание порога трогания частиц разного типа и различных размеров имеет особое значение для седиментологии.

Перед тем как привести результаты экспериментальных исследований порога трогания, рассмотрим силы, которые в потоке действуют на зерна, лежащие на дне (рис. 6.2). *Сила волочения*, обусловленная

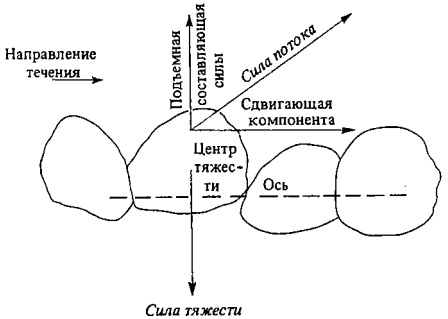


Рис. 6.2. Схема сил, действующих на зерно, лежащее на дне, которое сложено такими же зернами и подвергается действию потока жидкости, проходящего над ним.

градиентом скорости у дна, действует на каждое зерно. Если τ_0 – среднее напряжение сдвига у дна (рассчитанное по формулам (5.6) и (5.7)), то средняя сила волочения на одно зерно выразится как $F_0 = \tau_0 / n$, где n – число частиц на единицу площади дна. Существует также *подъемная сила*. Линии тока над выступающим зерном изгибаются, скорость возрастает, и для поддержания равенства давления в соответствии с уравнением (5.4) давление над зерном должно снизиться. Изящные измерения Чепила [151] (рис. 6.3) и более новые данные не оставляют сомнения, что подъемная сила сравнима с силой волочения, пока зерно находится на дне. Когда зерно поднимается над дном, подъемная сила быстро исчезает, а скорость волочения быстро растет.

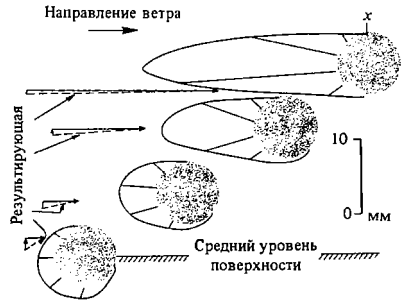


Рис. 6.3. Схема примерной разницы давления на точке x на макушке шара (7,5 мм) и на других точках на поверхности сферы в потоке воздуха. На шар действуют и подъемная сила, и сила волочения. Подъемная сила резко снижается с высотой, а волочение растет из-за прямого давления ветра. Скорость ветра на высоте 20 мм над поверхностью равна 7,7 м·с$^{-1}$, срывающая скорость составляет 0,98 м·с$^{-1}$. Длина линий в контурах вокруг зерен показывает относительные различия в давлении воздуха [151].

Обе рассмотренные силы в жидкости стремятся привести в движение зерна, лежащие на дне. Им оказывает сопротивление сила тяжести зерен, направленная нормально (рис. 6.2). Теоретически определить критическое напряжение сдвига, необходимое для смещения зерен, оказалось невозможно, хотя первоначально казалось, что перспективен подход с применением понятия «момента силы». Это связано с необходимостью использовать большое число переменных, не говоря уже об оценке роли подъемной силы. Поэтому критические условия для срыва частицы со дна необходимо определять экспериментальным путем. Для того чтобы обеспечить максимальную генерализацию, любой график экспериментальных результатов должен быть применим к широкому разнообразию жидкостей и частиц. Как седиментологи, мы больше

всего интересуемся природными минеральными зернами в воздушной и водной среде; но эти системы следует рассматривать как частные случаи более общих приложений теории.

Исходя из первоначальных принципов, мы можем считать, что критические условия для движения частицы C_c будут зависеть от силы тяжести (g), размера зерен (d), массы погруженной в жидкость частицы ($\sigma - \rho$), кинематической вязкости (ν) и придонного напряжения сдвига (τ_0). Следовательно,

$$C_c = f(d, g(\sigma - \rho), \nu, \tau_0). \qquad (6.4)$$

Теперь для большей генерализации лучше сгруппировать эти количественные (размерные) характеристики и две безразмерные группы для применения их при интерпретации экспериментальных данных (полный обзор см. в работе [575]). Вот эти группы:

$$\frac{\tau_0}{g, d(\sigma - \rho)} = f\left(\frac{u_* d}{\nu}\right). \qquad (6.5)$$

Выражение в левой части известно как безразмерное придонное напряжение сдвига θ. Выражение в правой части нам уже знакомо (в слегка видоизмененной форме) и представляет собой число Рейнольдса для зерен Re_g. График зависимости θ от Re_g (известный под названием диаграммы Шильдса) для жидкостей показан на рис. 6.4, *в*. Заметен большой разброс точек, поскольку использованы многочисленные серии опытов, а точно определить, когда будет достигнут порог трогания, затруднительно. Оказывается, что θ близко к постоянной (составляя примерно 0,05) для большого ряда диаметров зерен, вплоть до значений числа Рейнольдса (для зерен) примерно около 1,0. При малых значениях числа Рейнольдса для зерен θ постоянно растет, достигая примерно 0,3. Такой рост, надо полагать, должен быть связан с менее шероховатой поверхностью дна, когда зерна целиком помещаются в пределах вязкого подслоя, где градиент скорости и мгновенные пульсации скоростей меньше, чем в нижней части турбулентного граничного слоя. Читатель должен помнить, что многие линии графика, проведенные разными авторами по экспериментальным точкам, имеют малую стати-

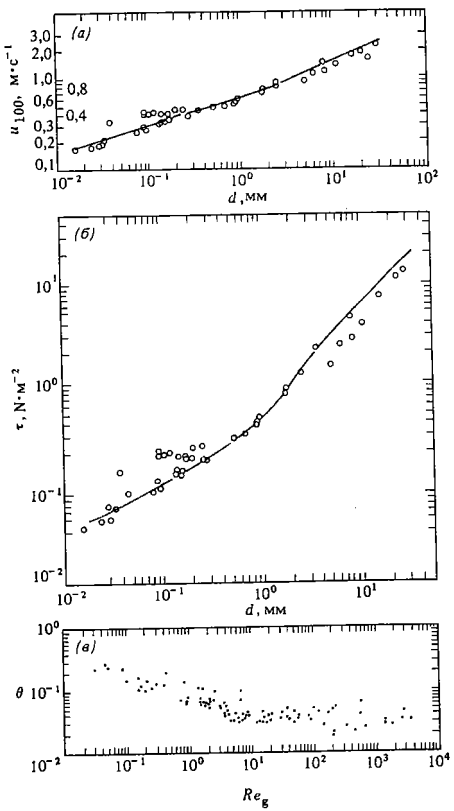


Рис. 6.4. Графики порога трогания. *а* – зависимость порога трогания зерен, имеющих плотность кварца, от диаметра (d) и скорости потока на высоте 1 м над дном; температура воды 20°C [576]; *б* – зависимость диаметра d от напряжения сдвига τ, необходимого для трогания зерен (плотность зерен как у кварца, температура воды 20°C) [576]; *в* – зависимость безразмерного параметра напряжения сдвига θ от числа Рейнольдса для зерен различных типов при температуре воды 20°C (диаграмма Шильдса; по работе [576]).

стическую надежность. Так, наклон линии в интервале Re_g от 100 до 10 нельзя считать достоверным, если внимательно изучить очень полные данные на рис. 6.4, *в*.

«Проблема порога трогания» в воде дополнительно проясняется, если рассматривать начало движения зерен как результат взаимодействия между двумя статистическими распределенными переменными

[313]. Первую переменную можно определить как характеристику начального движения данного придонного материала в жидкости данной вязкости и плотности. Следовательно, можно считать, что каждое зерно, лежащее на дне, подвергается действию мгновенного местного напряжения; поскольку форма, размер, масса и размещение отдельных зерен случайны, такое τ_0, обозначаемое как τ_c, имеет вероятностное распределение. Вторая переменная – локальное мгновенное напряжение сдвига у дна, вызванное явлениями прорыва и замета (разд. 5з). Эти напряжения имеют вероятностное распределение, которое зависит от $\bar{\tau}$, плотности жидкости и условий вязкости и шероховатости дна потока. В начале трогания зерен наиболее податливые частицы (с наименьшими значениями критического напряжения сдвига) смещаются теми напряжениями сдвига из числа передаваемых от потока ко дну, которые имеют максимальную величину. Результаты экспериментов с пузырьками позволили для каждого случая составить гистограммы (рис. 6.5). Они показывают, что критическое напряжение сдвига, необходимое для перемещения зерен, возникает, если распределения τ перекрываются в некоторой области, размеры которой постоянны. Значительная часть разброса точек на графике Шильдса как раз и связана с различной оценкой наблюдателями размеров такого перекрытия.

Для воздушных потоков Бэгнольд [42] выделил два типа порогов. При значениях критических скоростей воздушного потока, недостаточных для срыва зерен с помощью одного напряжения сдвига, можно спровоцировать смещение зерен и поддерживать его, просто бросая зерна на поверхность дна. От столкновения остальные зерна подпрыгивают и подхватываются воздушным потоком; после падения и соударения они вызывают новое движение, и далее это продолжается по направлению ветра. Движение зерен прекращается, если перестать добавлять зерна. Критическая скорость ветра, необходимая для такого процесса, получила название *порога удара*. Дальнейшее возрастание скорости ветра заставляет зерна двигаться под прямым его действием при нормальном, или *потоковом*, пороге (скорости). Такая способность природных зерен песка подталкивать и подбрасывать другие песчинки после столкновения противоположна поведению зерен в воде. Это связано с различной вязкостью воды и воздуха (разд. 5б),

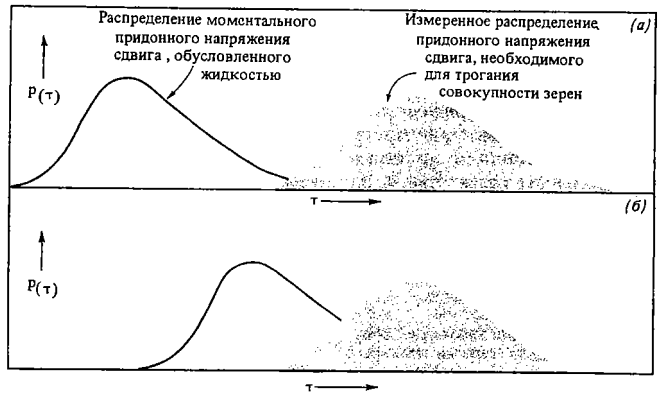


Рис. 6.5. Схематические диаграммы порога трогания зерен, показывающие, что он определяется степенью перекрытия между распределением действующих на зерно мгновенных напряжений сдвига, связанных с турбулентностью, и фактическим распределением напряжений, необходимых для трогания конкретной изучаемой совокупности зерен (подробности см. в работе [313]). *а* – перекрытие невелико, движение незначительно; *б* – перекрытие больше, общий порог превышен. Различия в степени перекрытия, по определениям разных исследователей, объясняют частично перекрытие на графиках порога трогания (см. рис. 6.3, *а–в*) ([313], с изменениями).

что обусловливает сопротивление движению и большую разность соотношения плотностей в паре кварц–воздух (2000 : 1) и кварц–вода (1,65 : 1). Как мы увидим дальше (гл. 8), типы ряби тесно связаны с этими факторами. Для большинства песчинок в воздушных потоках критическая скорость является функцией квадратного корня из размеров частицы.

В заключение можем отметить, что значения напряжения сдвига или срывающей скорости (u_*) выше порога движения могут быть выражены как отношение этой величины к критическому пороговому напряжению или скорости (u_{*c}) для рассматриваемых зерен. Это *показатель интенсивности транспорта*[1] [276], который выражается как

$$\frac{u_*}{u_{*c}}. \qquad (6.6)$$

6г. Траектория перемещения зерен. Как только достигается порог смещения, зерна начинают движение вниз по течению, перемещаясь тремя основными способами (рис. 6.6). *Перекатывание* легко определить как движение при сохранении постоянного соприкосновения с дном, причем сюда же относится редко наблюдаемое «скольжение». *Сальтация* (от лат. saltare–прыжок)–движение, состоящее из серии баллистических скачков или прыжков, для которых характерен крутой подъем (под углом более 45°) от дна на высоту нескольких диаметров зерна, переходящий в пологий (более 10°) спуск обратно ко дну. Такая траектория не является, как правило, симметричной параболой, которую легко представить по расчетному пути артиллерийского снаряда или стрелы, при вычислении которых не учитывается сопротивление среды. *Суспензионное* (собственно, «взвешенное») движение типично для зерен, перемещающихся по более длинным и неправильным траекториям, на большей высоте от дна, чем при сальтации. Как указывал Бэгнольд [48], полностью выраженное взвешенное движение требует, чтобы «масса твердой частицы поддерживалась полностью случайной последовательностью импульсов, направленных вверх, которые обусловливаются вихревыми течениями турбулентного потока, движущимися вверх относительно дна». Однако зерно может испытывать направленное вверх ускорение, находясь на нисходящей ветви траектории сальтации, когда на сальтационное движение начинает действовать турбулентность. Хотя такие случаи считаются примерами взвешивания, видимо, правильнее называть их *начальным взвешиванием.*

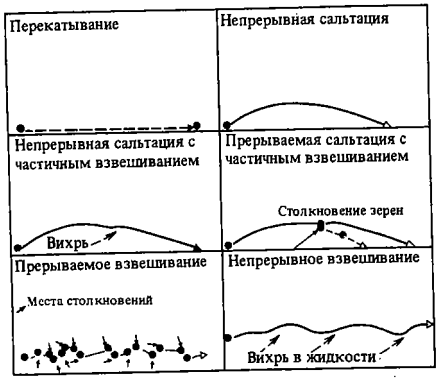


Рис. 6.6. Схематическое изображение траекторий зерен во влекомых и взвешенных осадках [495].

Обычно непросто проследить траекторию пути движущейся песчаной частицы, в особенности среди массы других зерен. Только в последние годы благодаря применению изощренной фотографической методики стало возможным получить полное представление о различных типах траекторий зерен. Фотометодики с применением многократной экспозиции [276, 1] показали, что а) соотношение отрезков времени, в течение которых зерна в воде находятся в каждом из трех указанных выше состояний, прямо зависит от показателя интенсивности транспортировки; б) статистические характеристики прироста длины и высоты сальтирующих и первоначально взвешенных зерен являются функцией показателя интенсивности транспортировки (рис. 6.7); в) средняя скорость поступательного перемещения зерен является прямой функцией средней скорости потока (рис. 6.7).

[1] Судя по смыслу понятия, которое обсуждается ниже, так переведен термин transport stage, использованный в оригинале.–*Прим. ред.*

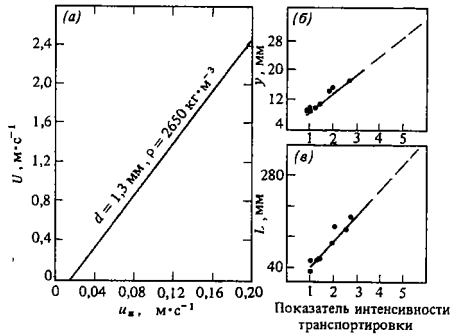


Рис. 6.7. *а*–график зависимости усредненной скорости жидкости U от срывающей скорости жидкости u_* для зерна кварца диаметром 1,3 мм [495], первичные данные заимствованы из работы [1]; *б*–график зависимости усредненной максимальной высоты сальтации $\bar{y}$ от показателя интенсивности транспортировки для зерен диаметром 8,3 мм; *в*–график зависимости средней длины сальтации $\bar{L}$ от показателя интенсивности транспортировки ([111], с изменениями). Показатель интенсивности транспортировки u_*/u_{*c}, где u_{*c}–критическая срывающая скорость, необходимая для трогания зерен.

Наблюдаются существенные различия в механизмах сальтации в воздухе и в воде. В воздухе зерна значительно менее плавучи, поскольку разница в плотности между частицей и средой очень велика. Как уже было отмечено выше, падающие зерна имеют достаточный момент движения, чтобы сдвинуть и вытолкнуть вверх другие частицы из маленьких кратеров удара. Крутой и изменчивый первоначальный угол взлета полностью обусловлен этим процессом (рис. 6.8). Относительно небольшое сопротивление воздуха, являющееся следствием его малой вязкости, позволяет зернам достичь большой высоты (примерно до 500–100 диаметров зерна). Этот процесс усиливается благодаря отражению при соударении с гальками на поверхности (рис. 6.9). В воде зерна больше подвержены действию плавучести. При столкновении на дне зерен размерностью вплоть до мелкогравийной соседние зерна не приходят в движение, и, что особенно важно, соударения не побуждают их совершить новую сальтацию [1]. При ударе зерна о дно линейный момент не сохраняется, и поэтому сальтация в воде отнюдь не похожа на прыжки мячика. Съемки с многократной экспозицией показывают это вполне убедительно. Поэтому первоначальный подъем зерна в воде должен быть результатом *подъемной силы* Бернулли, а не подталкивания другими зернами.

Появление полностью развитого взвешивания можно грубо оценить, приняв, что среднеквадратичные пульсации придонной скорости, направленные вверх, превышают скорость сальтирующих зерен, т. е.

$$v_g \lesssim \sqrt{\overline{v'^2}}. \qquad (6.7)$$

Поскольку известно, что выражение, включающее v', достигает максимум $1{,}2u_*$, мы можем записать примерный критерий полного взвешивания в виде

$$\frac{v_g}{u_*} \lesssim 0{,}8. \qquad (6.8)$$

Этот критерий хорошо объясняет появление эффекта полного взвешивания, который мы наблюдаем в многокадровых фотофиксациях. Существенным следствием из этого критерия является то, что тонкие донные осадки ($d < 0{,}1$ мм) должны переходить во взвешенное состояние немедленно по достижении порогового значения.

Описанные выше типичные траектории зерен возможны лишь в тех случаях, *когда зерна не действуют друг на друга* в процессе движения, т. е. когда простые траектории

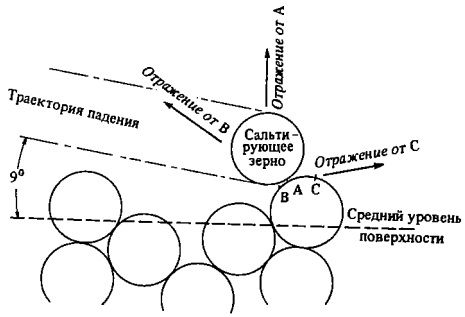


Рис. 6.8. Схема, показывающая зависимость траектории «выбитого в воздух» сальтирующего зерна от угла столкновения с неподвижными зернами на поверхности [151]. Эффект отражения не имеет значения в водных условиях, где подъемная сила жидкости вызывает движение зерен вверх от дна.

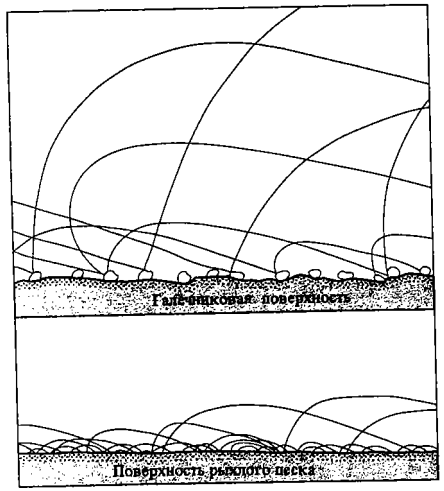


Рис. 6.9. Рисунок, иллюстрирующий различия в высоте, достигаемой зернами при сальтации в воздухе, над поверхностью, сложенной галькой и песком, вследствие различной «отражательной способности» этих субстратов [41].

сальтации не прерываются в результате столкновения зерен или их отклонения. Такие помехи скорее возникают в воде, чем в воздухе, поскольку область сальтации в первом случае менее мощная. Когда показатель интенсивности транспортировки водного потока возрастает, все больше зерен вовлекается в движение, и поэтому их концентрация в потоке будет возрастать. Соударения зерен станут неизбежными. На основе простой динамики столкновений, базирующейся на кинетической теории, можно показать, что простая сальтация не будет возникать при значении ступени транспортировки около двух, когда зерна в придонной части начнут двигаться как концентрированное зернистое множество, в котором преобладает соударение зерен или взаимоотражение [495].

Мы подошли теперь к подходящему моменту для того, чтобы дать рациональные определения типов транспортируемых наносов.

Влекомые (донные) наносы (bedload) включают перекатываемые, сальтирующие и «прерывно-сальтирующие» (в результате столкновений) зерна. Последняя разность присутствует только в водных потоках. Зерна, входящие в состав донных наносов, передают момент движения неподвижной поверхности дна благодаря ударам твердого тела о твердое. Степень ускорения этого момента движения должна быть равна весу частиц донных наносов в воде. Наше определение донных наносов, следовательно, отражает и их положение в потоке, и динамику [48].

Взвешенные наносы (suspended load) включают все зерна, перемещаемые в жидкости благодаря турбулентности, так что сила тяжести взвешенных зерен уравновешивается передачей направленного вверх момента турбулентных вихрей. Этот процесс имеет большее значение в водных потоках, чем в воздушных.

«*Мутность*» (washload) – очень широкий термин, охватывающий частицы глинистой размерности, которые находятся в водных потоках более или менее постоянно во взвешенном состоянии. Для воздушных потоков наиболее подходящий эквивалент – *пыльность* (dustload). Глинистые частицы очень медленно осаждаются на дно, если течение потока прекращается.

Транспортировка донных наносов может оказать заметное воздействие на распределение скорости жидкости по высоте потока от дна. Хороший пример представляет собой случай ветрового потока, где с помощью очень точной аэродинамической трубы можно измерить скорость в зоне движения донных наносов и сразу над нею [41]. По мере того как сила ветра переходит порог влечения, наблюдается отчетливое снижение скорости потока воздуха в центре тяжести зоны донных наносов. Замедление достигает 20% по сравнению с расчетной скоростью по формуле Кармана – Прандтля (гл. 5) для турбулентных потоков, не несущих твердых зерен. Отклонение графиков скорости по данным замеров от расчетной прямой объясняется ожидаемым эффектом передачи момента от жидкого тела к твердому в верхней части траекторий сальтации, где движение частиц ускоряется. Аналогичные явления должны наблюдаться в водных потоках [48], но они с трудом поддаются измерению, так как мощность зоны донных наносов в этом случае невелика.

Заключительную часть этого раздела посвятим объяснению перегибов и прямолинейных отрезков на графике распределения гранулометрии зерен водных осадков, построенном в логарифмическом масштабе (рис. 6.10; см. гл. 4). В последнее время было доказано, что два наиболее грубых по размеру компонента на этой кривой соответствуют моде донных наносов и промежуточной моде взвешивания, описанным выше [573]. Эти рассуждения основаны на критерии взвешивания, также рассмотренном выше. Перегиб в наклоне кривой между двумя популяциями в общем соответствует диаметру, близкому к критическому значению, необходимому для перехода во взвешенное состояние в соответствии с формулой (6.8). Миддлтон утверждает, что дифференциальная сортировка зерен, размер которых меньше такого значения, обусловлена взвешиванием, а сортировка более грубых зерен происходит в процессе волочения.

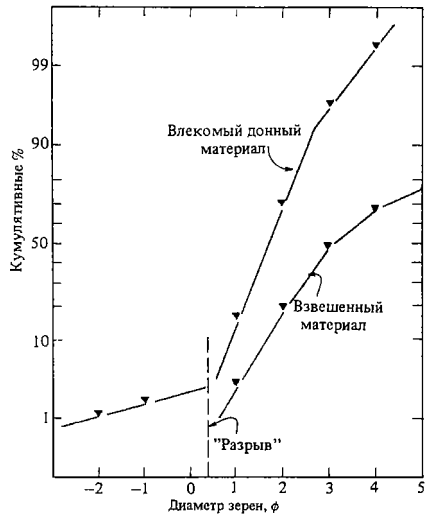


Рис. 6.10. Анализ гранулометрии (кумулятивная кривая) типичных влекомых и взвешенных осадков в современных осадках реки Бернадильо, шт. Нью-Мексико. Данные составлены на основе усреднения всех проб, отобранных в 1958 г. Пунктир отмечает «разрыв» гранулометрических свойств, который интерпретируется как граница между популяциями влекомых и спорадически взвешиваемых частиц.

6д. Передача напряжений твердыми телами. До сих пор мы считали, что напряжение сдвига, действующее на дно при осадкообразовании, полностью обусловлено движением жидкости. Как установил Бэгнольд [40, 42, 46, 48], подобная ситуация при перемещении донных наносов не сохраняется, так как движущаяся частица при ударе о дно передает ему момент движения от потока и вызывает дополнительные напряжения, передаваемые твердыми телами. Рассмотрим, например, сальтирующую частицу с массой m, ударяющуюся о дно со скоростью U, с траекторией под углом ξ к поверхности дна. Если происходит эластичное соударение, то, пренебрегая трением, можно считать, что в направлении, нормальном к поверхности дна, ему будет передан момент величиной $2mU\sin\xi$, а тангенциально-момент $2mU\cos\xi$. Если не происходит эластичного отскакивания, а зерно после удара катится, передача момента уменьшается в два раза.

Величину момента, передаваемого твердыми телами (T и P), измерить в условиях эксперимента трудно (впрочем, см. работу [42]) из-за скорости изменения тангенциального и нормального моментов. Можно предположить, что при перемещении донных наносов напряжение сдвига, прилагаемое ко дну, должно включать компоненты сдвига как жидкого, так и твердого вещества. Следовательно,

$$\underset{\text{общее прилагаемое напряжение сдвига}}{\tau} = \underset{\text{сопротивление сдвига жидкости}}{\tau_s} + \underset{\text{сопротивление сдвига твердого материала}}{T} \qquad (6.9)$$

В реальном эксперименте, применяя соосный вращающийся барабан, Бэгнольд [40] сумел измерить величину T и нормально передаваемого напряжения P. Результаты эксперимента показывают, что сопротивление сдвига в смесях из жидкой и твердой фаз сильно возрастает по сравнению с чистой жидкостью. Удалось выделить две области поведения, определяемые безразмерной величиной, которую теперь именуют *числом Бэгнольда*. В вязкой области при низких значениях напряжений и/или малой концентрации зерен отношение $T:P$ оказалось константой со значением, близ-

ким к 0,75. В этой области влияние зерен друг на друга выражается в отталкивании при приближении, еще до того как происходит соударение твердых тел. В области инерционного поведения при высоких значениях напряжений сдвига и/или высокой концентрации зерен отношение $T:P$ постоянно и составляет около 0,32. В этой области преобладают столкновения зерен друг с другом.

Применяя эти выводы к природным потокам, Бэгнольд выдвинул следующие постулаты:

а) В воздухе благодаря «цепной реакции», описанной выше как пороговое состояние, среда передает сальтирующим зернам такую часть момента, что сопротивление сальтации почти равно прилагаемому напряжению сдвига. Следовательно, почти мгновенно устанавливаются условия, при которых $T = T$.

б) В воде, где отношение плотности твердого компонента к плотности жидкости невелико, значение T постепенно возрастает с ростом показателя интенсивности транспортировки. Когда весь слой зерен, ранее неподвижный, приходит в движение в качестве влекомых наносов при высоких значениях показателя интенсивности транспортировки, $T \to \mathrm{T}$ по утверждению Бэгнольда.

в) Нормальное напряжение P, которое называют также *рассеивающим*, должно находиться в равновесии с нормальным напряжением, обусловленным силой тяжести движущихся влекомых наносов.

Относительно положения б) следует заметить, что при любых значениях показателя интенсивности транспортировки

$$\mathrm{T} \models \tau_c + T, \tag{6.10}$$

где τ_c – напряжение сдвига жидкости, необходимое для трогания зерен. Расчет значений T по экспериментальным данным [494] показал, что при высоких значениях показателя интенсивности транспортировки T ни в коем случае не растет. Эти результаты пока не находят полного объяснения.

Положение в) – ключевое для теории перемещения наносов, предложенной Бэгнольдом. Мы рассмотрим эту проблему в следующем разделе настоящей главы.

В этой важной, но очень трудной для исследования области предстоит большая экспериментальная и теоретическая работа. Ее результаты, надо полагать, прольют свет на ряд фундаментальных проблем теории движения осадков и теории донных форм.

6е. Теория движения осадков. Интенсивность транспортировки осадков, которая может быть достигнута в отдельной системе потоков, зависит от ряда переменных. Величина такой интенсивности имеет огромное практическое значение для решения множества задач прикладной гидротехники и охраны окружающей среды. За последнее столетие было предложено множество уравнений, описывающих транспортировку осадков, причем многие из них были выведены на основе результатов измерений в экспериментах на лабораторных русловых установках. Часто они имеют обобщенную форму [21]:

$$i = \mathrm{f}(\bar{u} - \bar{u}_{\mathrm{crit}})^n, \tag{6.11}$$

или

$$i = \mathrm{f}(\bar{\tau}_0 - \bar{\tau}_{\mathrm{crit}})^m, \tag{6.12}$$

где i – интенсивность перемещения осадков, выраженная в размерности массы частиц, погруженных в жидкость; $\bar{u}$ – средняя скорость потока; $\bar{u}_{\mathrm{crit}}$ – средняя скорость потока в момент достижения порога перемещения; $\bar{\tau}_0$ – среднее напряжение сдвига у дна; $\bar{\tau}_{\mathrm{crit}}$ – среднее напряжение сдвига у дна в момент достижения порога; n и m – показатели степени со значениями больше 1,0. Эти эмпирические соотношения показывают, что чем больше мощность потока превышает пороговое значение, тем больше интенсивность транспортировки. Они ничего не добавляют к нашему пониманию процесса транспортировки осадков и поэтому ненаучны. Бэгнольд предложил две интересные теории транспортировки, основанные на простых физических принципах. Рассмотрим вкратце обе, причем только с точки зрения влекомых осадков.

Бэгнольд [46, 48] рассматривает водный поток как транспортирующую машину, где общая энергия, поступающая на единицу площади, составляет (гл. 5)

$$\omega = \rho g S h \bar{u} = \tau \bar{u}. \tag{6.13}$$

Преобладающая часть этой энергии рассеивается в процессе поддержания потока

и преодоления сопротивления сил внутреннего трения жидкости; таким образом, фактически действующая энергия меньше этой величины. Интенсивность работы потока жидкости по перемещению осадков может быть выведена следующим образом: пусть вес влекомых осадков в жидкости составляет на единицу площади $m_b g$, а средняя скорость перемещения равна $\bar{u}$. Тогда доля транспортирующей работы составит $m_b g \bar{u}$. Затем рассчитаем силу действия взвешенного в жидкости веса влекомых осадков, которая будет меньше $m_b g$ на величину $\mathrm{tg}\,\alpha$, полученную по коэффициенту динамического трения. Поэтому интенсивность, с которой жидкость производит работу по перемещению осадков на единицу площади, составит

$$m_b g \bar{u}\,\mathrm{tg}\,\alpha = i_b\,\mathrm{tg}\,\alpha, \tag{6.14}$$

где все единицы измерения аналогичны единицам формулы (6.13).

Приравняв выражения (6.13) и (6.14) таким образом, чтобы действующая энергия, умноженная на эффективность, дала интенсивность работы, и введя коэффициент эффективности e_b, получим простое уравнение Бэгнольда для интенсивности транспортировки:

$$i_b = e_b \omega / \mathrm{tg}\,\alpha. \tag{6.15}$$

Для заданной общей энергии потока коэффициент эффективности e_b обратно пропорционален отношению глубины потока к размеру зерен, так как в глубоких потоках эффективная скорость, оказывающая воздействие на слой влекомых осадков, будет меньше, чем в мелких.

В случае перемещения влекомых осадков воздушным потоком мы не можем использовать, как для водного потока, аналог энергии, так как в воздушном потоке высота потока не поддается измерению. Бэгнольд [41] подошел к решению, приравняв интенсивность прилагаемого усилия сдвига воздуха к скорости потери момента движения зернами влекомых осадков. Рассмотрим зерно массой m, движущееся из состояния покоя и ударяющееся о дно со скоростью U, после того как оно прошло расстояние L. Если при ударе вся скорость U потеряна, можно считать, что зерно получило момент величиной mU/L на единицу длины перемещения в воздухе. Теперь возьмем массу (i_b) одноразмерных песчаных зерен, которые движутся в пределах полосы шириной в единицу длины и проходят через определенную точку за единицу времени, и примем, что скорость потери ими момента движения составит $i_b U/L$. Скорость потери момента имеет размерность силы, поэтому выражение $i_b U/L$ является мерой сопротивления, которое испытывает воздух на единицу площади в результате сальтации зерен. Обозначив силу сопротивления или сдвига как τ, или, согласно изложенному в гл. 5, как ρu_*^2, можем записать:

$$\tau = \rho u_*^2 = i_b U/L. \tag{6.16}$$

Теперь установлено, что U/L равно g/v', где v' – начальная вертикальная скорость сальтирующего зерна. Следовательно,

$$\frac{i_b g}{v'} = \rho u_*^2,$$

или

$$i_b = \frac{\rho u_*^2}{g} v'. \tag{6.17}$$

v' должно быть пропорционально u_*, так что $v' = \mathrm{k} u_*$, где $\mathrm{k} = 0{,}8$ (по экспериментальным данным). После подстановки получаем

$$i_b = \frac{\rho u_*^3}{g} 0{,}8. \tag{6.18}$$

Допустив, что 25% влекомых осадков движутся благодаря подталкиванию ударами сальтирующих зерен, получаем конечное выражение

$$i_b = 1{,}1 \frac{\rho}{g} u_*^3, \tag{6.19}$$

которое удовлетворительно соответствует экспериментальным данным.

Обе приведенные выше формулы для транспортировки влекомых осадков в воде и в воздухе принимают форму кубических уравнений относительно скорости. Формулу (6.15) можно записать в виде

$$i_b \propto U \cdot u_*^2, \tag{6.20}$$

в то время как формула (6.19) может быть записана как

$$i_b \propto u_*^3. \qquad (6.21)$$

Следовательно, интенсивность транспортировки осадков сильно зависит от прироста скорости течения. Бэгнольд, например, считает, что сильный ветер, дующий со скоростью 16 м·с$^{-1}$, за 24 ч перенесет столько песка, сколько ветер, постоянно дующий со скоростью 8 м·с$^{-1}$ за 3 недели. Надо заметить, что при больших промежутках времени преимущество будет сохраняться за умеренными ветрами, поскольку их низкая энергия компенсируется их большей частотой и постоянством действия.

6ж. **Выводы.** При малых значениях числа Рейнольдса для зерен конечная скорость падения зерна определяется законом Стокса. Скорость зерна в группе падающих зерен значительно меньше, чем при опускании в жидкости, свободной от других частиц. Определение τ_{crit} затрудняется при возрастании перекрытия распределения значений прилагаемого напряжения и напряжения сопротивления при нанесении данных пороговых значений на безразмерную диаграмму Шильдса. Зерна, перемещающиеся в форме влекомых, сальтирующих и взвешенных осадков, дают в каждой группе свою моду распределения. В состав влекомых осадков входят все зерна, для которых сила, создаваемая их весом (с учетом потери веса при погружении в жидкость), находится в динамическом равновесии с моментом движения, передаваемым дну движущимися зернами. Взвешенные осадки включают зерна, движущиеся как бы на плаву под воздействием турбулентности. К теории транспортировки осадков можно подойти на основе энергии (водные потоки) и на основе потери момента движения (ветровые потоки).

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Превосходная книга Бэгнольда [41] до сих пор сохраняет свое значение как основа для изучения эоловой транспортировки. В работах [661] и [884] рассмотрены проблемы, требующие более глубокой подготовки. Статья Бэгнольда [46], пересмотренная для случая влекомых осадков [48, 49], представляет собой фундаментальную основу для всех аспектов теории транспортировки. Многие начальные вопросы теории транспортировки осадков можно найти в работе [575].

Приложение 6.1

Вывод закона Стокса

Фундаментальное уравнение гидродинамики, выведенное как упрощение полных уравнений движения Навье–Стокса, гласит, что в жидкостях должно существовать равновесие между силами местной вязкости и давления. Решение этого уравнения «ползучего» движения для потока с низким числом Рейнольдса, обтекающего сферу, приводит к следующему выражению, связывающему радиус сферы a, скорость V_g, вязкость μ и поверхностную силу торможения D:

$$D = 6\pi\mu a V_g. \qquad (6.22)$$

Для безразмерного коэффициента торможения $C_D (C_D = D/\frac{1}{2}\rho V_g^2 A$, где ρ – плотность жидкости, A – площадь проекции сферы на нормально расположенную поверхность) уравнение (6.22) можно записать как

$$C_D = 6\pi/Re_g = 24/Re_g, \qquad (6.23)$$

где Re_g – число Рейнольдса для зерен, определяемое как $\rho V_g^2 a/\mu$. Безразмерное отношение подтверждено экспериментально, но *только для значений числа Рейнольдса* $\lesssim 0{,}5$.

Во время непрерывного опускания зерна в жидкости с таким малым числом Рейнольдса необходимо, чтобы сила поверхностного торможения и общая сила Архимеда, действующие на зерно, были уравновешены действующей на него силой тяжести. Следовательно,

$$m_g g = D + m_f g,$$

где m_g, m_f – массы зерна и жидкости соответственно, или

$$\frac{4}{3}\pi a^3 \rho_g g = 6\pi\mu a V_g + \frac{4}{3}\pi a^3 \rho_f g.$$

Преобразовав уравнение и решив его относительно V_g, получаем *закон Стокса*:

$$V_g = \frac{2}{9}\frac{\rho_g - \rho_f}{\mu} g a^2. \qquad (6.24)$$

Отсюда видно, что V_g пропорциональна квадрату радиуса зерна в любой системе жидкостей и зерен.

7

Гравитационные потоки осадочного материала

7а. **Введение.** В гл. 6 мы рассматривали перенос осадков водой и ветром. Разберем теперь, как совокупности зерен перемещаются сами по себе под действием силы тяжести, без влияния перекрывающей их постоянно среды. Все гравитационные потоки должны преодолеть сопротивление, вызываемое трением частиц друг о друга. Укажем четыре обобщенных типа потоков, в которых это достигается различными способами (рис. 7.1).

Сыпучие потоки. Для них характерны столкновения зерен друг с другом в процессе смещения наподобие лавины. Никакого снижения трения в таких потоках нет, поэтому они могут возникать только на крутых субаэральных и субаквальных склонах, угол склона которых превышает угол естественного откоса для зерен, участвующих в движении. *Грязекаменные потоки* – потоки разжиженной глинистой массы, в которую погружены, не соприкасаясь, обломки размером от алеврита до глыб. Эта основная масса обладает достаточной транспортирующей и выталкивающей способностью, позволяющей ей поддерживать зерна на плаву (хотя они могут и сталкиваться) и служить смазкой при соприкосновении неровностей обломков. Поэтому такие потоки могут возникать на очень пологих субаэральных и субаквальных склонах. *Потоки разжижения* (миксотропные потоки) – рассеяние очень концентрированных скоплений зерен в воде, возникающее при сотрясении плотных агрегатов зерен, подвергающихся воздействию повторяющихся сотрясений. Зерна как бы взвешиваются в воде, заполняющей поры между ними, и осаждаются ниже по уклону, образовав новую, более плотную упаковку, причем поровая вода удаляется. Межзерновое трение благодаря разжижению значительно уменьшается. *Мутьевые (суспензионные, турбидитные) потоки* образуются благодаря тому, что частицы поддерживаются в толще воды в плавучем состоянии под действием турбулентного взвешивания. Взвешиваемые частицы обусловливают бóльшую, чем у обычного потока, плотность, и вся взвесь стекает по уклону. Легко себе представить, что между этими четырьмя типами должны существовать промежуточные разности. Конечно, тот или иной механизм, обеспечивающий «всплывание» зерен, не присущ какому-нибудь одному типу потока.

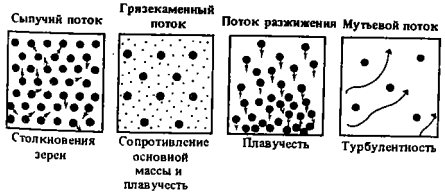


Рис. 7.1. Четыре основных типа гравитационных потоков. Заметим, что возможно «перекрытие» между этими крайними типами и механизмами отложения осадков.

7б. **Сыпучие потоки.** Если емкость, содержащую объем сухих зерен, наклонять под некоторым углом, то при каком-то критическом угле наклона θ_i часть зерен начнет двигаться по наклонной поверхности зерен наподобие лавины или сыпучего потока (рис. 7.2). Остальные зерна на поверхности будут оставаться в положении покоя, сохраняя некий угол наклона θ_r, который на 5–15° меньше, чем θ_i. Если опыт провести под водой, результат будет тот же. Пытаясь объяснить это явление, стоит сначала обратить внимание на то, что движение массы зерен

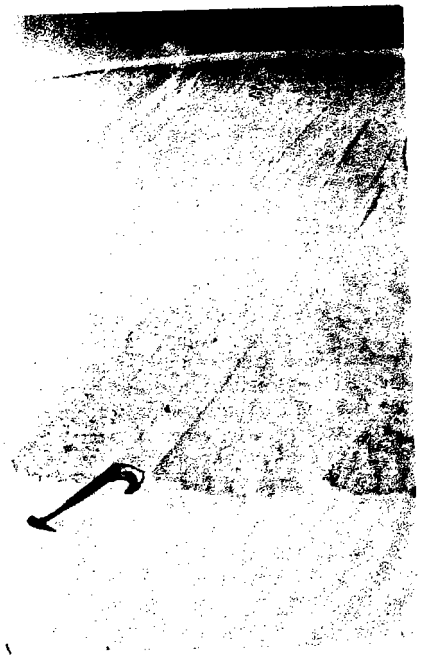


Рис. 7.2. Сыпучие потоки на крутом подветренном склоне песчаной дюны в пустыне. Обратите внимание на крутой уступ вблизи гребня дюны и морщинистые, веревкообразные поверхности сыпучих потоков, указывающие на пассивно смещенные языки осадка по активной поверхности сдвига. Сахара, Мали (фото Дэвидсона).

вниз по склону требует расширения всего объема с момента смещения. Такое расширение называется *дилатацией* и требует затрат энергии [692, 45]. Очевидно, при угле θ_i, называемом *углом первоначального смещения* (углом естественного откоса, или углом текучести), должна достигаться дилатация, которая необходима для перемещения одних зерен по другим в зоне потенциального сдвига. Такое явление не наблюдается при угле θ_r, называемом *углом остаточного сдвига* [15]. Значения θ_i (сильно зависящие от пористости, которая определяется типом упаковки зерен) могут колебаться от 40° для природных песков с плотной упаковкой до 30° для песков с более свободной упаковкой. Важной переменной является также форма зерен.

После обрушения по склону скопления зерен образовавшийся в результате этого поток будет состоять из множества зерен, находящихся выше базальной плоскости сдвига. Для соблюдения принципа равновесия сил требуется, чтобы усилие, создаваемое весом зерен, испытывало сопротивление со стороны равного ему и противоположно направленного усилия, создаваемого передачей момента движения от движущихся зерен поверхности смещения (приложение 7.1). Это последнее известно как *рассеивающий стресс* [40]. На основании анализа механики сыпучего потока можно установить, что график изменения скоростей имеет почти параболическую форму; при этом наблюдаются тонкие полоски, или языки, сложенные зернами, не испытавшими перемещения по поверхности [523]. Эти зерна могут пассивно перемещаться на активно сдвигающихся зернах непосредственно выше плоскости срыва (приложение 7.1). Очень важен вытекающий отсюда вывод [523], что сыпучий поток не может превышать (для зерен песчаной размерности) нескольких сантиметров по мощности. Поэтому отдельные мощные песчаные слои, не имеющие внутренней текстуры, а точнее, имеющие массивную или беспорядочную текстуру, не могли образоваться таким способом.

Последней характерной особенностью осадков сыпучих потоков является часто встречающаяся *перевернутая слоистость*. Для ее объяснения предложены две гипотезы. В первой [40] отмечается, что рассеивающий стресс сильнее проявляется вблизи поверхности срыва и что более крупные частицы испытывают большее давление, чем мелкие. Поэтому более крупные зерна перемещаются вверх по толще потока, благодаря чему перепад напряжения уравнивается. Вторая гипотеза *кинетической фильтрации* утверждает, что мелкие зерна просто фильтруются при столкновении с крупными зернами в промежутки между ними; этот процесс прекращается, когда мелкие зерна останавливаются у плоскости срыва [570]. Простейшим способом проверки этих конкурирующих гипотез был эксперимент с использованием одноразмерных зерен разной плотности. Было установлено, что зерна, плотность которых больше, действительно

поднимаются к поверхности потока. Хотя это подтвердило правильность гипотезы рассеивающего стресса, все же нельзя считать доказанным, что в потоках с частицами разного размера не может проявляться кинетическая фильтрация.

7в. Грязекаменные потоки. Субаэральные потоки обломочного материала присутствуют в большинстве климатических зон. Их движение обычно связано с сильными дождями. Особенно велико их значение в вулканических районах, где проливные дожди часто следуют за извержением, вызывая катастрофические оплывания на вулканических склонах. Менее известны оплывания на подводных склонах, хотя их причиной, вероятно, являются оползни, вызываемые сейсмическими толчками (см. гл. 24).

Устойчивость к смещению грязекаменного материала зависит от пластичности основной массы и от трения между обломками, которое добавляется к «вязкости» основной массы [426]. Внутреннее напряжение сдвига в движущемся грязекаменном потоке можно записать в следующем виде:

$$T = c + F_N \operatorname{tg}\theta + \mu du/dy, \qquad (7.1)$$

пластичность (начальное напряжение сдвига); трение между обломками; ньютоновское сопротивление сдвигу (только для ламинарного потока)

а для момента начала течения

$$T \geqslant c + F_N \operatorname{tg}\theta_d, \qquad (7.2)$$

где c – пластичность (начальное напряжение сдвига); F_N – нормально направленная сила веса; θ_d – угол динамического внутреннего трения ($\approx \theta_r$, описанному ранее); μ – вязкость; du/dy – градиент скорости.

Рассмотрим выражение (7.1). Если первые два члена в правой части стремятся к нулю, то выражение сведется к напряжению сдвига для любой ньютоновской жидкости. Уравнение (7.1) можно упростить:

$$T = k + \mu_B du/dy; \quad T \geqslant k \text{ (для потока).} \qquad (7.3)$$

начальное напряжение; бингемовская вязкость

Уравнение (7.3) известно как пластичная модель течения Бингема. Оно показывает, что для того, чтобы началось течение, нужно превысить начальное напряжение сдвига. Форма графика изменения скоростей в плане для пластичного течения бингемовского типа имеет трапециевидную форму ($du/dy = 0$). Большие значения напряжения сдвига располагаются узкими полосками по краям (рис. 7.3). Такие потоки обычно являются ламинарными, хотя известны и турбулентные потоки.

Обломки внутри грязекаменного потока поддерживаются на плаву скорее благодаря силе сопротивления основной массы и собственной плавучести в этой массе, чем рассеивающему стрессу, как это наблюдалось

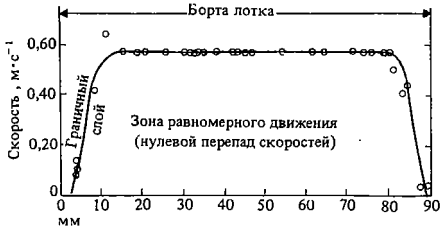


Рис. 7.3. Распределение скоростей, измеренных поперек грязекаменного потока. Вид сверху. Обратите внимание на трапециевидную форму графика с отчетливой зоной нулевого прироста скорости, что типично для бингемовских грязекаменных потоков [426].

в случае сыпучего потока. Сопротивление основной массы вызывает образование закраин по бокам потоков. Широко известно, что такие потоки могут переносить очень крупный материал (валуны) и приходить в движение на очень пологих склонах. Эти свойства обусловлены примесями (иногда менее 1% по объему) разжиженного водой глинистого материала. Такая паста переносит алеврито-песчаные обломочные зерна в составе грязекаменного потока и служит смазкой, снижающей нормальное трение между зернами и вызванные им силы внутреннего сопротивления. Опыты показали, что, если обломочный материал составляет в сумме менее 60% объема, угол трения θ_i остается очень малым. При возрастании концентраций увеличивается взаимодействие частиц и возрастает обусловленное этим нормальное напряжение, что ведет к быстрому росту угла θ_i. Возможно, что в жарких семиаридных условиях проникно-

вение путем инфильтрации диагенетических глинистых минералов (гл. 28) представляет существенный механизм образования пластичной основной массы грязекаменных потоков. Далее мы покажем, что подводные грязекаменные потоки вниз по уклону могут переходить в мутьевые потоки в процессе своего быстрого перемещения (рис. 7.4).

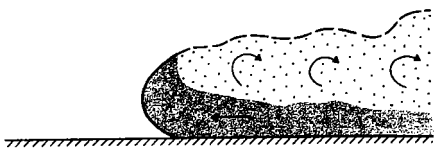


Рис. 7.4. Схематическое изображение экспериментального подводного грязекаменного потока (черное), показывающее возникновение облака турбулентности (крап), образующегося вследствие разделения потока в нижней (по течению) части грязекаменного потока. Такие явления, вероятно, приводят к образованию мутьевых потоков при смешении грязекаменного потока с вмещающей жидкостью [333].

7г. **Потоки разжижения.** Процесс разжижения песчаной толщи в подводных условиях показан на рис. 7.5 и подробно разобран в гл. 11. В песках, не имеющих плотной упаковки частиц, при периодических сотрясениях происходит мгновенное взвешивание зерен в воде, заполняющей поры между ними. Такой разжиженный песок превращается в концентрированное скопление зерен, внутреннее трение в котором ничтожно. Поэтому он может течь по очень пологим склонам. Поток разжижения скоро должен «успокоиться», когда зерна вновь приходят в соприкосновение, а вода выжимается вверх. При этом песок приобретает более

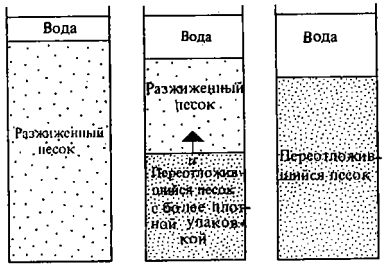


Рис. 7.5. Схематическое изображение осаждения и отжимания воды в разжиженных субаквальных песках [23].

плотную упаковку. Эксперименты показали, что внешняя граница успокоившейся части зерен (рис. 7.5) поднимается в осадке, захватывая разжиженную толщу зерен, причем скорость такого перемещения определяется скоростью падения зерен разжиженной части (см. уравнение (6.3)). Поток разжижения движется всегда, как бы стремясь обогнать время, поскольку внутри его толщи снизу вверх перемещается фронт консолидации, ниже которого частицы теряют подвижность.

Во многих потоках разжижения выжимание поровой воды вверх идет неравномерно и может сосредоточиваться в жерлах, где скорость выталкиваемой жидкости бывает достаточна для того, чтобы увлечь с собой зерна или тонкие частицы. В результате образуются блюдцеобразные и столбчатые текстуры в толще слоя (см. гл. 11), а на его поверхности могут образоваться песчаные вулканы. Процесс перевода зерен во взвешенное состояние и их перемещение вверх называется *флюидизацией*. Флюидизацию следует отличать от разжижения.

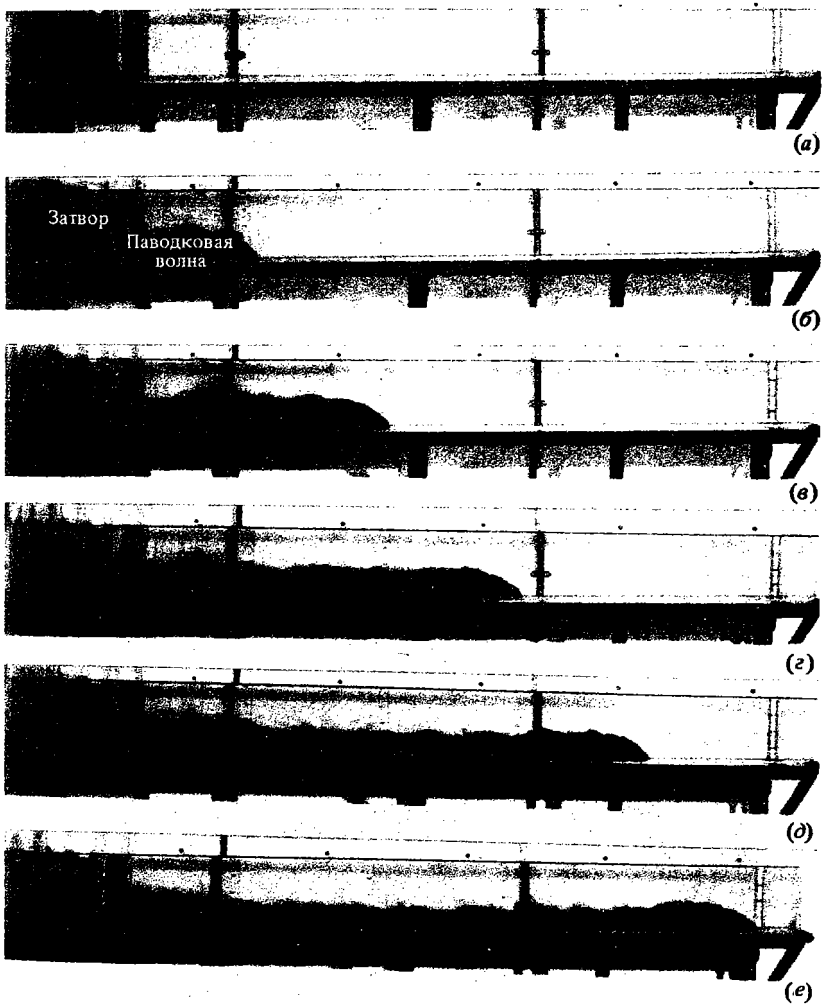
7д. **Мутьевые потоки.** Если воспользоваться устройством, показанным на рис. 7.6, и открыть запорную дверцу, образуется волна более плотной жидкости, перемещающаяся по дну емкости. Это – *плотностное течение*. В данном эксперименте плотность волны обеспечивается тем, что течет соляной раствор. Но в природе тот же эффект достигается, если поток обогащен частицами осадка. Такие потоки, образовавшиеся благодаря турбулентному смешению осадков и воды, известны как *мутьевые потоки*.

В эксперименте плотностные потоки имеют хорошо развитые «головные» и «хвостовые» области. «Голова» потока обычно в 1,5–2 раза толще, чем «хвост». Но эти мощности почти уравниваются, когда глубина вмещающей жидкости и глубина плотностного потока близки. Эксперименты [449] показали, что скорость перемещения (u_h) головной части определяется следующим выражением:

$$u_h = 0{,}7\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho}gh}, \qquad (7.4)$$

где $\Delta\rho$ – разница в плотности между потоком и вмещающей жидкостью; ρ – плотность вмещающей жидкости; h – мощность потока в головной части. Константа в выражении (7.4) не зависит от изменения уклона.

Рис. 7.6. Серия фотокадров, иллюстрирующих развитие в лабораторных условиях плотностного потока (раствор соли, подкрашенный чернилами) в результате «паводка». Обратите внимание на отчетливо выраженные «голову» и «хвост» потока (*е*). Длина емкости 2,5 м.



Если внимательно рассмотреть головную часть потока (см. рис. 7.8), видно, что она делится на чередующиеся серии впадин в виде трубы и лопасти-выступы в виде луковиц [19, 760]. Вмещающая жидкость в западинах входит внутрь жидкости потока и смешивается с нею, разбавляя ее. Изнутри область головы потока представляет собой картину сильно расходящихся струй (рис. 7.7), что создает турбулентность, кото-

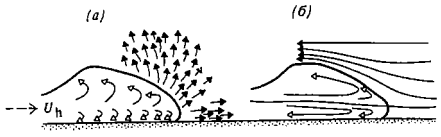


Рис. 7.7. Характер движения внутри и вокруг головной части мутьевого потока. *а* – движение относительно ложа, т. е. наблюдатель неподвижен; *б* – движения относительно перемещающейся головной части, т. е. наблюдатель движется с той же скоростью, что и голова потока [570, 16].

рая необходима для перехода осадков во взвешенное состояние [569].

Непрерывное движение головы потока вперед с постоянной скоростью требует постоянного подтока более плотной жидкости из хвостовой в головную часть потока, чтобы компенсировать смешение обеих жидкостей в головной области. Постоянная картина такого поступления создается в тех потоках, где идет почти непрерывный во времени приток плотного раствора. Такие явления могут наблюдаться в течение некоторых отрезков времени в местах впадения перегруженного осадками речного потока в водный бассейн, когда поток некоторое время движется по дну в виде непрерывного подводного течения. Эксперименты показали, что для компенсации потерь энергии, вызванных трением, нужен уклон всего около 1° [448].

Мутьевые потоки, имеющие характер паводковой волны (surge), должны терять скорость, так как поступление более плотной жидкости не бесконечно. Конечно, головная часть уменьшается, пока окончательно не распадется (ср., однако, с описанием аутосуспензирования ниже и в приложении 7.2). Быстрый распад также наблюдается в случае впадения потока, ограниченного стенками русла, в широкий резервуар (рис. 7.8). Такие явления объясняют образование подводных конусов выноса.

Экспериментальное изучение мутьевых потоков со специально подобранными по плотности частицами позволило разделить их на две категории [571]. В потоках с *низкой концентрацией* ($C < 0{,}3$) выпадение осадков начиналось сразу же позади головы потока, на небольшом расстоянии от нее. За медленным осаждением взвесей следовало широкое перемещение донных осадков и затем быстрое выпадение взвешенного материала. В конце концов происходило очень медленное осаждение взвесей из хвостовой части потока. В результате формируются отложения течений с хорошей сортировкой, четко выраженным утонением гранулометрии зерен в сторону кровли слоя и с серией осадочных текстур, отражающих уменьшение скорости течения во времени. В потоках *высокой концентрации* ($C > 0{,}3$) за первоначальным отложением осадка следует широко развивающееся торможение потока с образованием разжиженного водой осадка, по верхней поверхности которого развиваются волны неустойчивости, вызывающие кольцевые деформации сдвига, проникающие глубоко в толщу осадка. Когда разжиженный осадок стабилизируется (этот процесс описан ранее), образуется плоская поверхность, на которую, как на дно, осаждаются наиболее тонкие осадки из хвостовой части потока. В результате образуются потоковые осадки с плохой сортировкой материала, неясным распределением материала по вертикали и без внутренних седиментационных текстур (хотя могут присутствовать текстуры разжижения).



Рис. 7.8. Вид сверху на струю плотностного потока (окрашенный чернилами раствор соли), которая втекает в широкий резервуар. Подводные конусы на концах подводных каньонов образуются именно таким образом, когда расширяющийся поток быстро теряет скорость. Обратите внимание на лопасти и протоки, образующиеся вокруг края течения. Площадь квадрата сетки 50 × 50 мм.

В природе мутьевые потоки могут формироваться в результате подводных оползаний осадков, вызванных сейсмическими толчками (см. гл. 25). Начало мутьевым потокам могут дать также потоки разжижения и грязекаменные потоки после возникновения явлений оползания. Однако природа механизма перемешивания, который преобразует эти вязкие ламинарные потоки в турбулентную взвесь осадков, пока не выяснена [333]. Эксперименты тем не менее показывают, что у подводных потоков обломочного материала формируется головная зона, вследствие чего в потоке образуется наложенная турбулентность (рис. 7.4).

В заключение следует заметить, что в турбулентном потоке может возникать состояние аутосуспензирования [43, 624]. При этом идет непрерывный процесс перехода осадков во взвешенное состояние без потери внутренней энергии (приложение 7.2).

7е. Отложения гравитационных потоков. Обсуждение характера отложений отнесено в конец этой главы, с тем чтобы можно было провести сравнение между различными типами потоков и их отложениями (рис. 7.9).

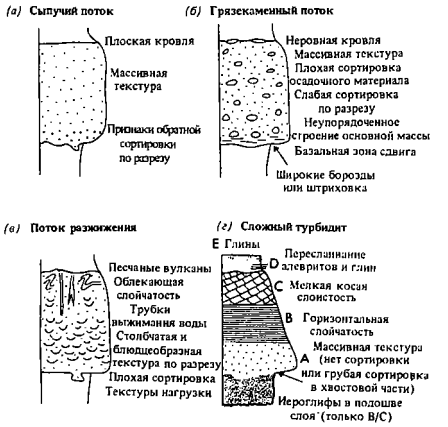


Рис. 7.9. Схематические разрезы, иллюстрирующие основные особенности отношений гравитационных потоков [574].

Отложения *сыпучих потоков* образуются чаще всего при осыпании материала на склонах дюн и подводных гряд. При этом возникает перекрестная слоистость малого и крупного масштаба (гл. 8). Слойки обнаруживают хорошую сортировку, причем в ряде случаев наблюдается укрупнение материала снизу вверх. Внутренние текстуры отсутствуют, отдельные зерна могут давать ориентировку параллельно течению потока. Мощность *грязекаменных потоков* колеблется в пределах от нескольких дециметров до нескольких метров. В основной массе мелкозема размещаются обломки, размерность которых колеблется от песчаной до валунной. Мелкозем представлен глинистыми и алевритистыми частицами, которые могут составлять до 1% по объему. Слоистость развита слабо, сортировка плохая, ориентировка зерен не наблюдается. В базальной зоне сдвига может образоваться слабая сетка над погребенными царапинами, оставленными валунами, двигавшимися в основании потока. Грязекаменные потоки могут занимать русла, выработанные текучими водами, но сами не могут их создавать. В *потоках разжижения* преобладают текстуры выжимания воды, аналогичные конволютной тонкогоризонталь-

ной листоватости трубок «водяных взрывов», блюдцеобразные текстуры и др. (гл. 11). Отложения *мутьевых потоков* претерпевают изменения с удалением от места образования и по мере перекрытия ими различных поверхностей седиментации на подводных конусах выноса. Толстослоистые осадки мутьевых потоков – грубозернистые, сравнительно плохо сортированные, имеют плохо выраженную слойчатость, в них отсутствуют базальные борозды движения; иногда наблюдается руслообразная форма в плане. Тонкослоистые турбидиты – тонкозернистые, имеют хорошую сортировку и слойчатость, широко распространены на площади и имеют базальные борозды движения. В них выделяется такая «идеализированная» последовательность текстур: A – массивный слой; B – горизонтально-тонкослоистый слой; C – слой с мелкой косой слоистостью; D – переслаивание алевритов глин; E – однородные глины и алевриты. Такая последовательность отражает снижение силы потока во времени, когда донные формы приспосабливаются к снижению скорости течения (см. гл. 8). Применяя индексацию этой *последовательности Боума*, отметим, что в толстослоистых турбидитах преобладают слои A и B при подчиненном значении пластов C–E; в тонкослоистых турбидитах наблюдается обратная картина. Толстослоистые турбидиты образуются в потоках высокой концентрации, а тонкослоистые – в потоках низкой концентрации с развитыми донными осадками. (Учитывая последний анализ, приведенный в работе [610], следует отказаться от использования терминов «проксимальный» (proximal) и «дистальный» (distal), для обозначения толсто- и тонкослоистых турбидитов.)

В заключение необходимо подчеркнуть, что существует перемежаемость и взаимосвязь между оползневыми отложениями грязекаменных потоков – толстослоистыми и тонкослоистыми турбидитами. Как указывалось ранее, грязекаменные потоки, вероятно, дают начало турбидитным потокам, по мере того как окружающая жидкость все более и более смешивается с движущимся потоком.

7ж. Выводы. Скопления зерен могут образовать поток, если преодолено трение между зернами. Сыпучие потоки приходят в движение, когда угол склона превышает угол естественного откоса. Грязекаменные потоки движутся благодаря массе мелкозема, снижающего трение и содействующего плавучести зерен. Мутьевые потоки приходят в движение на склонах, когда их плотность больше, чем у окружающей жидкости, за счет взвешенных осадков. Движение приводит к развитию турбулентности, а это вызывает дальнейшее поступление взвесей, вследствие чего вопреки гравитации сохраняется повышенная плотность; так возникает аутосуспензирование.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

В работе [574] дается четкое общее представление о гравитационных потоках и их отложениях. В книге [426] предложен физический разбор движения грязекаменных потоков, предназначенный для подготовленного читателя. Фундаментальный справочник по механизму движения зернистых потоков – работа [40]. В работах [569, 570, 571] изложены экспериментальные исследования мутьевых потоков, имеющие большое значение для седиментологии. Изящная аналитическая модель мутьевых потоков предложена в работе [624], где показано и современное состояние проблемы аутосуспензирования.

Приложение 7.1

Рассеивающее давление и сыпучий поток [40, 523]

Динамику сыпучих потоков проще всего понять на основе кинетической теории. Рассмотрим емкость, наполненную воздухом и закрытую герметично подвижным поршнем. Поршень поддерживается в равновесии давлением воздуха: сила его тяжести уравновешивается силой выталкивания, обусловленной ударами беспорядочно движущихся молекул воздуха. Сила тяжести действует в одном направлении, уравновешивающая сила, обусловленная столкновением молекул, – в противоположном.

В сыпучих потоках, где преобладают соударения зерен, нормальный стресс P должен уравновешиваться давлением веса W на каждом уровне. Бэгнольд [40] нашел, что P меняется в соответствии с зависимостью

$$P = k\sigma\lambda^2 D^2 (dU/dy)^2 \cos\alpha, \qquad (7.5)$$

где k – константа; σ – плотность зерен; λ – линейная концентрация зерен (гл. 4); D – диаметр зерен; dU/dy – приращение напряжения в потоке;

U – скорость движения твердых частиц в потоке; α – угол динамического трения ($= \theta_r$ в разд. 7б). W получаем из выражения

$$W = \bar{C}g(\sigma - \rho)(Y - y)\cos\beta, \qquad (7.6)$$

где $\bar{C}$ – средняя концентрация зерен (по объему) выше точки y в потоке; Y – мощность потока; y – расстояние от дна потока; β – местный уклон дна.

Так как при состоянии равновесия $P = W$, выражения (7.5) и (7.6) можно приравнять и решить равенство относительно dU/dy с ограничениями при $U = 0$ и $y = 0$, что дает

$$U = \frac{2}{3}\left(\frac{\bar{C}g(\sigma - \rho)\cos\beta}{\rho k\cos\alpha}\right)^{1/2} \cdot \frac{1}{\lambda D}[Y^{3/2} - (Y - y)^{3/2}]. \qquad (7.7)$$

Решая уравнение, получаем значения U для различных расстояний от дна ($\bar{C}$, λ, α принимаются в каждой точке постоянными) и можем построить профиль распределения скоростей, на котором видна мощная сдвиговая зона, перекрытая поверхностным «пиком» зоны, где сдвига нет.

Бэгнольд [40] установил, что $T/P = \operatorname{tg}\alpha$. Таким образом, для начала движения сыпучих потоков $\operatorname{tg}\beta \geqslant \operatorname{tg}\alpha$. Так как для зерен кварца $\operatorname{tg}\alpha$ равен 0,5–0,6, можно считать, что сыпучие потоки возникают при углах склона более 25–30°.

Приложение 7.2

Заметки об аутосуспензировании в мутьевых потоках

Взвешенные осадки удерживаются в потоке благодаря турбулентности, генерируемой у дна. В обычном речном потоке движение жидкости по уклону возникает под действием силы тяжести. Турбулентность в свою очередь поддерживает во взвешенном состоянии определенную массу осадочного материала. В мутьевых потоках течение возникает благодаря взвешенным осадкам, обеспечивающим повышенную плотность всей массы жидкости, что и приводит к движению вниз по склону под действием силы тяжести. Возникает эффект обратной связи, когда взмучивание осадка вызывает движение, которое в свою очередь приводит к турбулентности, а та вызывает взвешивание. Это и есть состояние аутосуспензирования [43, 44].

С точки зрения сил, действующих в потоке, аутосуспензирование может возникнуть, когда сила течения ω превышает силу ω_τ, расходуемую на преодоление трения о дно. Следовательно, $\omega \geqslant \omega_\tau$. Выразив это в терминах производительности суспензированного осадка, получим, что доля ω_τ, которая может быть использована для взвешивания осадков, должна превышать силу ω_N, необходимую для поддержания их во взвеси. Следовательно, $e_X\omega_\tau \geqslant \omega_N$, где e_X – фактор эффективности. Комбинируя эти два критерия и проведя многочисленные подстановки (полный вывод см. в работе [624]), получаем следующее выражение для аутосуспензирования:

$$\frac{e_X\beta U_S}{V_g} \geqslant 1, \qquad (7.8)$$

где β – уклон дна; U_S – скорость перемещения взвешенного материала ($\approx$ скорости потока); V_g – скорость падения взвешенных частиц. Для аутосуспензирования благоприятны высокие показатели уклона, скорости течения и тонкозернистость осадочного материала.

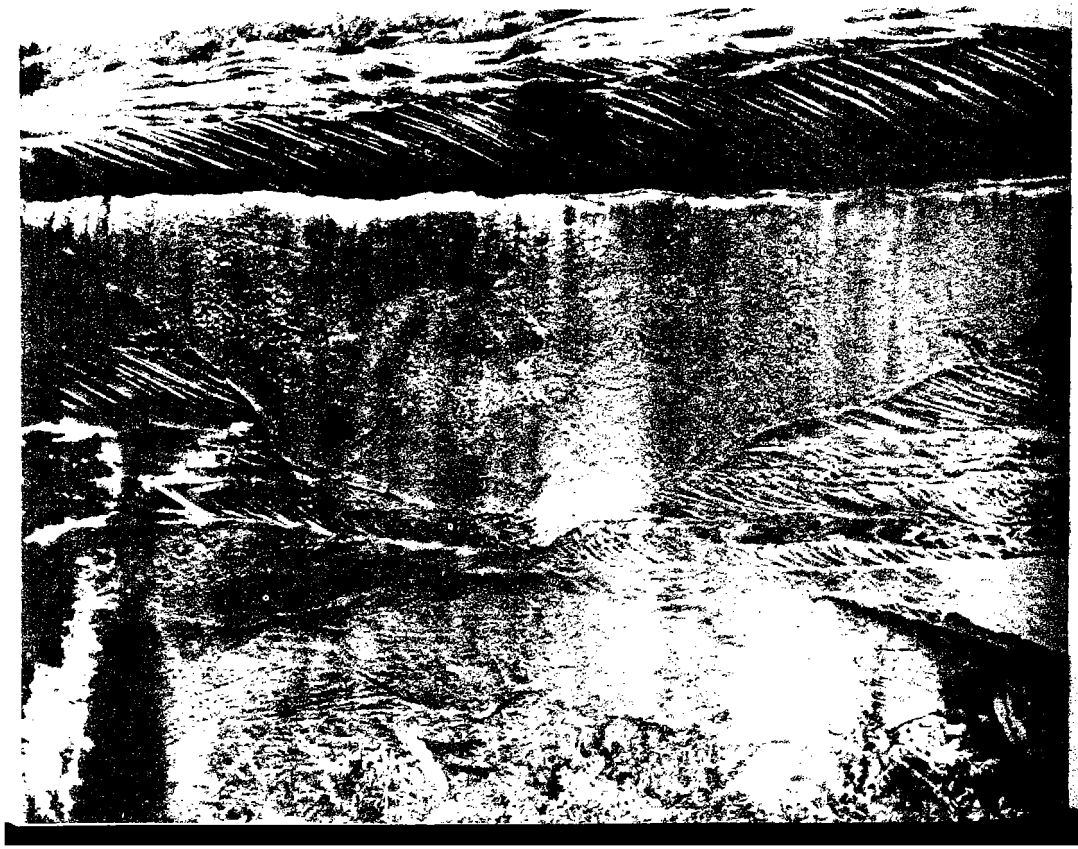
Решив уравнения движения для двумерного мутьевого потока, Пантин [624] показал, что мутьевые потоки должны либо терять скорость и отлагать свои осадки, либо увеличивать скорость и выходить в поле аутосуспензирования, когда осадки могут отлагаться лишь при уменьшении уклона. Отсылаем читателя к изящной статье Пантина [624], где дан полный разбор этой проблемы.

3 Донные формы и осадочные текстуры

Деревья дают телесную форму ветру,
Волны посылают силу жизни луне.

Из Ценринкюсю

Фото 3. В этом выходе выветрелого песчаника (высотой 10 м) виден целый набор крупномасштабных серий косой слоистости (некоторые запрокинутые серии передового склона видны прямо под врезанным руслом), массивные слои и хорошо выраженное русло; заполняющий его материал отличается тонкослоистой (неясно выраженной) или массивной текстурой. Предполагают, что эти отложени сформировались в разделенном на протоки речном русле (песчаник Фелл, Нортумберленд, Англия).



Тема. Транспортировка зерен осадка часто сопровождается формированием так называемых донных форм. Большая часть рыхлых осадков на поверхности Земли образует такие формы – от скромных и широко распространенных знаков ряби (различного происхождения) до гигантских гор пустынных песков, известных под названием «драа». Тот интерес, который человек издавна питал к этим образованиям, в последнее время получил подкрепление благодаря достигнутому сейчас удовлетворительному уровню понимания механизма их формирования и перемещения. Для геологических исследований особенно важна роль донных форм в образовании осадочных текстур, столь часто присутствующих в геологической летописи. Правильное понимание происхождения и взаимоотношений осадочных текстур можно получить только при использовании знаний по динамике системы зерна – жидкость, которые были изложены в части 2. Другие аспекты донных форм и текстур рассмотрены в части 5.

8

Донные формы и текстуры в зернистых осадках

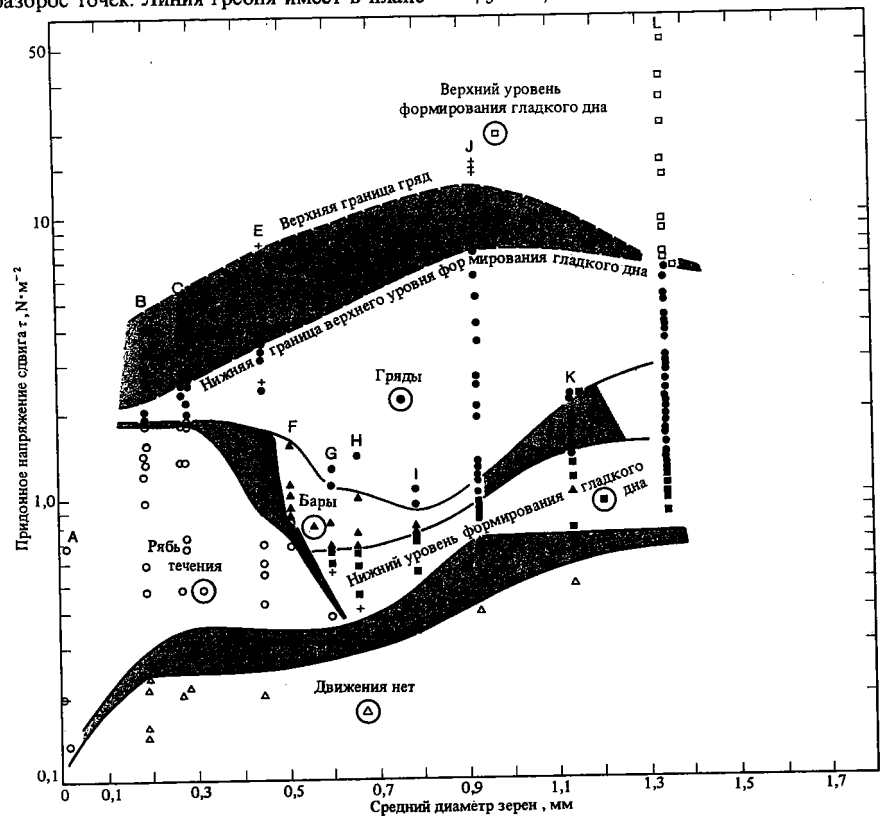
8а. Донные формы и текстуры, сформированные однонаправленными водными потоками. Движение осадков сопровождается организацией зерен в морфологические элементы, известные под названием *донных форм*. Экспериментальные данные по русловым потокам показали, что есть ряд донных форм, которые существуют только в интервале определенных значений силы потока. Эти *фазовые состояния донных форм* занимают четко выделяющиеся поля на графиках, отражающих взаимосвязь транспортирующей способности потока и диаметра зерен для хорошо сортированных кварцевых песков (рис. 8.1). Хотя *фазовые диаграммы донных форм* (такие, как показаны на рис. 8.1) широко используются, мы дальше покажем (разд. 8.2), что использование в качестве показателя транспортирующей способности придонного напряжения сдвига, являющегося ординатой графика, имеет определенные недостатки. Напомним читателю, что относительно номенклатуры донных форм среди исследователей имеются большие разногласия. Ниже мы приведем некоторые термины, имеющие альтернативное применение. Нет уверенности также и в том, можно ли переносить данные опытов в экспериментальных лотках, где образуются мелкие (глубиной менее 0,5 м) потоки, на более глубокие природные потоки (дискуссию см. в работе [575]). Эксперименты, проводимые в настоящее время с соблюдением подобия [775], должны будут дать результаты, с помощью которых этот неясный вопрос может быть решен.

Обращаясь к рис. 8.1, рассмотрим сначала различные состояния дна, образующиеся при воздействии транспортирующей силы потока на тонкий донный материал.

Рябь течения (current ripples) – это стабильные донные формы, образующиеся прежде, чем достигнут порог трогания на искусственно выровненной поверхности дна, сложенного тонким песком, при относительно слабом течении. Она может возникнуть также за счет *первичных* неровностей дна задолго до достижения порога гладкого дна. Рябь течения не образуется в песках, где размеры зерен больше 0,7 мм. Эти донные

формы имеют в сечении xy, параллельном направлению течения, грубо треугольную форму. Их склоны, направленные *вверх* по течению (stoss side),–пологие; иногда наблюдаются выровненные площадки вблизи гребня. *Нижний* по течению (lee) склон имеет крутизну 30–35° (рис. 8.3). Высота этих неровностей дна колеблется в пределах 0,005–0,03 м, длина (измеряемая как длина волны)–в пределах 0,05–0,40 м; типичный *индекс донной формы* (отношение длины к высоте) колеблется в пределах от 10 до 40 [12]. Размеры этих донных форм возрастают с ростом транспортирующей способности потока, но их величина не зависит от глубины потока. Длина меняется в зависимости от диаметра зерен, составляя примерно $1000d$, хотя на графиках виден большой разброс точек. Линия гребня имеет в плане прямую, волнистую или языкообразную форму (рис. 8.2, 8.3, *а, б*). Такое возрастание сложности наблюдается, когда скорость потока растет при сохранении постоянной глубины и сопровождается усилением действия продольных вихрей (гл. 5).

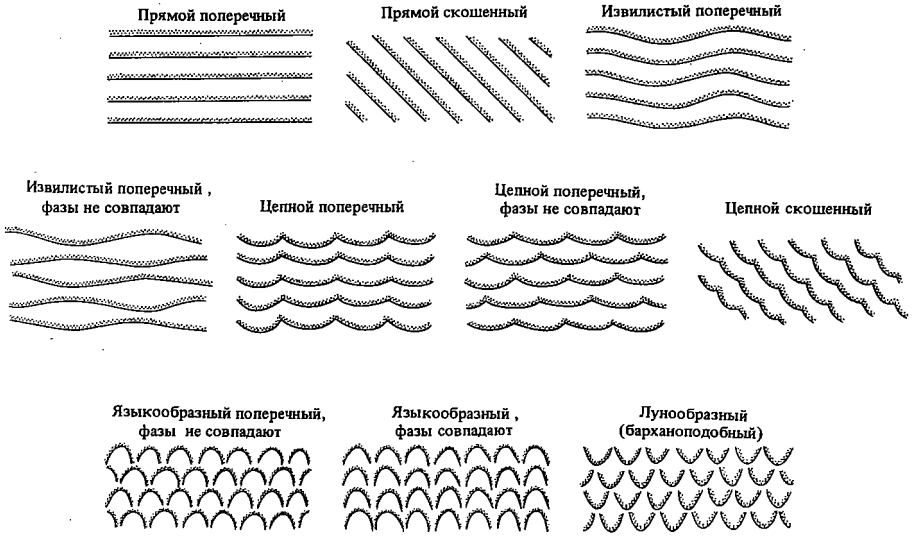
Рис. 8.1. Фазовая диаграмма донных форм. Видны поля устойчивости различных подводных донных форм, образованных однородным постоянным потоком; дно зернистое. Данные экспериментов в прямолинейном русловом лотке. Обратите внимание на области перекрытия (крап) между различными полями; частично это обусловлено расхождениями в терминологии у отдельных авторов. Переходные формы обозначены крестиками. Использованы пересчитанные данные из работ [171]–F, G, H, I, K, [324]–B, C, D, E, J, [534]–A, [865]–L (по Лидеру [496]). τ рассчитано по формуле (5.6) ($\tau = \rho g h \sin\theta$).

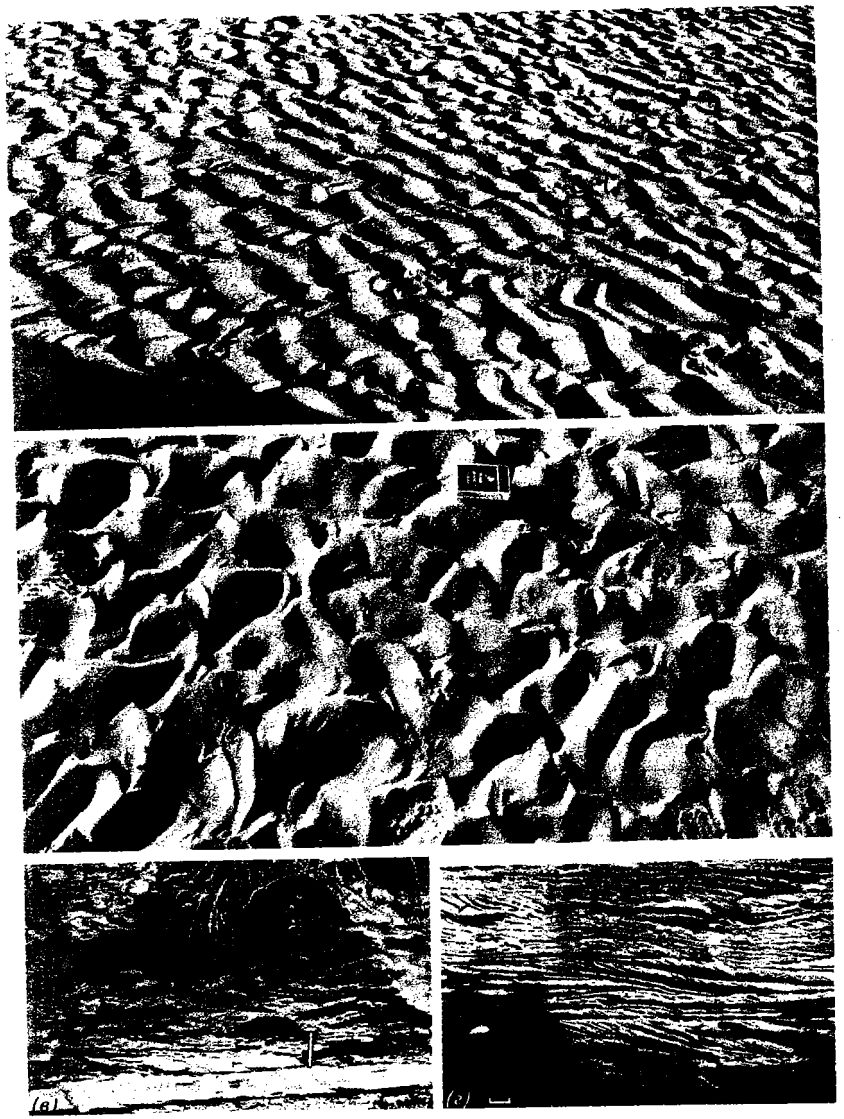


Картирование линий тока, зафиксированных на алебастровой модели ряби [12], позволило выявить места отрыва потока на гребнях форм и точки его присоединения в межгребневых ложбинах. У нижнего по течению склона донной формы постоянно сохраняется работающий бурун вращающейся жидкости (рис. 8.4, 8.5). Зерна, перемещающиеся в составе донных наносов, движутся по верхнему пологому склону донной формы и, достигнув гребня, сваливаются с него или рассеиваются в месте отрыва потока, а потом накапливаются на крутом склоне довольно высоко по его поверхности. Периодически эти скапливающиеся зерна теряют устойчивость, когда угол аккумулирующегося материала начинает превышать угол естественного откоса (гл. 7). В этом случае образуются небольшие оплывания массы зерен, задерживающиеся у подножия склона; в результате этого к склону причленяется единичный слоек обрушения. Перемещение донной формы вследствие аккумуляции на нижнем склоне приводит к тому, что точка присоединения потока смещается дальше на верхнюю часть расположенного ниже по течению гребня. Здесь усиливается размыв из-за усиления эрозионной деятельности турбулентности, генерируемой в точке присоединения. В результате этого гребни ряби постоянно смещаются вниз по направлению потока, сохраняя свою равновесную форму, с довольно постоянной скоростью, зависящей от транспортирующей способности потока.

Разрезы, сделанные через донные формы по плоскости xy (параллельно направлению течения), выявили последовательно причленяющиеся слойки обрушения, которые обусловливают формирование *мелкой косой слоистости* (small-scale cross lamination). В разрезе, перпендикулярном течению (в плоскости xz), косые слойки могут выглядеть, как горизонтальные и параллельные, обусловливая *плоскопараллельную косую слоистость* (planar cross lamination), или как троги, обусловливая *перекрестную (трогообразную) косую слоистость* (trough cross lamination) (рис. 8.6). Прямые (tabular) косые слойки возникают при перемещении донных форм с прямой линией гребня, трогообразные–в результате смещения изви-

Рис. 8.2. Классификация типов линий гребня ряби и гряд. Вид сверху, поток направлен во всех случаях снизу вверх [12].





листых и языкообразных форм в округлые, в форме пятки, понижения, выработанные изолированными вихрями отрыва потока (рис. 8.6). Если в какой-либо точке накопление осадка идет только в составе отдельных донных форм, то косая слоистость формируется исключительно внутри гребней ряби. Когда идет суммарное накопление осадка, гребни отдельных форм должны при перемещении приобрести кроме горизонтальной еще и вертикальную составляющую (рис. 8.7). В таком случае могут сформироваться *косослоистые серии*, разграниченные поверхностью размыва. Мощность серий прямо пропорциональна скорости вертикального перемещения. В разрезе видно, что границы серий «поднимаются» под углом к горизонтали (рис. 8.7). Подобная текстура называется *наклонно-косой слоистостью* (climbing-ripple cross lamination). Большие углы наклона, с сохранением слойков, образовавшихся на верхнем по течению склоне, свидетельствуют о высокой скорости суммарного осадконакопления. Последнее характерно для потоков, скорости которых снижаются, как, например, у паводков на пойме или у мутьевых потоков [20].

Если транспортирующая способность потока растет, возникают *гряды* (dunes). Эти крупные донные формы (рис. 8.8, 8.9) похожи по форме на рябь течения, но динамика их формирования иная [12]. Это видно и на графике зависимости высоты от длины, где поля этих форм не перекрываются. Гряды не образуются в тонких осадках грубоалевритовой и меньшей размерности (рис. 8.1). Гряды иногда называют крупной рябью или мегарябью, но эти термины не отражают достаточно четко специфичность таких донных форм, как гряды. Длина гряд обычно колеблется от 0,6 до 10,0 м или больше. В отличие от ряби у гряд отмечается взаимосвязь длины λ и высоты H с глубиной потока y (рис. 8.10). Аллен [16] на основании экспериментальных и полевых наблюдений вывел для интервала 0,1 м $> y <$ 100 м следующую зависимость:

$$\lambda = 1{,}16y^{1{,}55} \qquad (8.1)$$

и

$$H = 0{,}86y^{1{,}19}, \qquad (8.2)$$

хотя вдоль линии регрессии может наблюдаться большой разброс. В плане форма гребней гряд напоминает форму гребней ряби, описанную выше; у гряд дополнительно наблюдается луновидная (барханоподобная) форма. Характер потока над грядами аналогичен его поведению над рябью, причем отрыв и воссоединение потока хорошо выражены. В нижней части зоны стабильности на грядах развита рябь, что позволяет ввести представление об *иерархии донных форм*. Аналогичным образом малые гряды могут усложнять верхний по течению склон более крупных грядовых образований. Вопрос о том, является ли такое усложнение грядовых явлений результатом действия равномерного потока или отражает колебания его транспортирующей способности, является дискуссионным (см. работу [24]). Если правильно первое предположение, более крупные донные формы следует отличать от обычных. Некоторые исследователи, придерживающиеся этой гипотезы, называют такие формы *песчаными волнами* (sandwaves), но этот термин используется в литературе также для обозначения крупномасштабных образований в морской обстановке.

Перемещение гряд является причиной образования *крупной косой слоистости* как параллельного, так и перекрестного типа (рис. 8.3, *в*); способ образования аналогичен описанному для ряби. Косое примыкание отдельных косых слойков к границе раздела серии облегчается наличием сравнительно маломощных бурунов, вихрей, работающих в месте отрыва потока на нижнем по течению склоне гряды, и тем, что значительная доля частиц выпадает, отлагаясь из взвеси, на этом склоне. *Рябь противотечения*

Рис. 8.3. *а* – извилистая и языкообразная (в подчиненном количестве) рябь течения. Направление течения – справа налево; отрезок для масштаба 0,15 м. Солуэй-Ферт, Шотландия; *б* – языкообразная рябь течения. Направление течения – снизу вверх. Размер пачки сигарет 0,1 м в длину. Эстуарий реки Северн, Англия; *в* – крупный врез пересекает слоистость. Направление течения – на наблюдателя. Размер ручки молотка 0,30 м. Древний красный песчаник; Уэлш-Бордерс; *г* – ныряющие серии крупной косой слоистости с крутым падением слойков. Отрезок для масштаба 0,1 м. Песчаник Фелл; Нортумберленд, Англия.

(counterflow ripples) [92] образуется под действием придонного течения, вызванного вращением буруна в месте отрыва потока, которое относит зерна назад, к нижнему краю основания гряды. Равномерно наклоненные косые серии часто могут срезаться поверхностями размыва (см. обзор в работе [429]). Это объясняется размывом гребней гряд во время спада паводка и в межень. Эти *поверхности реактивации* (reactivation surfaces) [167] сохраняются внутри мигрирующей гряды, когда во время подъема паводка и в половодье возобновляются нормальные процессы оползания материала. Иногда между следующими друг за другом «поверхностями реактивации» может заключаться косая слоистость меньшего масштаба. Такое сочетание известно как *ныряющая* (крутопадающая) *косая слоистость* (downward-dipping cross stratification) (рис. 8.3, *г*). В этом случае мелкие гряды мигрировали вверх по обращенному против течения склону материнской гряды и вниз по пологому противоположному склону, где они сохранились в виде косых серий [56].

Если транспортирующая способность возрастает еще больше, гряды сменяются *верхней фазой гладкого дна* (рис. 8.9, *б*), когда осадки интенсивно перемещаются по практически ровной поверхности дна. При детальном изучении выявляется, что поверхность гладкого дна покрыта системой низких линейных гребней, ориентированных параллельно течению, высота которых соответствует нескольким диаметрам зерен [8] (рис. 8.9, *б*). Положение гребней на поверхности дна постоянно изменяется. Эти гребни, длина которых соответствует тысячам или сотням диаметров частиц осадка, разделены плоскими понижениями. Такая характерная микротекстура параллельных течению гребней и понижений получила название *первичной штриховки течения* (primary current lineation). Первичная штриховка течения является прямым следствием наличия подслоя вязкости, рассмотренного в гл. 5. Ударяющиеся о дно «заметы», действующие параллельно течению, отбрасывают зерна в стороны, где они и образуют тонкие гребни, разделенные широкими трогообразными понижениями (рис. 8.9, *б*; см. также рис. 5.17, *д*). Важно подчеркнуть, что существование первичной штриховки течения не ограничивается режимом верхней фазы гладкого дна; она может возникать на обращенном к течению склоне ряби и гряд. Пространственное распространение первичной штриховки течения совпадает с измеренным распространением струек жидкости («прядей») с пониженной скоростью течения на гидравлически гладкой поверхности (рис. 5.25). С переходом к грубопесчаным наносам первичная штриховка течения исчезает, поскольку в этом случае пространственно организованная система высоко- и низкосортных струй жидкости последовательно разрывается, так как песчинки разрушают подслой вязкости, который сменяется зернистым рассеянием [25].

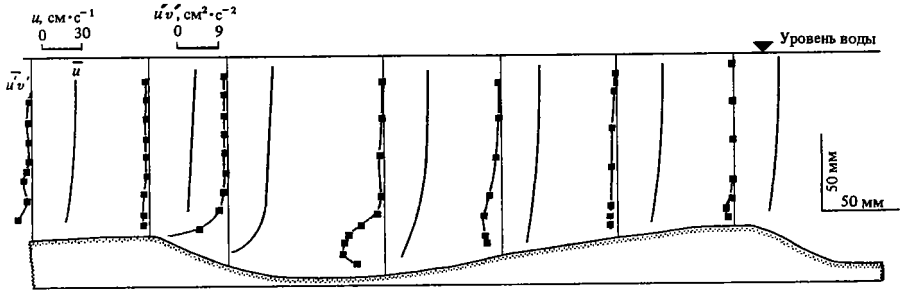


Рис. 8.4. Графики средней скорости ($\bar{u}$) и показателя интенсивности турбулентности ($\overline{u'v'}$) на неподвижной и на покрытой песком поверхности экспериментальной модели ряби. Обратите внимание на вращающийся бурун у нижнего по течению склона ряби и на большую интенсивность турбулентности в месте присоединения потока ([753], в соответствии с данными, приведенными в работе [661]).

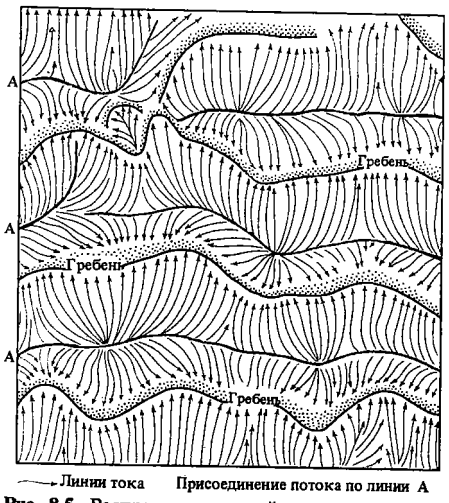


Рис. 8.5. Распределение линий тока в основании потока (средняя скорость 0,22 м·с$^{-1}$, глубина 0,095 м) над дном с рябью течения. Течение направлено снизу вверх. Гребни ряби являются линиями отрыва потока. Крутые участки обрушения обозначены краном [15].

Режим верхней фазы гладкого дна обусловливает *тонкогоризонтальную слоистость* (planar lamination) с мощностью слойков от 5 до 20 диаметров зерна (рис. 8.9, *в*). Такие слойки, с которыми связаны плитчатые текстуры некоторых песчаников, должны образовываться в результате пульсации суммарного осадконакопления на гладкой поверхности дна. Взаимоотношения этого процесса с циклом заметов—прорывов неясны (гипотезы см. в работе [119]).

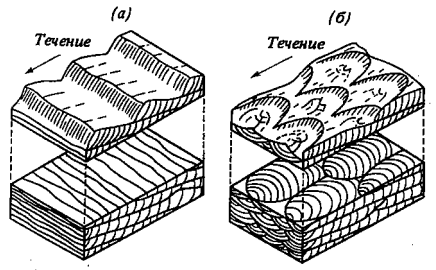


Рис. 8.6. Блок-диаграмма, иллюстрирующая образование параллельной и перекрестной слоистости в процессе миграции донных форм с прямой (*а*) и с извилистой (*б*) линией гребня [16]. Обратите внимание, что для сохранения последовательно сменяющихся серий косых слойков необходимо преобладание общей аккумуляции. Поэтому бóльшая часть слойков «взбирается» вверх от местного уклона дна (см. рис. 8.7).

Теперь нам осталось рассмотреть два последних типа донных форм, которые не показаны на диаграмме фазовых состояний (рис. 8.1). Первый из них – синусоидальные формы, совпадающие по фазе с волнами водного зеркала. Их не совсем удачно называют антидюнами (рис. 8.9, *г*, *д*). Антидюны обычно наблюдаются в очень быстрых потоках с малой глубиной, с числом Фруда (см. гл. 5) больше 0,8. Следовательно, в первом приближении антидюны являются индикатором быстроты (надкритического состояния) потока. Длина антидюн (измеряемая как длина волны) приблизительно зависит от квадрата средней скорости потока, согласно уравнению, приведенному в работе Кеннеди [440]:

$$\lambda = u^2 g / 2\pi. \qquad (8.3)$$

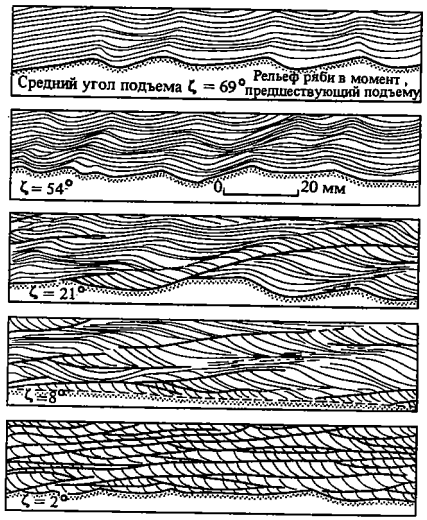


Рис. 8.7. «Взбирающаяся» вверх косая слоистость, полученная в эксперименте. Вид в разрезе, параллельном течению. Возрастание угла наклона слоистости определяется ростом скорости суммарной аккумуляции по вертикали, связанной со скоростью перемещения ряби [20].

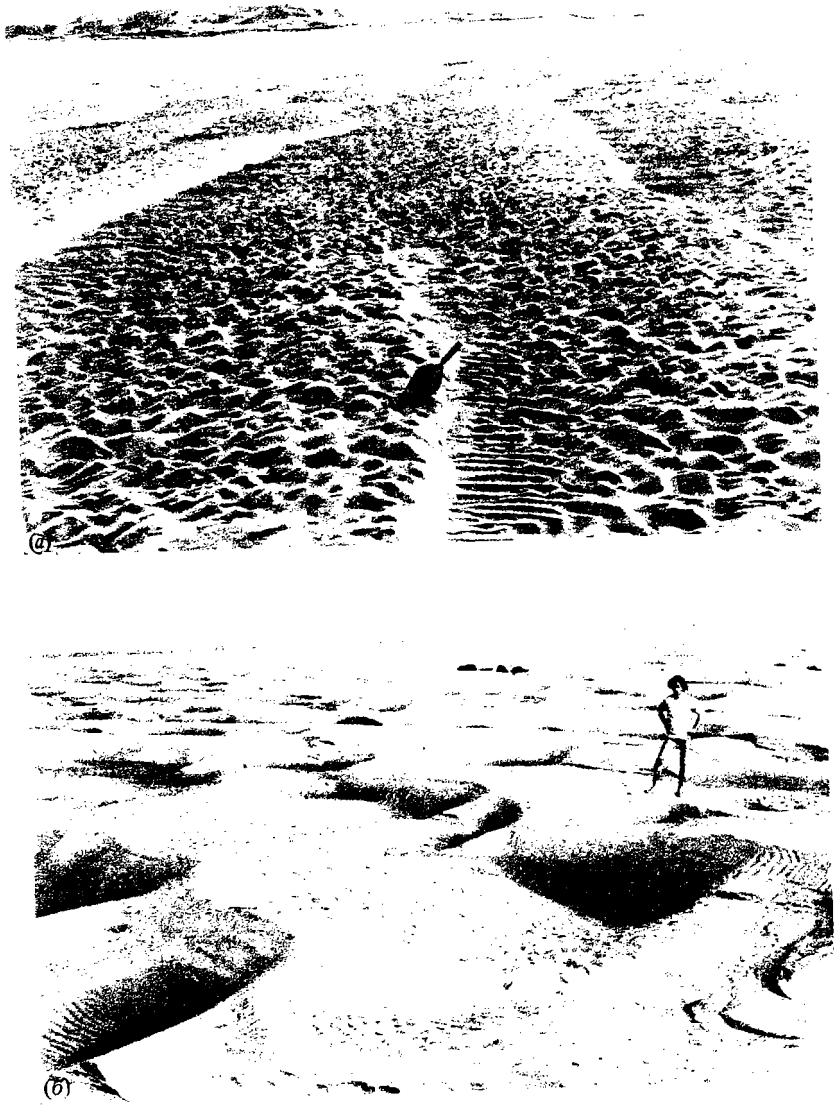


Рис. 8.8. *а* – гряды или бары с прямой линией гребня и наложенной языкообразной рябью, образовавшейся во время спада отливного течения; *б* – сильно извилистая линия гребня с хорошо выраженными западинами вырезания. Обе фотографии любезно предоставлены Т. Эллиотом и А. Гардинером. Эстуарий реки Лугор, Суэнси, Уэльс.

Антидюны обычно встречаются в виде длинных серий. Их форма в поперечном разрезе может приобретать бóльшую крутизну; они могут перемещаться против течения и разрушаться при высоком уровне турбулентности, после чего процесс возобновляется. Миграция против течения (рис. 8.11) обусловливает образование косых серий, наклоненных против течения, с малыми (менее 10°) углами наклона косых слойков [568]. Эти серии сохраняются в разрезах плохо, если в сумме не преобладает аккумуляция, так как любое снижение скорости потока вызывает разрушение антидюнной слоистости. Даже если слойки сохраняются, они очень неясные, потому что миграция антидюн против течения не сопровождается явлениями обрушения и обусловленной ими сортировкой слоистого материала (гл. 7). В тех редких случаях, когда антидюны сохраняются на поверхности напластования, становится возможным прямое определение скорости палеопотока на основе формулы (8.3), если λ поддается измерению.

Если скорость потока, формирующего антидюны, возрастает еще больше, образуются *стремнинно-западинные* (chute-and-pool) текстуры. Стремнины представляют собой мелководные быстротоки или надкритические потоки с большими уклонами; они без перехода сменяются западинами, где глубины больше, а состояние потока спокойнее (субкритическое). Впадение стремнины в западину, у верхнего края которой вода врывается с разрушительной силой, представляет собой род *гидравлического удара*. В этой же зоне происходит преобразование кинетической энергии в тепловую, что выглядит как замедление течения. Аккумуляция осадков может происходить в относительно спокойной области западины, где образуются наклонные, прислоненные к верхнему по течению борту западины слойки, перемещающиеся, как в антидюнах, против течения (см. выше). Известен лишь один пример стремнинно-западинных текстур, сохранившихся в разрезе в осадках вулканогенного базального паводка по окраинам вулканических кратеров типа маар [707].

Снова обратившись к рис. 8.1, подчеркнем несколько иную последовательность смены донных форм по мере развития потока над дном, сложенным более грубыми песчаными осадками. Как было мимоходом замечено раньше, рябь не образуется в грубых песках с диаметром зерен более 0,7 мм. В таких осадках выше порога трогания на искусственно выровненном дне формируется гладкое дно равновесия вместо ряби. Оно называется *гладким дном нижней фазы*. На нем видны мелкие борозды и узкие неправильные желобки глубиной от поверхности в 2–3 диаметра зерна [496]. При преобладании накопления осадков в нижней фазе гладкого дна должна образоваться грубогоризонтальная слоистость благодаря заполнению глубоких борозд, но ее убедительные примеры в геологической летописи еще предстоит отыскать.

Если течение усиливается, то на гладком дне нижней фазы возникают грядоподобные образования – *бары* (bars) (или песчаные волны некоторых авторов). Длина волны сильно колеблется [171]. Отношение длины к высоте высокое (рис. 8.12). Линия гребня у этих форм прямая; обрушение осадков по крутому склону приводит к образованию горизонтальных серий крупной косой слоистости. У баров не наблюдается западин вдоль крутого «подветренного» склона, обусловленных работой слабо выраженных вихрей отрыва у этих склонов. В естественных условиях на барах могут развиваться наложенные гряды. Корреляция длины и высоты с глубиной потока для баров не отмечается. Из этого краткого рассмотрения ясно, что бары надо рассматривать как особую донную форму, отличную от гряд, на которые они внешне похожи. Возможно, что бары возникают как особая форма поверхности дна в среднезернистых песках, поскольку в нижней части поля устойчивости гряд (рис. 8.1) сами «гряды» имеют более высокое отношение длина : вы-



сота и были поэтому названы «переходными растянутыми грядами» [647].

При дальнейшем возрастании транспортирующей способности потока в грубозернистых песках образуются гряды, а затем — гладкое дно верхней фазы; если число Фруда $> 0{,}8$, формируются антидюны.

8б. Дополнительные данные по фазовым диаграммам донных форм. Описанные выше донные формы обычно делят на две большие группы [759]. Рябь, нижняя фаза гладкого дна, бары и гряды возникают при *нижнем режиме потока*, когда сопротивление потока относительно велико и когда профиль поверхности воды и крупные водовороты на ней не совпадают по фазе с профилем поверхности дна. Верхняя фаза гладкого дна, антидюны, стремнинно-западинные структуры возникают при *верхнем* режиме потока, когда сопротивление потока относительно невелико и когда профиль поверхности воды совпадает по фазе с профилем поверхности дна. Как мы уже знаем, для ряби и гряд характерны явления отрыва и присоединения потока. При этом генерируется энергия турбулентности, вызывающая значительное сопротивление потоку со стороны дна. Донные формы нижнего режима имеют, как правило, коэффициент трения, в 2–5 раз превышающий расчетные коэффициенты для донных форм в верхнем режиме. Но при гладком дне нижней фазы, когда сопротивление потоку обусловлено только расходом на перемещение зерен, а не сопротивлением донных форм, этого не наблюдается.

Рис. 8.9. *а* – вид на извилистый гребень, обнаруживающий западину вырезания и веер знаков ряби на пологом склоне следующей вниз по течению гряды. Длина карандаша 0,5 м. Эстуарий реки Лугор, Суэнси, Уэльс; *б* – первичная штриховка течения в тонких песках [8]; *в* – гладкие поверхности верхней фазы. Длина ножа 0,15 м. Песчаник Сент-Биз, Камберленд; *г* – серия антидюн (длина волны $\approx 0{,}3$ м) в быстром мелководном потоке приливно-отливной ложбины. Эстуарий реки Бормут, Уэльс; *д* – серия перемещающихся против течения антидюн с барунами в приливно-отливной ложбине. Течение слева направо. Длина рукоятки лопаты 20 см. Солуэй-Ферт, Шотландия.

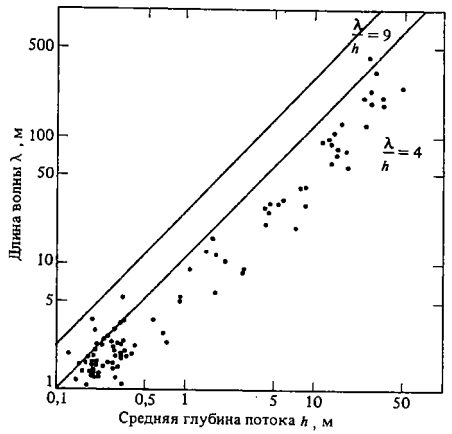


Рис. 8.10. График зависимости длины волны (усредненные значения для группы гряд) от средней глубины потока. Однонаправленные русловые и приливно-отливные потоки. Для каждой точки усреднялось минимум пять следующих друг за другом гряд [414].

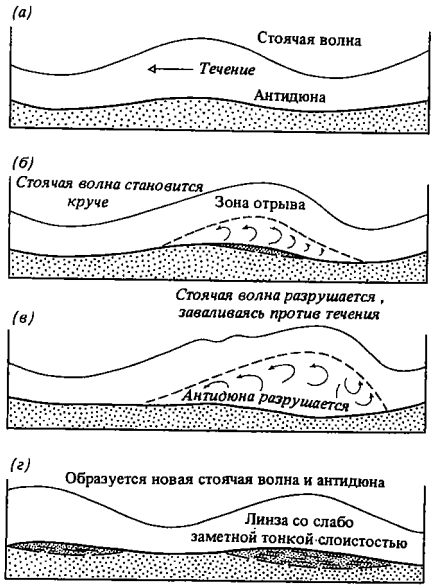


Рис. 8.11. Разрушение стоячей волны и образование слабо выраженной слоистости, направленной против течения [568].

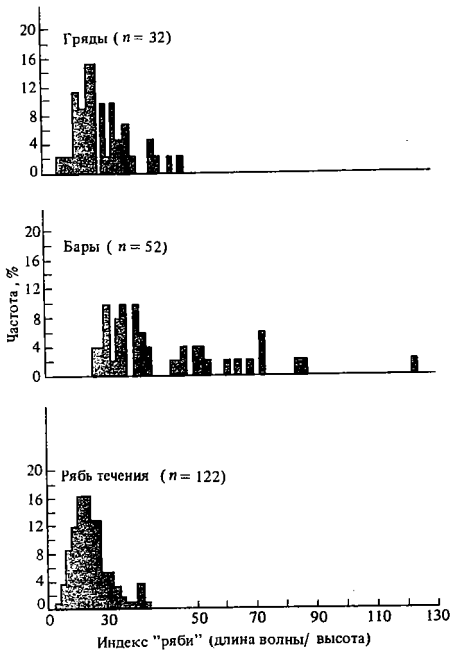


Рис. 8.12. Гистограмма отношений длина: высота (индекс ряби) для ряби течения, баров и гряд, сформировавшихся в экспериментальном русле [171]. Обратите внимание на широкий разброс данных для баров по сравнению с рябью течения и грядами.

Эти замечания по поводу коэффициентов трения позволяют затронуть важную проблему использования фазовых диаграмм донных форм, подобных приведенной на рис. 8.1, в которой придонное напряжение сдвига или энергия потока используется как характеристика транспортирующей способности потока. Поскольку прилагаемое напряжение сдвига жидкости можно записать в виде $\tau = \rho f \bar{u}^2/8$ (уравнение (5.7)), где f – коэффициент трения Дарси – Вайсбаха, ρ – плотность жидкости, $\bar{u}$ – средняя скорость потока, легко видеть, что напряжение сдвига является прямой функцией коэффициента трения. Поскольку коэффициент трения сам по себе зависит от типа образовавшихся донных форм, придонное напряжение сдвига также можно считать функцией типа донных форм [774]. Можно, следовательно, представить себе положение, когда одна и та же величина напряжения сдвига может быть получена при медленном течении по очень шероховатому (т. е. покрытому грядами) дну или при быстром течении по очень гладкому дну (т. е. по гладкому дну верхней фазы). Такое явление частично объясняет перекрытие полей гряд и гладкого дна верхней фазы на рис. 8.1. Это затруднение можно преодолеть [774], строя фазовые диаграммы как зависимость средней скорости потока от его глубины для различных диаметров зерен или как зависимость средней скорости от диаметра зерен для различной глубины потока (рис. 8.13, 8.14).

Причины появления подводных донных форм и условия их устойчивости довольно плохо выяснены. Введение в эту *проблему теории донных форм* дано в приложении 8.1.

8в. Донные формы и текстуры, связанные с волнениями (см. также гл. 18). Распространено ошибочное мнение, будто волны представляют собой водяные бугры, перемещающиеся по поверхности. На самом деле в любой неподвижной точке вода просто

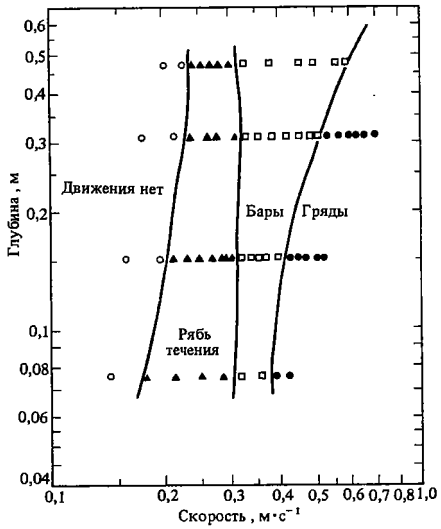


Рис. 8.13. Фазовая диаграмма донных форм в координатах глубина – скорость для песков с диаметром зерен 0,49 мм. Эксперименты в русловом лотке [171].

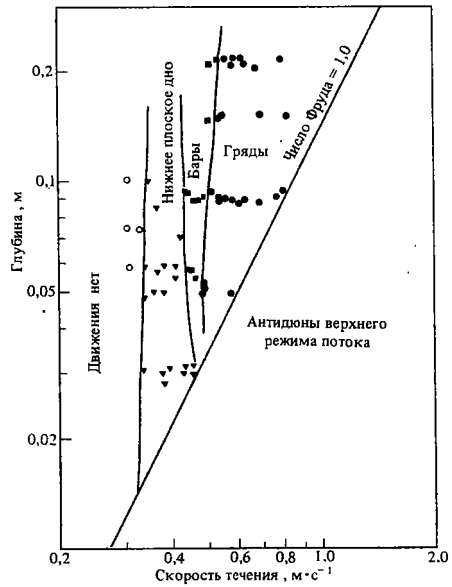


Рис. 8.14. Фазовая диаграмма донных форм в координатах скорость – глубина для песков с диаметром зерен 1,14 мм. Эксперименты в русловом лотке. Обратите внимание на отсутствие ряби течения и ее замещение при малых скоростях течения гладким (плоским) дном [171].

поднимается и опускается (рис. 18.2 и 18.14), перемещается только энергия волнения. Каждая отдельная частица воды, вовлеченная в волновое движение, охватывающее воду до некоторой глубины, совершает законченное кругообразное движение по мере прохождения волны (подробнее это рассмотрено в гл. 18). На мелководье это кругообразное движение превращается в эллиптическое, направленное вниз, так что на поверхности воды в результате действия волн происходит постоянное движение туда и обратно (рис. 18.2). Если глубина воды достаточно велика, такое движение может полностью исчезнуть. На мелководье такое движение может вызвать напряжение сдвига, которое должно действовать на поверхность слоя осадков.

Результатом воздействия на дно этих напряжений сдвига, вызванных колебательными движениями воды, является стимуляция перекатывания зерен при некотором критическом состоянии волнового движения на первоначально плоском дне. Это обусловливает формирование симметричных (осцилляционных) *знаков ряби волнения*; их гребни отличаются выдержанностью в боковом направлении, но обладают характерной способностью раздваиваться. Рябь волнения отличается большими колебаниями размеров, поскольку зависит исключительно от величины волн на поверхности. Длина колеблется от 0,009 м до 2,0 м, высота – от 0,003 до 0,25 м, индекс (отношение длина : высота) – от 4 до 13. Такая рябь может образоваться на глубине до 200 м в пределах континентального шельфа (гл. 22).

Когда достигается порог трогания, перекатываемые зерна стремятся скопиться вдоль гребней, задерживаясь на дне, пока не превышен угол естественного откоса. При небольших значениях придонного напряжения сдвига гребни невысокие, с широкими, плоскими или слегка вогнутыми понижениями, в которых перемещения зерен не происходит. Эта рябь является устойчивой формой и получила название *ряби перекатывания зерен* (rolling grain ripples) [39]. Когда придонное напряжение сдвига возрастает, гребни донных форм достигают критической высоты, что приводит к образованию вихрей (см. превосходную работу [377]) с обеих сторон гребня ряби (рис. 8.15) во время возвратного перемещения воды [39]. Вихри вымывают песок из понижений между рябью, наращивают высоту гребня и сильно понижают индекс ряби. Рябь, образовавшаяся таким способом, называется *вихревой* (vortex ripples) [39]. Это обычная симметричная рябь волнения, которую можно увидеть на любом пляже. Ее длина, составляющая $\lambda = 0{,}65 d_0$, получена экспериментально [577]. Разрезы через осцилляционные знаки ряби выявили их внутреннюю текстуру, образованную слойками, напоминающими нашивки на мундире и последовательно присоединяющимися к каждой стороне гребня ряби во время последовательных перемещений вихря (рис. 8.16). Усиление энергии волнения приводит к тому, что вся рябь размывается и устанавливается *гладкое дно* (рис. 8.17).

На мелководье вблизи волноприбойной зоны наблюдается суммарное перемещение водных масс в сторону суши, накладываю-

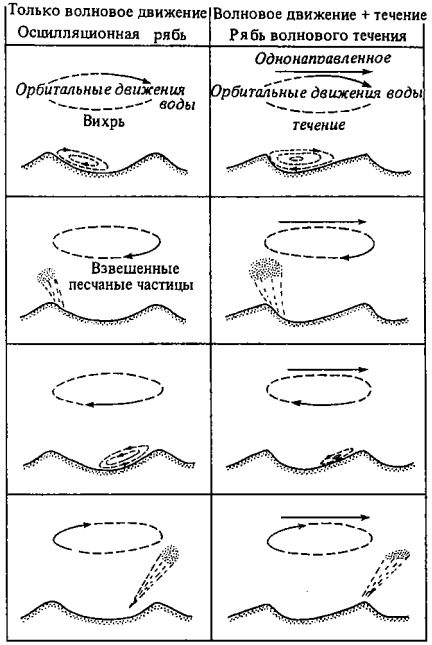


Рис. 8.15. Зависимость между транспортировкой песка по дну, покрытому рябью, и действием орбитального движения воды с участием и без участия однонаправленного течения ([468]; первичные данные из работы [412]).

щееся на любую схему волнения на поверхности (гл. 18, 21). Это приводит к формированию асимметричной *ряби волнового течения* (wave current ripples) (рис. 8.15). При этом образуется мелкая косая слоистость, похожая на слоистость ряби потока. Захороненные формы можно распознать по индексу ряби [674], так как рябь волнового течения редко имеет индекс выше 15 (в то время как у потоковой ряби индекс достигает 40), а также на основании того, что у потоковой ряби редко наблюдается раздвоение гребня. В обстановках, где действуют и чисто осцилляционный поток, и периодические волновые течения в сторону берега, может образоваться сложная слоистость с чередованием разных типов слоистости (рис. 8.16).

8г. Грубая и тонкая слоистость и сортировка по слою. На рис. 8.18 видно, что между слоями глины, отложившимися за счет взвеси, и песчаными слоями, сформированными при миграции донных форм, существует полная гамма переходов. Можно выделить 4 типа слоистости, удобные для использования: *полосчатую* (streaky), *линзовидную* (lenticular), *волнистую* (wavy) и *флазерную* (flaser)[1]. Такая слоистость (рис. 8.18, 8.19) образовалась в обстановке осадконакопления, когда чередовались условия течения и застоя воды или когда поступление осадков имело ритмичный или периодический характер, как на авандельтах или речных поймах. Отложившиеся глинистые прослои обладают повышенной способностью к переходу в ископаемое состояние, так как им свойственна способность к сцеплению и небольшому, но существенно раннему уплотнению сразу после отложения осадка. Такие прослои могут сильно повысить шансы любой донной формы на сохранение в ископаемом состоянии, если, например, рябь будет «одета» плащом глины.

Нормальная сортировка по слою (normal grading) – от грубого осадка внизу слоя к тонкому вверх – связана со снижением скорости потока, когда частицы большей массы выпадают первыми. Как уже отмечалось (разд. 7б), сортировка по слою очень чувствительна к концентрации частиц в потоке. Потоки с высокой концентрацией редко дают хорошую сортировку по слою. Мы отмечали также наличие обратной сортировки по слою в некоторых сыпучих потоках (разд. 7б).

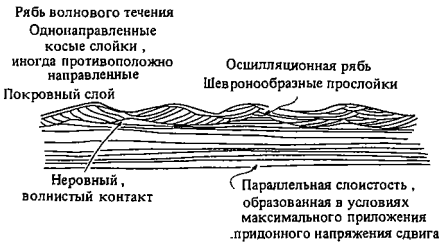


Рис. 8.16. Некоторые диагностические признаки внутреннего строения ряби, образовавшейся под действием волнений [657].

[1] Флазерная текстура – своеобразная волнисто-слоистая и линзовидно-слоистая текстура, где отдельные желваки и линзочки разделены тонкими волнистыми глинистыми прослойками и прожилками. Более подробное подразделение дается по количеству, морфологии и взаимоотношениям глинистых прослоев. – *Прим. ред.*

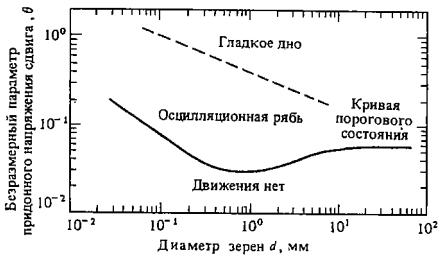


Рис. 8.17. Фазовая диаграмма донных форм для осцилляционных потоков, обусловленных волнением [468].

8д. Донные формы и текстуры воздушных потоков. Пустынные донные формы, вероятно, одно из наиболее впечатляющих и могучих потоковых образований, созданных из рыхлого материала. Большая мощность граничного слоя в атмосфере (до 3 км) позволяет существовать поистине гигантским донным формам, таким, как *драа* в песчаных морях Сахары, достигающим в высоту 100 м. Как в донных формах водных потоков, так и у эоловых донных форм, видимо, имеется четкая иерархия [871]. Эксперименты в ветровом туннеле показали, что типичная длинная рябь с прямым гребнем, очень небольшой асимметрией и высоким отношением длины к высоте сменяется по мере возрастания транспортирующей способности потока более крутыми донными формами, которые представляются идентичными подводной ряби течения с извилистой линией гребня [41]. В конечном итоге все виды ряби сменяются гладким дном, когда интенсивность транспортировки песка становится очень большой (показатель интенсивности транспортировки $\gtrsim 3$). В результате образуются песчаные осадки с параллельной слоистостью. Однако эксперименты в туннеле не могут по размаху и разнообразию сравниться с крупными эоловыми донными формами, существующими в природе. Построив зависимость между размерами зерен в самой крупной фракции, составляющей верхние 20% в гранулометрическом спектре песка, и длиной донных форм, мы можем выделить на таком графике три отчетливо разделяющиеся группы форм [871]. Эти группы получили названия *ряби, дюн* и *драа*. Отсутствие переходных форм доказывает, что эти группы не образуются в результате постепенного роста (т.е. не представляют собой детское, юношеское и зрелое состояния). К этому выводу мы пришли раньше, рассматривая водную рябь течения и гряды. Кроме того, наблюдается наложение ряби на дюны и драа, дюн на более крупные дюны и дюн на драа.

Эоловая рябь (рис. 8.21, *а*, 8.22) имеет длину волны от 0,01 до 20,0 м и высоту от нескольких миллиметров до 1 м. Индекс ряби падает на интервал 12–50. В разрезе, проведенном параллельно направлению ветра, рябь обнаруживает изменчивую асимметрию. У нее часто короткая, четко выраженная первоначальная подветренная поверхность с наклоном, равным углу естественного откоса для песка ($\sim 30°$). Этот склон переходит в более пологую поверхность, соединяющуюся с впадиной между валиками ряби. Внутренняя косослоистая текстура

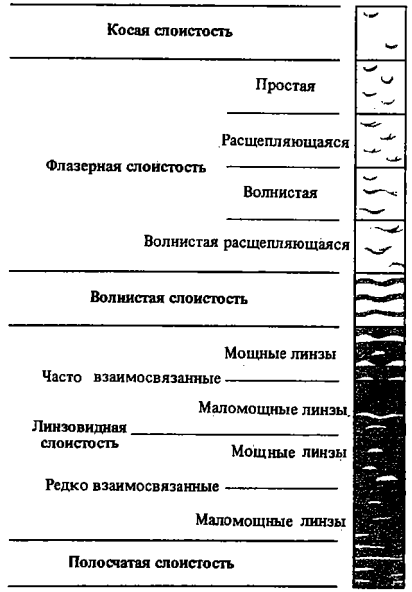


Рис. 8.18. Классификация флазерной и линзовидной слоистости. Черное – илы, белое – песок [672].

в эоловых формах часто отсутствует (рис. 8.22). Этим они отличаются от водных донных форм, поскольку мигрируют не столько благодаря обрушению материала на подветренной стороне, сколько в результате сальтационной бомбардировки (см. ниже). В плане гребни ряби нередко имеют устойчивое простирание, перпендикулярное направлению ветра; однако довольно широко распространены извилистые линии гребней. Языкообразная рябь, аналогичная описанным ранее донным формам, образуется под действием ветров большой скорости на очень тонкие пески.

Что касается происхождения эоловой ряби, то здесь важно осознать, что за внешним сходством ее формы с подводной рябью скрывается принципиальная разница в механизме формирования [41]. Как отмечалось выше, сальтирующие зерна в воздухе значительно тяжелее, чем сальтирующие зерна в воде, поскольку отношение плотностей твердого тела и транспортирующего агента здесь значительно выше. Поэтому на поверхности раздела воздуха и поверхности земли обстановка определяется падением и отскакиванием зерен, а не струйками в вязком подслое, которые определяют движение на поверхности подводного дна.

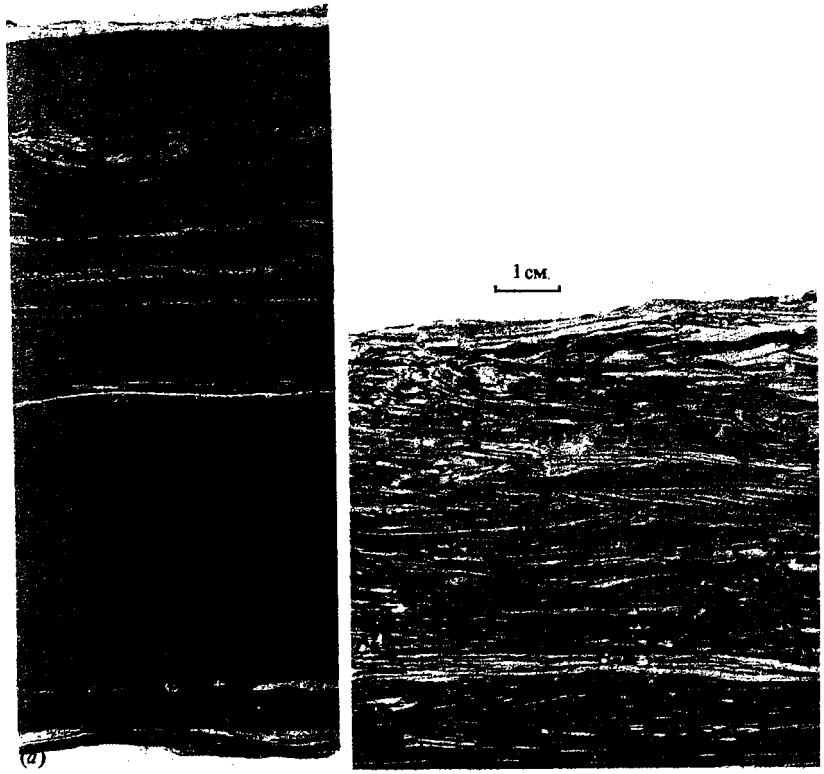
Рассмотрим твердую поверхность раздела между воздухом и землей, где присутствуют мелкие понижения, обусловленные механизмом выбивания зерен с поверхности или другими причинами (рис. 8.23). Поскольку сальтирующие зерна приземляются под малыми, примерно постоянными углами в конце своей траектории сальтации, то значительная часть впадин, расположенных выше по ветру (А – В), защищена от ударов этих зерен. Отсюда следует, что с отрезка В «стартует» большее количество зерен, чем приземляется на склоне на отрезке АВ. Таким образом, впадина на отрезке В углубляется. Примем, что длина пути сальтации может быть охарактеризована средней или характерной длиной L для сравнительно хорошо сортированных песков и заданной силы ветра. Тогда на расстоянии от А до В, равном L, на площади появится слабый отрицательный уклон, который будет оказывать воздействие на образование следующего склона, и т. д. Наблюдения показывают, что для начала этот процесс стимулируется на исходно ровной поверхности наличием случайно распределенных неровностей. В ходе времени отдельные впадины расширяются в боковом направлении и соединяются с другими. Постепенно вся поверхность земли покрывается системой устойчивой ряби. Этот процесс очень похож на слияние и рост углублений, вызванных действием струек в подводной обстановке, за счет которых образуются возвышения благодаря наличию неправильностей поверхности дна, что и обусловливает формирование ряби течения.

Если приведенная выше гипотеза справедлива, эоловая рябь должна иметь длину волны, примерно равную характерной длине пути сальтации. Поскольку эта величина растет с возрастанием силы потока и размера зерен, длина волны ряби также должна отражать эту тенденцию. Экспериментальные данные [41] хорошо соответствуют этим предпосылкам (см. рис. 8.21, *а*). Рябь в тонких песках, образовавшаяся с помощью описанного механизма, называется *ударной* (impact) или *баллистической* (ballistic). В зоне высокой аккумуляции осадков рябь может «взбираться» по склонам, как это было описано для подводных условий. В результате образуется наклонная поверхность, очерчивающая границы серий [402].

Существуют все возможные переходы между баллистической рябью и крупными образованиями, которые называют *хребтиками* (ridges) или *гравийной рябью* (granule ripples). Эти крупные формы часто сложены грубозернистыми песками или гравием, слишком крупными для перемещения сальтаций [41]. В них может присутствовать грубая внутренняя косая слоистость вблизи гребня хребтика. Ключ к пониманию генезиса этих крупных форм в том, что пески часто имеют бимодальную сортировку и включают как грубые, так и тонкие фракции. Тонкие частицы перемещаются сальтацией, и при соударениях их кинетическая энергия такова, что они могут подталкивать более крупные частицы (размеры которых больше диаметра ударяющих частиц в 6 раз), вызывая их прерывистое перекатывание или сползание, известное под названием *крипа* (creep). Рябь, возникающая в ходе этого процесса, имеет бóльшую длину волны, поскольку длина сальтационного прыжка тонких частиц возрастает, если они ударяются о более крупные зерна (разд. 6г). Неровности поверхности при этом увеличиваются, однако крупные зерна на гребнях валиков не могут быть сдвинуты с места. Поэтому, раз образовавшись, гравийная рябь имеет тенденцию расти в высоту в ходе времени.

Эоловые дюны имеют разнообразный морфологический облик. Однако возможна простая их классификация на два типа: поперечные и продольные относительно направления ветра [870]. В системах дюн присутствует и тот, и другой тип. В районах, где песок имеется в изобилии, распространены дюны поперечного типа с извилистой линией гребня (рис. 8.21, *б*), получившие назва-

Рис. 8.19. *а* – образец керна, в котором видно чередование неслоистых глинистых алевролитов с полосчато-, линзовидно-, волнисто- и изогнутослоистыми алевролитами; *б* – образец керна, в котором слоистость прорезана норками роющих организмов. Оба образца из вестфальских отложений угленосного бассейна Ноттингемшир, Англия.



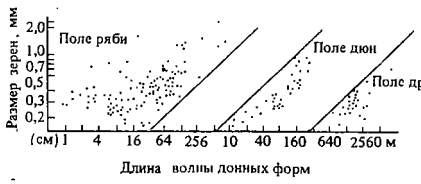
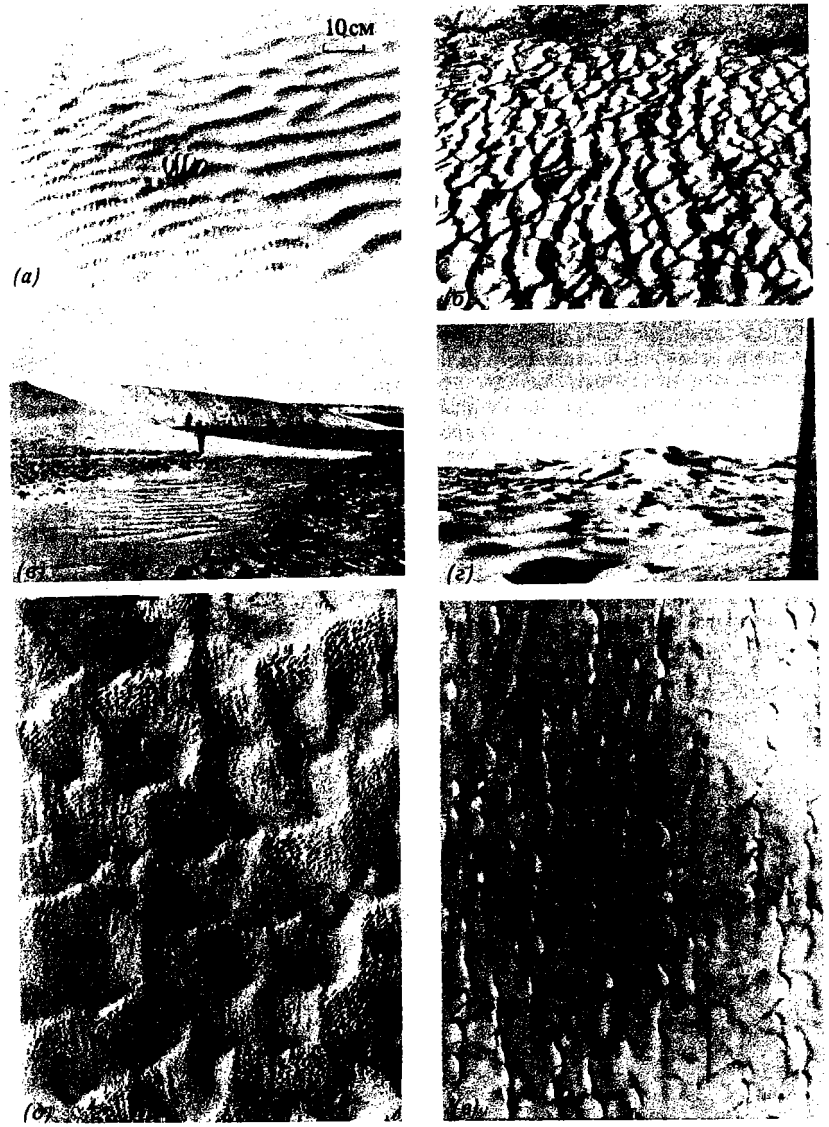


Рис. 8.20. Поля эоловых форм на графике зависимости размера зерен от длины волны донных форм. Полевые данные по Сахаре [871].



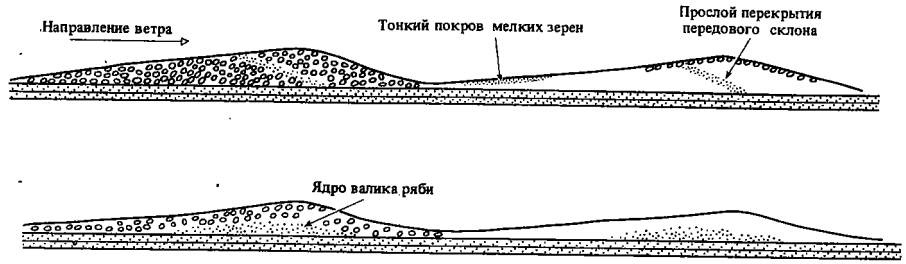


Рис. 8.22. Зарисовки закрепленных пропиткой образцов, на которых видно внутреннее строение баллистической ряби. Неясная внутренняя текстура может иногда быть выявлена случайным прослоем тонкого песка, отложившимся на подветренном склоне валика при слабом ветре [746].

ние *аклé*. У этих дюн отсутствует фронтальная поверхность обрушения, ориентированная перпендикулярно локальным векторам ветров и располагающаяся с подветренной стороны. Благодаря им возникают внутренние системы косой слоистости. Под действием изменений в направлении ветра и преобразования формы дюн формируются поверхности реактивации и ныряющие (крутопадающие) слойки косой слоистости. *Барханы* (рис. 8.21, *в*) – более впечатляющий и широко известный тип дюн. Барханы возникают только там, где песка недостаточно. Дюны этого типа отделяются одна от другой либо выходами твердых пород, либо неподвижными скоплениями гальки – *остаточными* (lag) отложениями. По бокам барханоподобных песчаных холмов, где выходит твердый субстрат, интенсивность переноса песка выше, поскольку действие межзернового трения на соударения вследствие сальтации здесь ниже. В результате возникают «крылья» барханоподобного образования; это приводит к тому, что поверхность обрушения на внутренней (подветренной) стороне приобретает вогнутую форму (если смотреть по направлению ветра). Внутреннее сложение бархана показано на рис. 8.24. Дюны типа *домаль* (domal), у которых поверхность обрушения не очень хорошо выражена, образуются при деградации барханоподобных дюн в длительные периоды преобладания слабых ветров. Как и следовало ожидать, внутреннее строение барханов характеризуется сложной структурой, сочетающей несколько типов косой слоистости.

Рис. 8.21. *а* – баллистическая рябь. Видно, что длина волны определяется крупностью материала. Мелкая рябь слева сложена более тонким песком, подвергшимся действию более слабого ветра, направленного под углом 90° к ветру, который не затронул более грубый песок справа [872]; *б* – аэрофотоснимок дюн типа аклé (масштаб неизвестен) в шт. Юта [170]; *в* – дюны барханного типа, наступающие на галечную отмостку. Ла-Джойя, Южное Перу [170]; *г* – драа, включающее наложенные дюны типа аклé, высота драа ≈ 30 м. Западный Эрг, Алжир. Фото Дэвидсона; *д* – аэрофотоснимок барханоподобного драа (примерно 50 м высотой) с наложенными дюнами. Сахара, Алжир [572]; *е* – аэрофотоснимок «меандрирующих» дюн типа сейф, перемещающихся по остаточным отложениям грубозернистых песков. Эдейенубари, Ливия [872].

Продольные дюны часто называют дюнами типа *сейф* (seif). В пустыне Симпсон в Австралии отдельные такие формы можно проследить на расстоянии до 200 км. Высота их достигает 50 м, а расстояние между дюнами в ряду равно примерно 500 м. Слияние дюн приводит к образованию форм в виде двузубых вил, причем развилок всегда обращен против ветра [268]. У некоторых дюн типа сейф наблюдаются извилистые в плане гребни (рис. 8.21, *е*) или спорадические взгорбления. Последняя форма образуется в тех случаях, когда барханы подвергаются действию ветров, дующих в двух направлениях под острым углом друг к другу. У бархана удлиняется одно крыло, которое затем становится ядром образования нового бархана, когда ветер принимает прежнее направление. В результате образуется *ожерелье дюн-сейф* [41], у которых длинные оси ориентированы параллельно результирующей двух азимутов ветра. Внутреннее строение дюн-сейф характеризуется



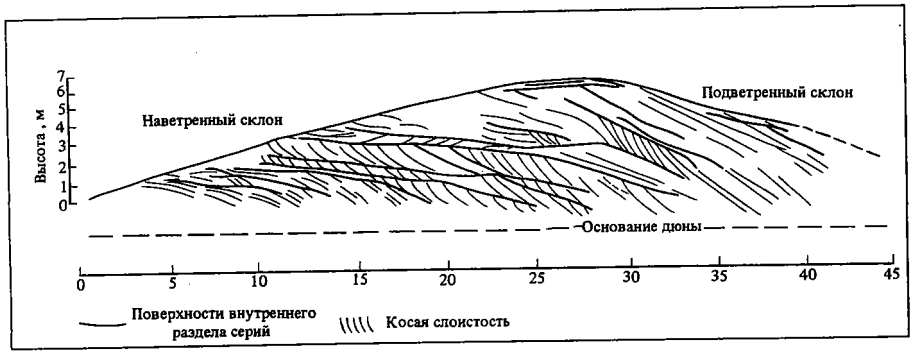
Рис. 8.23. *а* – первоначальные неровности обрисовывают зоны «ветровой тени», защищенные от ударов зерен, приземляющихся после сальтации почти под постоянными углами траектории. Углубление понижений, образующихся у подножия теневых зон, приводит к образованию баллистической ряби; *б* – длина волны баллистической ряби совпадает со средней длиной прыжка сальтации [41].

бимодальной косой слоистостью, возникающей в результате причленения обрушившегося материала, наращиваемого с обеих сторон гребня (рис. 8.25).

При определении генезиса эоловых дюн не вызывает особого сомнения роль завихрений. Отчетливо видно, что воздействие продольных вторичных завихрений у дюн типа аклé минимально, но зато в дюнах типа сеиф может образоваться дюна вдоль оси столкновения двух вихрей, вращающихся в противоположных направлениях. Тонкие песчинки, склонные к сальтации, выносятся в широкие коридорообразные промежутки между дюнами внутрь массива. Здесь происходит аккумуляция и начинает расти дюна в равновесии с ветровым потоком. Наиболее существенно то, что, раз образовавшись, дюна затем усиливает образование вторичных воздушных вихрей. Генезис простой дюны типа аклé пока еще не полностью понятен, хотя часто ссылаются на гипотезу нестабильности, согласно которой необходимы крупные исходные песчаные холмы, возникшие как постоянные объекты или связанные с завихрениями потока. Возможно, что длина волны эоловых дюн связана с «глубиной» потока (т.е. мощностью граничного слоя), как в подводных грядах. Вполне вероятно (хотя наблюдений, подтверждающих это, пока нет), что длина волны таких дюн контролируется расстоянием между точками возможного проявления «прорыва», охватывающего всю мощность граничного слоя ветра, как это, видимо, имеет место для подводных гряд.

Наконец, мы переходим к гигантским формам *драа* (см. работы [870, 556]), у которых длина волны достигает 650–4000 м, а высота – 400 м. Драа – составные формы, образующиеся при слиянии наложенных дюн (рис. 8.21, *г*, *д*). В плане драа могут напоминать тип аклé или барханы, часто давая звездчатые (звездообразные) формы, известные под названием *pyp*, которые образуются под воздействием переменных ветров и конвекционных воздушных масс. Для образования драа требуются большие отрезки времени. Условием их возникновения

Рис. 8.24. Внутреннее строение барханоподобной дюны из Уайт-Сэндс, шт. Нью-Мексико [555]. Обратите внимание, что внутренние «ныряющие» серии позволяют предположить рост формы от начального ядра, представляющего собой низкие дюны на пологом склоне песчаного холма.



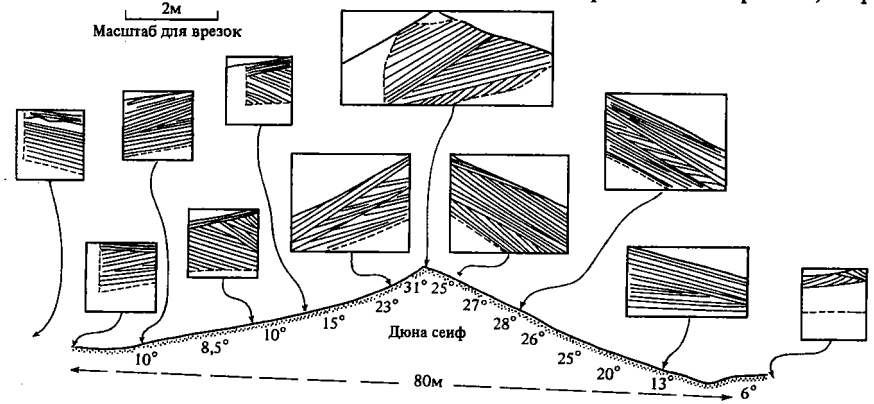
является также достаточно мощный песчаный покров, за счет которого может образоваться исходное ядро. У некоторых драа есть гигантские фронтальные поверхности обрушения высотой до 50 м, у других они отсутствуют, а вместо них с подветренной стороны развита довольно пологая поверхность, покрытая мигрирующими дюнами. Дальнейшие сведения о динамике и внутреннем строении драа приведены в гл. 19.

8е. Явления отставания донных форм. Многие утверждения, высказанные в этой главе, основываются на допущении «равновесного» состояния дна, соответствующего постоянному потоку. Однако естественные потоки, как водные, так и воздушные, на протяжении разных отрезков времени не являются постоянными. Так, приливно-отливные течения непостоянны при измерении на протяжении нескольких часов, ветровые – нескольких месяцев и недель ([21]). Подводные гряды, которые образуются в результате действия постоянного потока, могут сохранить свой облик на протяжении некоторого времени после того, как поток, ослабев, может поддерживать лишь существование ряби. В области устойчивых гряд при изменении глубины потока во время подъема и спада паводка изменения длины волны и высоты гряд могут не поспевать за изменениями характеристик потока. Данные по колебаниям высоты и длины гряд в зависимости от расхода воды показаны на рис. 8.26. Обратите внимание на четко выраженное явление *отставания*, или *гистерезиса*, благодаря которому максимальная длина волны грядовой формы достигается много позже пикового расхода.

Можно представить эту проблему в идеализированной форме (рис. 8.27), изобразив ход изменений y и z в виде графика, где они являются также функцией времени. y можно уподобить длине волны гряд, x – расходу. Отставание на рис. 8.27, *а* достигает крайних значений в 90° (ср. рис. 8.26), в то время как на рис. 8.27, *б* отставание имеет промежуточное значение.

Широкое распространение гистерезиса в природных обстановках означает, что следует очень осторожно относиться к полевым натурным измерениям размеров донных форм в связи с существующими в данный момент условиями потока. Необходимо изучить также критерии равновесия донных форм. Одним из примеров, не вызывающих в этом отношении сомнений, является уравнение, связывающее длину волны и высоту донной формы с глубиной потока (см. выше, рис. 8.10). Большой разброс значений в большой мере объясняется явлениями гистерезиса, так как фактический материал был собран и обработан до того, как значение отставания было широко уяснено.

Рис. 8.25. Внутреннее строение дюны типа сейф из Ливийской Сахары, по данным шурфовки [557].



8ж. Выводы. Донные формы, обусловленные действием водного потока на дно, сложенное зернистым материалом, обра-

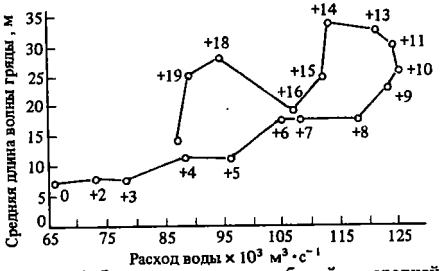


Рис. 8.26. Зависимость колебаний средней длины волны гряды от расхода воды за период в 19 сут. Река Фрезер, провинция Британская Колумбия, Канада. Обратите внимание на четко выраженный гистерезис [21].

зуют определенную последовательность, связанную с ростом транспортирующей способности потока. Рябь течения, гряды и гладкое дно нижней фазы образуются в тонкозернистых осадках и являются причиной соответственно мелкой косой слоистости, крупной косой слоистости и грубогоризонтальной слоистости. Рябь течения не формируется в песках, размер зерен которых превышает 0,7 мм; в них последовательность донных форм включает гладкое дно нижней фазы, бары, гряды и гладкое дно верхней фазы. Антидюны образуются в осадках любой размерности, если число Фруда достигает критического значения ($\approx 0{,}8$). В настоящее время в литературе господствует разнобой по вопросу номенклатуры гряд и баров. Этот разнобой усугубляется вопросом об иерархии донных форм и гистерезисе. Донные формы, связанные с волнениями, включают осцилляционную рябь и гладкое дно. Сочетание течений и волнений дает гибридные формы. Неустойчивость потока и изменения высоты волн во времени вызывают чередование тонкой и грубой слоистости. Донные формы воздушных потоков включают баллистическую рябь, гладкое дно, дюны и драа. Последние два типа формируют очень крупные образования, давая начало сериям и сочетаниям серий крупной косой слоистости (см. дальнейший разбор в гл. 13). Теория донных форм переживает период становления и испытывает затруднения в связи с обилием фактического материала, накопленного в результате экспериментов в небольших русловых лотках и воздушных туннелях, который существенно противоречит данным, собранным при изучении естественных потоков. Серьезные затруднения при исследованиях в природных условиях возникают из-за явлений неустойчивости потоков и гистерезиса донных форм.

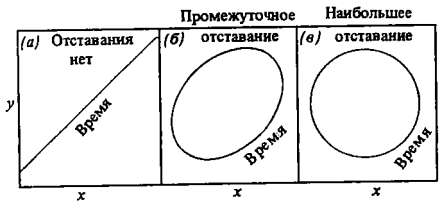


Рис. 8.27. Общая картина колебаний значений x как функции такого же значения y, если обе величины являются функцией времени [21].

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Донные формы и текстуры осадков рассмотрены Алленом [12, 16]. Связям донных форм с турбулентностью посвящены интересные статьи [866, 416], а также соответствующие главы ряда работ [661, 884]. Диаграммы донных форм приведены в работе [774]. Вводные данные по теории волн можно найти в гл. 18 настоящей книги. Донные формы и текстуры эоловых песков рассмотрены Бэгнольдом [41] и Мак-Ки с соавторами [557]; в работах [870, 871, 872] великолепные обобщения сочетаются с прекрасными фотографиями из космоса. Лучшее введение в проблему гистерезиса донных форм можно найти у Аллена [21]. Многие типы осадочных текстур описаны и великолепно иллюстрированы Петтиджоном и Поттером [634], а также Коллинсоном и Томпсоном [168]. Разнообразные методы изучения осадочных текстур в уплотненных и рыхлых осадках см. в работе [104].

Приложение 8.1

Замечания по теории донных форм водных потоков

В качестве введения в эту область рассмотрим четыре простых вопроса.

1. Почему рябь формируется вблизи области пороговых условий потока? В этом важную роль играют мгновенные серии прорывов–заметов в вязком подслое [866]. Срыв зерен во время прорыва сменяется их отложением, когда жидкость замедляет свое движение во время замета. По всей поверхности песчаного дна, искусственно сглаженного перед началом эксперимента, образуются незначительные неровности благодаря скоплениям отложившихся зерен высотой в 2–3 диаметра зерна. Некоторые из этих скоплений начинают действовать на структуру потока, обусловливая на своих нижних по течению склонах явления отрыва и присоединения потока. Эти скопления увеличиваются в размерах и разрастаются вниз по течению, так как турбулентность в месте присоединения потока (гл. 5) начинает размывать больше материала, чем поток может унести. Поэтому ниже по течению образуются новые скопления, что в свою очередь приводит к отделению потока и т. д. Так образуется маленькая рябь, которая срастается и взаимодействует по всей поверхности дна. Через час или два возникает ассоциация знаков ряби, находящаяся в равновесии с потоком. Причины, обусловливающие размер ряби, образующейся в равновесном состоянии, остаются неизвестными.

2. Почему рябь не образуется в грубых песках? Пределы образования ряби течения (крупность примерно 0,6 мм) совпадают с исчезновением условий для существования гладкого дна у порога трогания (гл. 6). Рябь не может образоваться при значениях шероховатости от переходных до больших из-за слабого развития исходных явлений формирования разноскоростных струек и подавления явлений отрыва потока при грубой шероховатости [496]. В таком случае исходно выровненная поверхность сохраняет устойчивость.

3. Почему рябь и гряды различаются по физическому масштабу? Популярна гипотеза о том, что рябь течения контролируется непосредственно условиями потока в вязком подслое (см. выше), в то время как гряды обусловлены процессами, действующими во всем турбулентном слое [884, 415]. Главным доказательством в пользу этой гипотезы является корреляция длины волны у гряд со средней глубиной потока (рис. 8.10). Это доказывает, что расстояние, через которое вновь повторяется гряда, как-то связано с длиной распада крупномасштабных «прорывов» турбулентности при их движении вниз по течению через всю мощность водного потока.

4. Что определяет устойчивость гладкого дна верхней фазы? Утверждалось, что существует некая критическая концентрация зерен в слое влекомых наносов, которая заметно снижает турбулентность потока вблизи дна, поскольку известно, что присутствие значительного количества зерен снижает турбулентность. Из-за этого становится невозможным отрыв потока у небольших неровностей дна, который мог бы обусловить образование ряби или гряд. Это продолжается до момента, когда концентрация зернистой составляющей в смеси жидкость–зерна упадет ниже критического значения (около 0,1). Тогда турбулентность в месте присоединения потока начинает активно размывать зерна, а это приводит к разрастанию небольших неровностей в рябь и гряды [25].

9

Донные формы, обусловленные эрозией связанных осадков

9а. Водная эрозия связанных осадков. Осадки, сложенные материалом глинистой размерности, обладают связанностью; связи между частицами глинистых минералов обусловливаются наличием адсорбированной пленочной воды. Кроме того, в свежеотложившихся илах связанность часто вызывается и электростатическими силами притяжения. Глинистые частицы несут электрический заряд, возникающий в результате обменной реакции при замещении иона Al^{3+} ионом Mg^{2+}. Аналогичным образом в каолините может происходить замещение иона Si^{4+} ионом Al^{3+}. Силы притяжения между глинистыми частицами в некоторой степени зависят от существования небольшого положительного заряда на ребрах глинистых пластинок. Если частицы расположены очень близко друг к другу, благодаря зарядам, существующим на ребрах и плоских поверхностях глинистых частиц, образуются цепи электростатического типа (рис. 11.1). Соотношение между силами отталкивания, обусловленными отрицательными зарядами на плоских поверхностях частиц, и силами притяжения Ван-дер-

Ваальса приводит к коагуляции или диспергированию (гл. 11).

Для этих явлений существенное значение имеет большая площадь поверхности глинистых минералов (гораздо бóльшая, чем, например, у кварцевого песка того же объема). Глинистые минералы часто ведут себя как коллоиды, где силы притяжения имеют не очень большое значение. Коагуляционный эффект возрастает при повышении содержания электролитов, увеличении валентности, повышении температуры и при уменьшении диэлектрической постоянной, размеров гидратированных ионов или значения pH. Ориентированное давление, приложенное к тонкодисперсной глине, может передаваться с помощью электрических сил, так что при этом между частицами не будет существовать непосредственных контактов. В коагулированном глинистом материале частицы контактируют друг с другом, и ориентированное давление реализуется так же, как в зернистых агрегатах. Поведение природных глин обычно носит промежуточный характер между этими двумя состояниями (гл. 11).

Весь вышеизложенный материал говорит о том, что эрозия глинистых осадков представляет собой сложный процесс. Так, например, следует ожидать, что критическая скорость эрозии для глинистых осадков должна в значительной степени зависеть от концентрации электролита. Это подтверждается экспериментами с добавлением $NaNO_3$ разной концентрации в лишенную ионов поровую воду чистых каолинитовых илов. Добавление соли значительно увеличивает критическое значение эрозионной силы [662]. Большую роль играет консолидация, приводящая к увеличению связанности осадков с глубиной; таким образом, эрозия поверхности осадка, обусловленная течением, на большей глубине в бассейне может сменяться стабильными донными формами. Дать общее заключение о значениях критической эрозионной силы невозможно без предварительной информации о составе глинистого осадка и флюидов, истории осадконакопления. В частности, экспериментальные данные по пресноводным глинистым илам едва ли приложимы к морским обстановкам.

Как только критическая величина эрозионной силы будет превышена, начинается эрозия каолинитовых глин плоского ложа с образованием трех типов форм по мере увеличения интенсивности потока [14]. Небольшие *продольные бороздки* и *гребни* имеют среднюю длину 0,5–1,0 см. На хорошо изученных примерах было установлено, что гребни отличаются заостренной формой и чередуются с широкими бороздками, характеризующимися круглыми очертаниями в поперечном сечении. Мельчайшие бороздки, образовавшиеся при расширении потоком следов воздушных пузырей в глинистом осадке, говорят о структуре придонного потока, о существовании пары противоположно направленных завихрений, характерных для нижнего вязкого слоя (гл. 5). Размер текстурных форм согласуется с расчетными данными, полученными по уравнению (5.26). При небольшом увеличении скорости потока продольные бороздки сменяются *«меандрирующими»*, что говорит о поперечной неоднородности давления, действующего на нижележащие слои. Эти бороздки приводят к образованию глубоких штопорообразных эрозионных отпечатков и могут постепенно превратиться в характерные ложкообразные углубления, называемые *следами выемок* (flute marks) (рис. 9.1). Выемки могут образоваться также из-за дефектов поверхности ложа или представлять собой следы ударов (рис. 9.2). Они возникают в результате разделения потока на краю первичной впадинки (рис. 9.3). Воссоединение потока создает высокое тур-

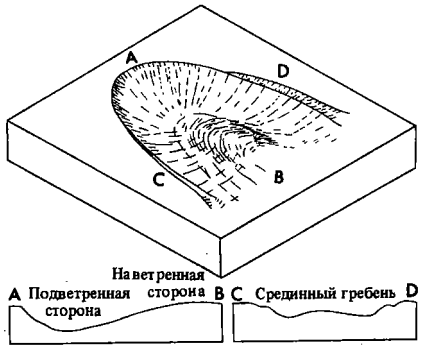


Рис. 9.1. Морфология идеализированного отпечатка выемки в связанном субстрате [18].

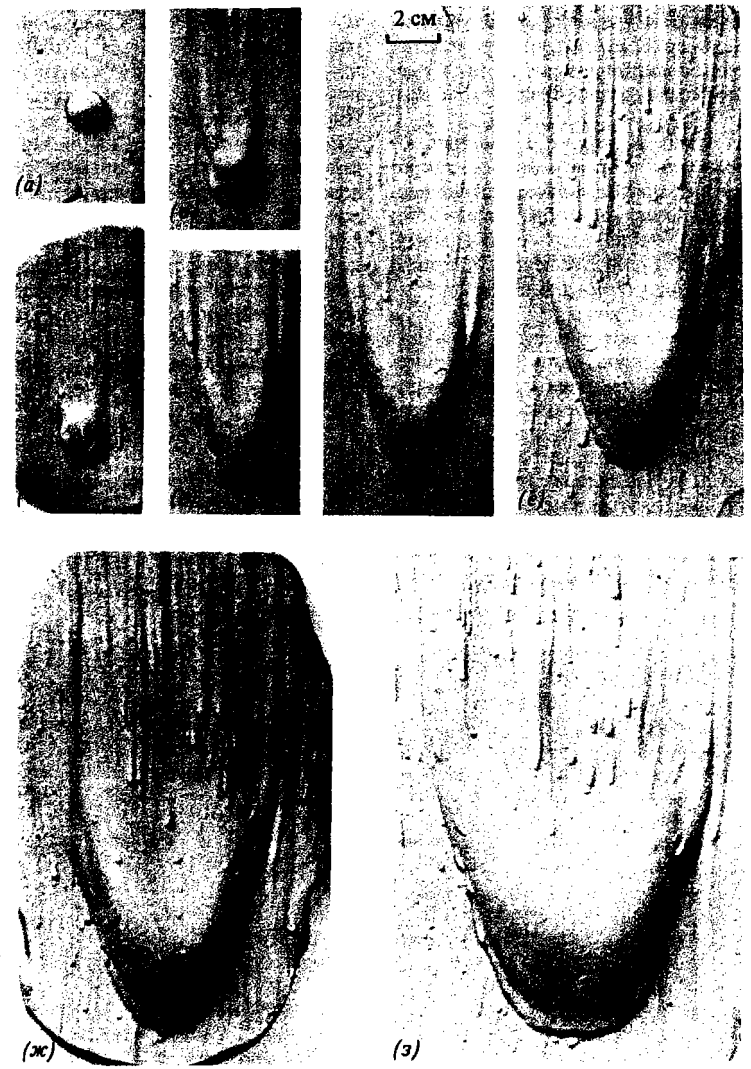


Рис. 9.2. Слепки показывают, как из первичного мелкого дефекта поверхности ложа развивается выемка (*б–з*). *а* – образования, сформировавшиеся в результате воздействия водного потока (средняя скорость 0,4 м/с) на глинистый осадок ложа [18].

булентное давление (гл. 5), обусловливающее углубление и удлинение выемки. В зрелой выемке наиболее глубокая часть находится несколько выше по течению от точки воссоединения потока, там, где происходит циркуляция водяного пузыря. Формы выемок бывают самые разнообразные (рис. 9.4) [18].

Следует отметить, что все рассматривающиеся эрозионные формы могут формироваться в результате только воздействия давления воды; но в образовании их в природных условиях, по-видимому, принимают участие и взвешенные частицы, и материал твердого стока, и первичные дефекты поверхности ложа.

В лабораторных экспериментах оказалось невозможным воспроизвести такие удивительные образования, как крупные продольные борозды, называемые *следами промоин* (gutter marks). Их протяженность может достигать одного метра и более при глубине до 20 см. На склонах этих образований могут наблюдаться выемки или следы предметов. Пространство между ними бывает совершенно плоским и почти не несет следов эрозии. Следы промоин, возможно, образовались в результате воздействия крупных вторичных потоков (гл. 5).

9б. Следы предметов. Обломочный материал может переноситься потоком, оставляя разнообразные следы ударов на связанном субстрате, или же волочиться по дну. Иногда удается определить, каким предметом оставлен след, как, например, в случае сальтации вытянутых прямых раковинок, перекатывания раковин аммоноидей или волочения стебля. Сохранившиеся слепки предметов могут служить индикаторами палеотечений, что особенно важно в тех случаях, когда первичный след подвергался более поздней эрозии; в некоторых случаях следы предметов могут оказаться причиной образования таких форм, как шевронные знаки.

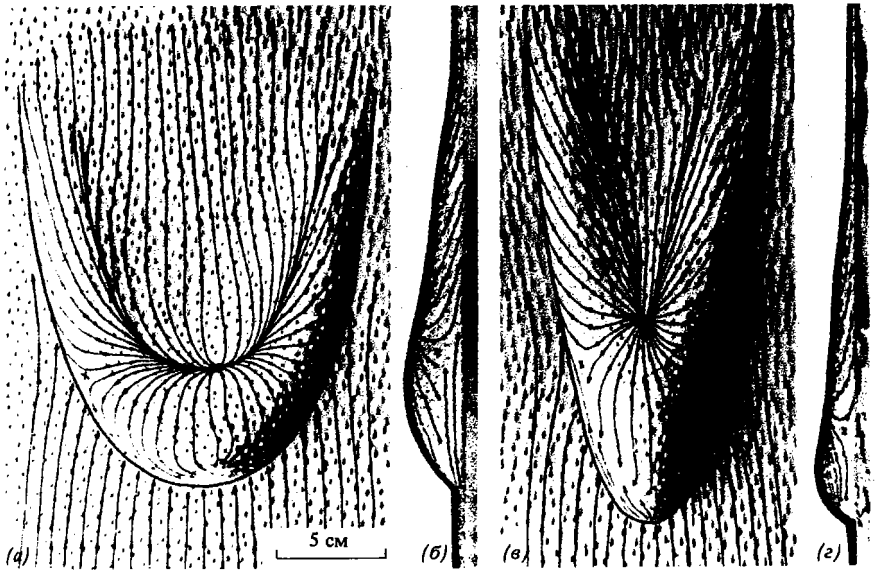


Рис. 9.3. Линейный рисунок, образующийся в результате поверхностного трения на слепке крупной модели идеализированного отпечатка выемки. *а, в*—в плане; *б, г*—вид сбоку. Обратите внимание на разделение струй потока и на линию их воссоединения [18].

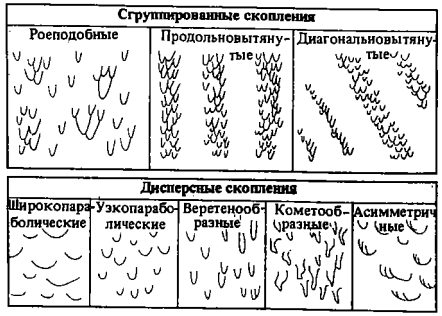


Рис. 9.4. Основные типы скоплений и морфологии отпечатков выемок в природных условиях [18].

9в. Выводы. Формы ложа в связанных осадках образуются в результате эрозионного воздействия турбулентного потока с участием или без участия переносимых зерен. Выемки, следы предметов и продольные борозды разного размера сохраняются в виде слепков в результате их последующего заполнения крупнозернистым материалом.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

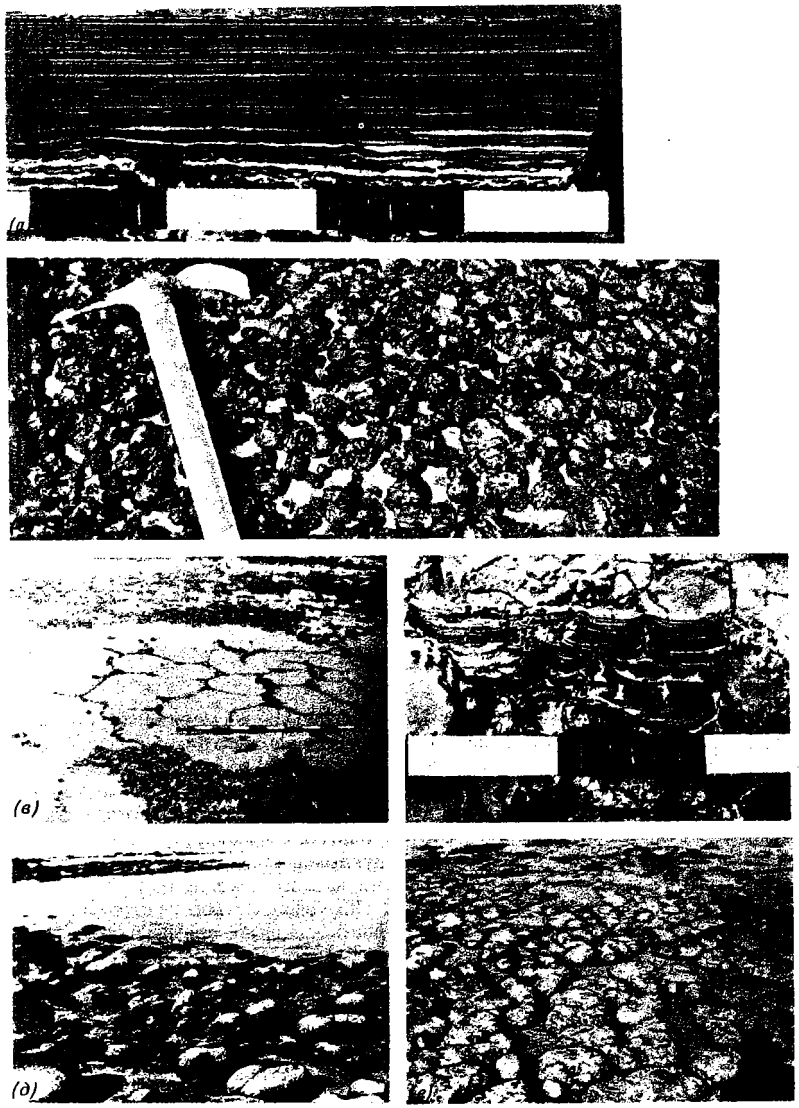
Аллен [18] приводит результаты теоретических и экспериментальных исследований происхождения эрозионных форм ложа как в илистых осадках, так и в литифицированных отложениях и дает их характеристики (эта работа содержит также раздел по фестончатым формам пещер). Много превосходных иллюстраций по эрозионным формам ложа в илистых осадках имеется в работах Дзулински и Уолтона [229] и Петтиджона и Поттера [634].

10

Краткое введение в биогенные и органогенно-осадочные структуры и текстуры

10а. Строматолиты. Слоисто-водорослевые структуры, называемые строматолитами, в настоящее время наиболее широко распространены в очень мелководных морских и неморских обстановках осадконакопления. Они характерны для мелководных сублиторальных и супралиторальных зон морских тропических и субтропических карбонатных обстановок, хотя в последние годы их все чаще обнаруживают вдоль береговых линий, сложенных кремнисто-кластическим материалом [729, 322]. Микроморфологически поверхность строматолитовых построек разнообразна и зависит от слагающих их водорослей и от занимаемых ими экологических позиций на данной площади [514, 454]; никаких общих закономерностей, которые можно было бы использовать при сравнении различных площадей их распространения, не обнаружено. Положение крупных строматолитовых построек относительно уровня моря зависит от степени их увлажнения, частоты обнажения над поверхностью воды и интенсивности волновых течений. Текстуры, сложенные водорослями, могут быть пластинчатыми, пузырчатыми, полигональными, сферическими, сильно выпуклыми, столбообразными и утолщенными на одном конце (рис. 10.1, 10.2).

Внутреннее строение строматолитов дает диагностические признаки слоистости, которая может близко соответствовать наружным поверхностям роста (рис. 10.1, *а*). Слоистость создается за счет связанного и уловленного осажденного карбонатного вещества и кальцитизированных или органических нитевидных сине-зеленых водорослей [581, 626]. Современные морские строматолиты преимущественно мягкие и нелитифицированные, а многие озерные пресноводные формы целиком или частично кальцитизированы [581, 340]. Связывание



осадочных частиц происходит в основном за счет ниточных сине-зеленых водорослей *Schizothrix* при наличии других родов. Суточные ритмы роста, периодические фазы осушения, штормов, приливов и отливов отражаются в наложении контрастных слойков, состоящих часто из обогащенных минеральным веществом и обогащенных водорослями слойков.

Включение осадочных частиц в строматолиты может быть крайне избирательным процессом. Избирательность процесса, а также характер осаждающихся карбонатных частиц, образовавшихся почти одновременно с осаждением или на очень ранних диагенетических стадиях, обусловливают резкое отличие строматолитового строения от текстуры подстилающих или латерально сменяющих их эквивалентных детритовых карбонатных осадков[1]. Раннедиагенетические процессы, часто способствующие бактериальному выщелачиванию под строматолитовой поверхностью, могли привести к растрескиванию и уплотнению водорослевого настила [626] и осаждению микрокристаллического арагонита и доломита [190, 295].

Строматолитам в широком смысле можно дать следующее определение: «Слоистые структуры, сложенные специфическим осадком и(или) осажденным карбонатным веществом, образовавшимся в процессе роста организмов, метаболизма и растрескивания наслаивающихся водорослевых пленок или корок» [511, 493].

Хотя все современные строматолиты обитают в очень мелководных условиях, вполне вероятно, что в геологическом прошлом, и особенно в докембрии, они занимали намного более широкий спектр экологических ниш. Этот вывод следует из данных фациального анализа и их способности к конкуренции. В настоящее время можно согласиться с тем, что обитание водорослевых строматолитов ограничено наиболее благоприятными приливно-отливными зонами морских обстановок, поскольку на водорослевом илистом грунте обитают такие многоклеточные хищники, как гастроподы. Никаких подобных хищников не может быть обнаружено в докембрии, и, следовательно, водоросли могли развиваться во всем диапазоне морских обстановок осадконакопления в *пределах эвфотической зоны* [293]. Другая гипотеза (Клемми, личное сообщение) базируется на том, что основная перестройка типов строматолитов происходит между морскими и озерными обстановками. Многие докембрийские морские строматолиты представляли собой кальцитизированные корковые формы; при этом нет никаких свидетельств наличия осадков, захваченных или связанных студенистыми однониточными водорослями. Однако в настоящее время многие озерные и речные строматолиты кальцитизированы, а морские нет. Таким образом, потенциал сохранности строматолитов благодаря их кальцитизации изменялся в геологическом прошлом.

Рис. 10.1. *а* – гладкие правильнослоистые водорослевые строматолиты из нижней приливно-отливной зоны побережья Омана. Переслаивание обогащенных водорослями (темные) и минеральным веществом (светлые) слойков. Деление масштабной линейки равно 10 см (фото Р. Тилла); *б* – пузырчатые водорослевые строматолиты из средней и верхней приливно-отливной зоны побережья Омана (фото Р. Тилла); *в* – крупноразмерный полигональный водорослевый мат с приподнятыми ребрами и участки роста пузырчатых водорослей, побережье Омана (фото Р. Тилла); *г* – срез гладкого водорослевого мата, нарушенного полигональными трещинами усыхания. Показаны приподнятые ребра в многоугольниках и периодическое «залечивание» трещин (фото Р. Тилла); *д* – литифицированные строматолитовые столбы, асимметричные в направлении моря, залив Шарк, Западная Австралия (фото Р. Харриса); *е* – литифицированные строматолитовые ребра в обнаженной высокоэнергетической приливно-отливной зоне в заливе Шарк, Западная Австралия. Ребра разделены скелетными карбонатными песками и вытянуты параллельно направлению распространения волн (фото Р. Харриса).

[1] См. сноски в гл. 23 к разд. «Багамские водоросли».

10б. Следы ископаемых и скорость осадконакопления. Следы ископаемых имеют большое преимущество перед обычными ископаемыми организмами в том, что они обычно встречаются на *месте образования*. При прочих равных факторах интенсивность нарушения первичных осадочных тек-





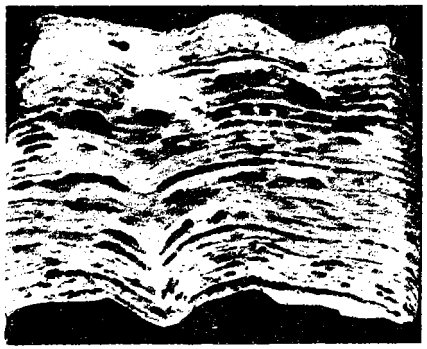


Рис. 10.2. *а* – единичная литифицированная строматолитовая «голова» с пузырчатыми формами роста водорослевой пленки. Голова сложена нитевидными водорослями и скелетными обломками, сцементированными арагонитом (современная форма из залива Шарк, коллекция Ван-дер-Граафа); *б* – плоскость напластования, занятая наклоненными вбок куполовидными строматолитами, динант, Чиппинг-Содбери, Сомерсет, Англия; *в* – срез через наклоненный вбок куполовидный строматолит, формация Сахароним (юра), антиклиналь Рамон, Израиль.

стур возрастает в результате активности зарывающихся организмов при уменьшении скорости осадконакопления. Это лучше всего видно при сравнении быстро накапливающихся осадков литоральных кос с редкими следами ходов (см. гл. 21) с соседними, намного медленнее накапливающимися осадками приливно-отливной отмели, сильно биотурбированными. Биотурбация легко устанавливается в четких тонкослоистых осадках, но может быть недооценена в гомогенных осадках или в осадках, испытавших интенсивную биотурбацию, в результате которой первичный тонкослоистый осадок полностью превратился в гомогенный. В последних случаях установить первичную слоистость помогает рентгеновский анализ.

Быстрое осадконакопление может быть установлено в осадочном разрезе по *ходам бегства*, которые представляют собой вертикальные ходы, оставленные погребенными под осадком животными, когда они поднимались обратно к разделу осадок – вода. Яркие примеры встречаются в штормовых горизонтах дальней зоны прибрежья Гельголандского залива Северного моря. Здесь мелкие гастроподы рода *Hydrobia*, обитающие в литоральной зоне, были вынесены в море штормовой волной и засыпаны слоем песка толщиной в несколько сантиметров. Пробоотборниками теперь обнаружены их штопоровидные следы бегства, доходящие обратно до раздела осадок – вода (рис. 10.3). Вскоре последовала их трагическая гибель, поскольку гастроподы вынуждены были покинуть свою экологическую нишу в приливно-отливной зоне [676].

Седиментологи, как правило, мало обращают внимания на периоды эрозии в осадочном разрезе. Тонкое взаимодействие

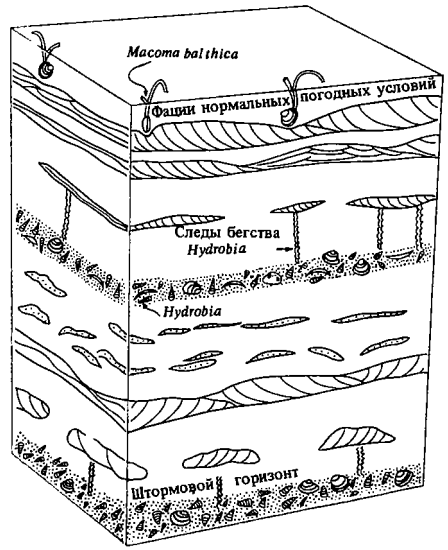


Рис. 10.3. Диаграмма, на которой показано различное местоположение гастроподы *Hydrobia*, обитающей в приливно-отливной зоне, как основного компонента горизонтов, образованных штормами и находящихся в дальней зоне прибрежья [676].

сменяющихся периодов эрозии и осадконакопления хорошо видно на ископаемых следах движения вверх и вниз, как, например, на U-образной формы ходах зарывающейся в грунт *Diplocraterion yoyo* (рис. 10.4). Загнутые вверх слойки (*утолщения*), образованные в основании трубки, отмечают последовательное положение основания хода, и вместе с эрозионными поверхностями они дают много информации о периодах эрозии и осадконакопления [306].

Идентификация ископаемого следа как *хода сверления*, проделанного в литифицированном осадке, дает ценную информацию относительно времени литификации. Такие структуры широко распространены в зонах ранней диагенетической цементации в известняках, называемых *хардграундом*. Срезание ходов сверления может свидетельствовать о периоде эрозии хардграундов после литификации (гл. 29).

10в. Выводы. Нарост водорослевых пленок на поверхности осадков создает внутрен-

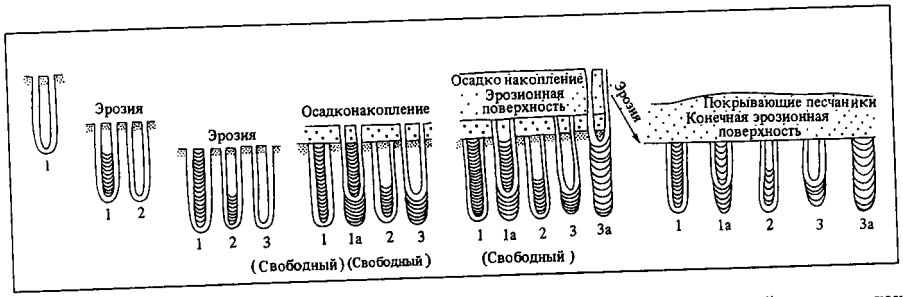


Рис. 10.4. Диаграмма, на которой показано, как колония *Diplocraterion yoyo* реагирует на периоды эрозии и осадконакопления. Последние ходы и образованные внизу ходов утолщения дают достаточно информации для реконструкции истории образования осадка [306].

нюю слоистость осадков и наружные формы роста, которые образуются в соответствии с экологическим положением, физико-химическими и биологическими факторами. Кальцитизированные слоисто-водорослевые текстуры имеют особенно высокий потенциал сохранности. Строматолиты наряду с другими свидетельствами характера осадконакопления (см. гл. 23) могут дать ценную информацию об обстановках осадконакопления в прошлом.

Отложившиеся осадки, особенно фанерозойские морские осадки, представляют собой благоприятный грунт для зарывающихся и обитающих на поверхности беспозвоночных животных, которые в результате жизнедеятельности биотурбируют его. Ископаемые следы дают ценную информацию о скорости, а также об обстановках осадконакопления.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Фундаментальный труд по строматолитам представляет собой монография под редакцией Вальтера [847]. Багамские строматолиты ярко описаны в работах Монти [581] и Харди [340]. Строматолиты Тракийского побережья в Персидском заливе описаны Парком [625, 626] и Кинсманом и Парком [454], а эффектные комплексы в заливе Шарк–Логаном и др. [514, 515].

В данной главе не дана полная характеристика ископаемых следов; ее можно найти в работах [175, 176, 278]. Наиболее полное описание ископаемых следов в аспекте фациального анализа содержится в работах [739, 700].

11

Текстуры деформации нелитифицированных осадков

11а. Уменьшение прочности осадка. В нормальных условиях зернистые осадки ведут себя как «твердый» агрегат и сохраняют присущую им прочность, пока величина угла наклона поверхности осадконакопления не превысит значения, при котором начинается пластичное течение (гл. 7). Такой материал способен оказывать сопротивление прилагаемому сдвиговому напряжению. В противоположность этой ситуации *обстановка плывучести* – это та, где сдвиговое усилие отсутствует, а вес зерен определяется давлением порового флюида. Таким образом, колебания земли, возникающие при землетрясениях, или изменение давления в связи с движением волн (гл. 24) приводят к уплотнению водонасыщенных песков и уменьшению их объема, так как зерна осадка стремятся к плотнейшей упаковке [737]. Если поровые воды не могут быть

удалены из осадка или же мигрируют медленно, то давление их возрастает (рис. 11.1). Как только возрастающее давление поровых вод достигнет величины давления нагрузки, происходит *разжижение песка* (гл. 7). Разжижение песка возможно только в тех случаях, когда осадок первоначально обладал неплотной упаковкой. Пески с плотной упаковкой при сдвиговом напряжении обнаруживают тенденцию к расширению (известный процесс расширения при деформации – *дилатация*; см. гл. 7). Разжижение песков происходит при землетрясениях с магнитудой 5,5–5,8 (по шкале Рихтера), причем пески могут находиться в сотнях километров от эпицентра. Если пески имеют связь с поверхностью, после разжижения неизбежно начинается отжимание воды. По мере уплотнения разжиженного осадка удаляемая вода поднимается вверх, обычно концентрируясь в вертикальных ходах и фонтанируя высоко в воздух в случае высокой скорости движения.

Разжижение глинистых осадков также является результатом стрессовых напряжений, приводящих к более плотной упаковке частиц осадка, но процесс этот гораздо более сложен, чем в песках. В структурах свежеотложенных морских глин часто отмечаются признаки коагуляции (рис. 11.1) с контактами между глинистыми частицами по схеме ребро – плоская поверхность. Существованию таких открытых пустот способствует присутствие в глинистом осадке кварцевых зерен алевритовой размерности [764]. Быстрый переход структуры глинистого осадка от открытой, с признаками коагуляции, с высокой пористостью и высоким содержанием воды, к более плотной, дисперсной (рис. 11.1) сопровождается увеличением порового давления и возрастанием способности к разжижению. Такие изменения строения осуществляются как реакция на кратковременную нагрузку или толчок; они возможны только в тех случаях, когда на глинистый осадок с коагулированной структурой предварительно воздействовали пресные растворы, которые «вымывали» ионы, обусловливающие связи частиц в коагулированном осадке. К такому типу образований относятся известные *плывучие глины*, создающие серьезные проблемы в инженерной геологии.

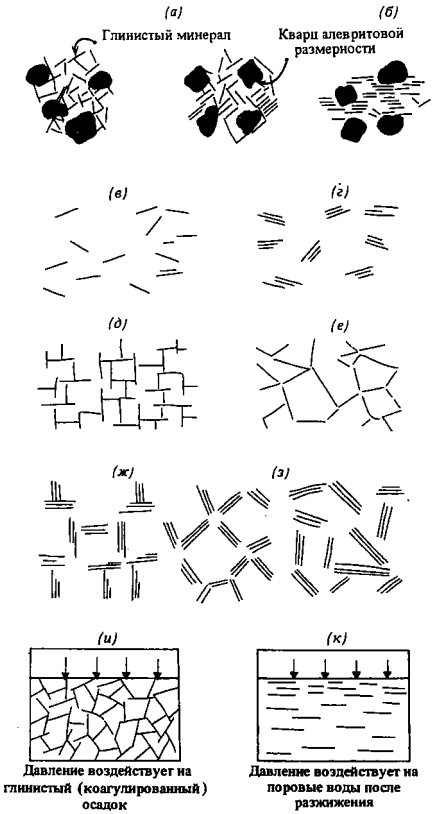
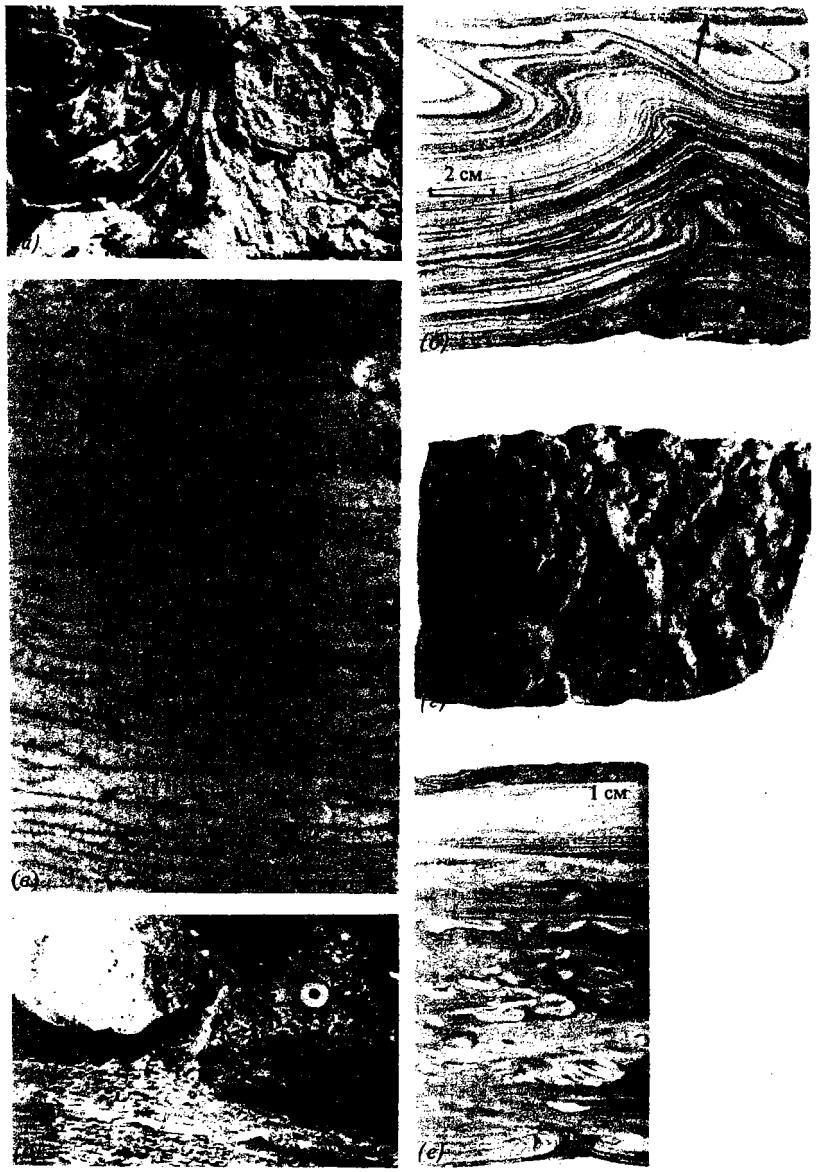


Рис. 11.1. Схематическое генерализованное изображение микроструктур глинистых суспензий: *а* – коагулированной; *б* – дисперсной. Схематические детальные зарисовки следующих структур: *в* – дисперсной, без признаков коагуляции; *г* – агрегатной, но без признаков коагуляции; *д* – дисперсной, с признаками коагуляции (контакты частиц по схеме ребро – плоская поверхность); *е* – с элементами коагуляции (контакты частиц по схеме ребро – ребро); *ж* – агрегатной, с элементами коагуляции (контакты частиц по схеме ребро – плоская поверхность); *з* – агрегатной с элементами коагуляции (контакты частиц по схемам ребро – ребро, ребро – плоская поверхность); (частично по ван Олфену [620]); на рис. 11.1, *и*, *к* показано, как давление передается через структуру глинистого осадка поровым водам в процессе разжижения.

Описанные процессы разжижения являются необратимыми. Но многие природные свежеотложенные илы и искус-



ственные вещества обнаруживают признаки обратимого разжижения, называемого *тиксотропией*. Тиксотропные вещества разжижаются только при встряхивании или перемешивании. Некоторое время спустя они полностью восстанавливают свою «прочность». К тиксотропным веществам, хорошо известным в повседневной жизни, относятся майонез и эмульсионные краски. Многие *зыбучие пески*, встречающиеся среди глинистых песков, обнаруживают признаки тиксотропного поведения. После разжижения тиксотропные илы постепенно теряют свою воду. Этот процесс, известный под названием *синерезиса*, сопровождается сжатием, уменьшением объема осадка под пленкой отжимаемой воды (см. разд. 11е).

11б. Разжижение и текстуры удаления воды. Вода, удаляемая из уплотняющегося осадка, движется вверх по ходам, образуя бесструктурные *трубки обезвоживания* (рис. 11.2). Их длина варьирует от нескольких миллиметров до метра. Слоистость, существовавшая в разжиженном осадке, определяет распределение силы трения, возникающей в результате воздействия удаляемой воды на разжиженный песок. Зерна, взвешенные в поднимающейся воде, могут выноситься на поверхность осадка и образовывать *песчаные вулканы* диаметром до 1 м и углом склонов до 16° [299]. Песчаные вулканы сохраняются только в спокойной субаквальной обстановке. Большей частью они известны на верхней поверхности турбидитных слоев и подводных оползней.

Образование *блюдцеобразных и столбчатых текстур* (рис. 11.2, *в*) теперь также объясняют механизмом удаления воды из осадка [524, 522]. Блюдцеобразная текстура представляет собой тонкие, субгоризонтальные, плоские или выпуклые вниз прослойки глинистого материала среди алевритов и песков. Столбчатые текстуры образованы вертикальными или почти вертикальными усеченными столбиками и пластинами песков. Оба типа текстур являются постседиментационными, поскольку они секут первичные осадочные текстуры. По-видимому, они образуются следующим образом. В процессе обезвоживания осадка, наступающего вслед за разжижением, менее проницаемые горизонты играют роль барьера по отношению к восходящему потоку; такой барьер отклоняет направление течения, вода перемещается в горизонтальном направлении, пока снова не появится возможность для восходящего движения. По мере просачивания воды вверх мельчайшие зерна, такие, как хлопья глинистых частиц, отфильтровываются и скапливаются в поровых пространствах. В результате образуются блюдцеобразные прослойки, обогащенные глинистым материалом, которые впоследствии могут оказаться деформированными по краям восходящим потоком. Столбчатые текстуры образуются при больших скоростях движения удаляемой воды, как это отмечалось для трубок обезвоживания, и являются просто их мелкомасштабной разновидностью.

Рис. 11.2. *а* – трубка обезвоживания и прилегающие запрокинутые слойки. Обратите внимание на усеченную верхушку трубки (стрелка), что говорит о более поздней эрозии (? возможно, разрушившей песчаный вулкан). Длина масштабной линейки равна 0,2 м. Нижний карбон, Киркбин, Шотландия; *б* – структура обезвоживания с наложенной конволютной слоистостью; срезается более поздней эрозией (стрелка). Верхний карбон, Ноттингемшир, Англия; *в* – блюдцеобразная текстура, образованная слойками, обогащенными глинистым материалом. По направлению к верхней части разреза возрастает роль столбчатых текстур, кульминация развития которых отмечается в верхней зоне, сложенной песками. Группа Джекфорк, Оклахома, США [524]; *г* – слепки нагрузки на подошвенной поверхности грубозернистого турбидитного песчаника (вакка). Обратите внимание на неправильные, неориентированные выпуклости, отвечающие слепкам нагрузки, и на разделяющие их узкие отпечатки пламенной текстуры. Верхний карбон, Мам-Тор, Дербишир, Англия; *д* – пламенная текстура илистого осадка, интрудировавшего в приподошвенную часть грубозернистого проксимального турбидита. Песчаники Анно, Прованс, Франция; *е* – шаровые песчаники, образовавшиеся в результате периодического обрушения и погружения ряби течения в разжиженный глинистый осадок. Обратите внимание на косую слоистость и горизонтальную слоистость в верхней части разреза. Верхний карбон, Ноттингемшир, Англия.

11в. Разжижение и текстуры, связанные со сдвиговыми напряжениями. Если разжижение охватывает субаквальные грядовые донные формы, начинается интересная пере-

стройка, так как напряжение сдвига действует теперь на разжиженный материал [23]. В такой системе сдвиговое напряжение будет закономерно уменьшаться по направлению к более глубоким частям разжиженной гряды (рис. 11.3). Кроме того, уплотнение разжиженного слоя происходит снизу вверх (гл. 7), а следовательно, в нижних частях гряды время воздействия сдвигового напряжения будет меньше. В конечном результате первичная косая слоистость в пределах гряды испытывает сдвиг по параболической кривой, сопровождаемый образованием *опрокинутой косой слоистости* (иногда называемой текстурой омлета). Разжижение обычно не нарушает внутреннюю слои-



Рис. 11.3. Диаграмма, иллюстрирующая воздействие сдвигового напряжения водного потока на верхнюю границу разжиженного слоя песка (слева). Если в песке существует косая слоистость, сдвиговое напряжение приводит к запрокидыванию слойков (справа), что происходит одновременно с консолидацией разжиженного песка ([23], с изменениями).

стость, так как латеральная составляющая движения частиц очень мала. Следовательно, различия зернистости, обусловливавшие первичную слоистость, сохраняются.

11г. Диапиризм и текстуры дифференциальной нагрузки. Если легкая жидкость находится ниже более тяжелой, система будет гравитационно неустойчивой, причем более легкая жидкость всегда стремится вверх. Это явление, называемое неустойчивостью Рэлея–Тейлора, приводит к образованию трубкообразных или гребневидных интрузий более легкой жидкости в более тяжелую. Такие интрузии называются *диапирами*. Образование диапиров характерно для двух осадочных систем – для переслаивания глин с песками и солей с другими осадочными отложениями. В первом случае дифференциальная нагрузка приводит к образованию диапиров, называемых *глиняными куполами*, которые могут подниматься на поверхность с глубины порядка 150 м. Различие в плотностях, необходимое для образования глинистых диапиров, уменьшается с глубиной в связи с уплотнением осадков, приводящим к обезвоживанию осадка и диагенетическим изменениям. Такого изменения не происходит при переслаивании соли с другими отложениями. Скорость течения соли (ползучесть соли или крип) увеличивается с глубиной, пока не будет достигнута критическая точка, при которой верхняя поверхность соляного слоя деформируется и расширяется (процесс, известный как *галокинез*). Образование одного поднимающегося диапира или соляной подушки часто приводит в движение соседнюю структуру и т. д. Одно из следствий этого – относительно одинаковые расстояния между соляными куполами в каждом районе. Преобладающая длина волны для двумерной модели может быть рассчитана теоретически:

$$\lambda = \left(\frac{2\pi h_2}{2{,}15}\right)\left(\frac{\mu_1}{\mu_2}\right)^{1/3}, \qquad (11.1)$$

где λ – преобладающая длина волны или расстояние между диапирами; h_2 – мощность соленосных отложений (предполагается, что она гораздо меньше мощности перекрывающих отложений); μ_1 – вязкость перекрывающих пород; μ_2 – вязкость соли ($\mu_1 > \mu_2$).

В некоторых районах соляные диапиры поднимаются по вертикали на 5–6 км, иногда достигая поверхности в виде соляных глетчеров, как, например, кембрийские соляные диапиры в Южном Иране и Персидском заливе. Известны также диапиры пермских солей в Мексиканском заливе и Северном море.

К явлениям такого же типа, но меньшего масштаба относятся инъекции разжиженного глинистого материала в песчаные слои, дающие *пламенные текстуры* (рис. 11.2, *г*, *д*). Они встречаются в ассоциации с более крупными текстурами на подошве песчаного пласта, направленными вниз, в глинистый осадок, – с так называемыми *песчаными подушками* или *слепками нагрузки*. Форма этих текстур и длина их волны определяются плотностью, вязкостью и мощностью, точно так же, как это отмечалось выше для диапиров. Впечатляющий пример текстур деформации, образовавшихся в результате давления базальтов на водонасыщенные пески, известен в среднепротерозойских отложениях Австралии, где подушки лавы достигают 250 м в поперечнике [603].

В некоторых случаях песчаные подушки погружаются в разжиженные глинистые осадки, образуя отдельные *песчаные шары* с характерной деформированной внутренней слоистостью (рис. 11.2, *д* и 11.4). Иногда слоистость внутри отдельных песчаных шаров отражает рябь течения, погребенную в разжиженный глинистый осадок (рис. 11.2, *е*; см. также работу [673]).

Конволютная слоистость – типичная текстура глинистых осадков, тонкозернистых песков и алевритов. Она образована узкими вертикальными запрокинутыми слойками, часто срезанными на верхней поверхности, разделенными более широкими синклинальными депрессиями с длиной волны в несколько сантиметров или дециметров. Эти текстуры особенно характерны для условий быстрого осадконакопления, о чем свидетельствует их ассоциация с поперечными слойками знаков ряби в отдаленных турбидитах (гл. 15) и с отложениями пойменных фаций. Есть данные о том, что конволютная слоистость возникает в результате перестройки структуры после гравитационных обрушений и выравнивания покрытой знаками ряби поверхности осадконакопления в процессе разжижения (Леппард, устное сообщение). Характерна также ассоциация этой текстуры с трубками обезвоживания.

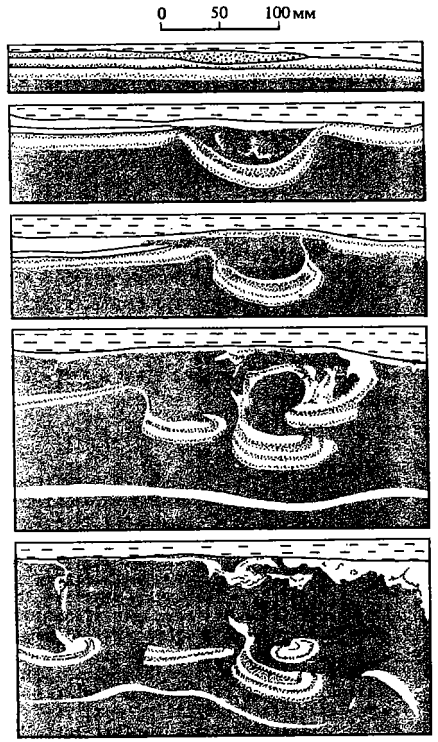


Рис. 11.4. Образование песчаных шаров в лабораторном эксперименте в результате погружения песчаного слоя в разжиженный илистый осадок (черный) [451].

11д. Оползни, конседиментационные разрывы и подводные оползни. Для наклонных поверхностей осадконакопления, крутых склонов и дорожных выемок в связанных илистых осадках характерно образование ротационных сбросов; при этом форма поверхности оползания приближается к дугообразной (рис. 11.5). *Ротационные*, или *вращающиеся, оползни* часто наблюдаются в илистых осадках, слагающих косы в приливно-отливных зонах и в выемках берегов

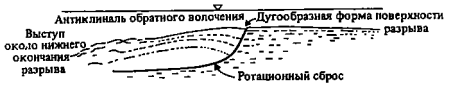
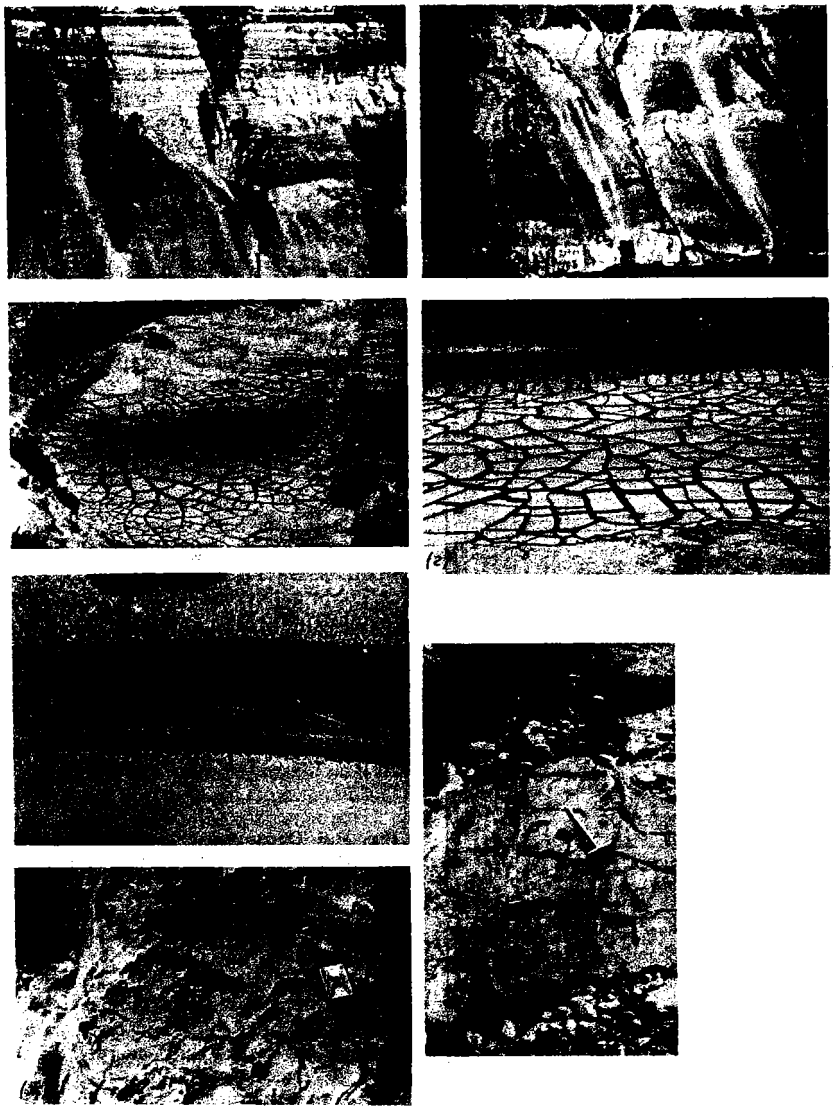


Рис. 11.5. Образование ротационного сброса и связанные с ним элементы строения, возникающие в водонасыщенных илистых осадках.

[124]. Особенно важную роль они играют в строении крупных дельт. Эти оползни, медленно скользящие по поверхности разрывного нарушения, обусловливают образование кластических клиньев, вдающихся в передовые отложения дельты, представленные илистыми осадками [172]. Активные разрывные нарушения называются *конседиментационными разломами* (рис. 11.5, 11,6, *а*, *б*). Слои на опущенном крыле обладают большей мощностью, так как осадконакоплению благоприятствует



прогрессирующее прогибание. Связанные с оползнями антиклинали обратного волочения (гл. 31) могут представлять собой ловушки для углеводородов, как, например, в третичных отложениях дельт Нигера и Миссисипи [857].

Оползание с элементом вращательного движения по слабо наклонным поверхностям на континентальных склонах и фронтальных частях дельт (гл. 19) приводит к образованию крупных подводных оползней. Возникновение оползней может быть спровоцировано землетрясениями, когда толчки воздействуют на водонасыщенные глинистые осадки в условиях отсутствия дренажа. Образующиеся луковицеобразные тела оползней с чешуйчатым строением и текстурами расплющивания могут перемещаться по поверхности отрыва на большие расстояния даже при малых углах наклона ($\sim 3°$). Такие оползни могут привести к образованию настоящих обломочных потоков и в конечном результате к мутьевым потокам, если вода будет перемешиваться с осадками оползневого тела (гл. 7).

11е. Текстуры усыхания и синерезиса. Широко известно такое явление, как образование полигональных *трещин усыхания* в результате сокращения объема увлажненных связанных осадков при их выходе на земную поверхность (рис. 11.6, *в*). Эти суживающиеся книзу трещины обычно сохраняются в породах в виде слепков на подошвенной стороне песчаников (рис. 11.6, *е*) и могут иметь самые разные размеры; чем больше мощность высыхающего слоя, тем глубже и шире трещины этой системы. На поверхностях глубоких трещин часто наблюдаются перистые отпечатки (рис. 11.6, *д*). На наклонных поверхностях, например на берегах озер, трещины усыхания располагаются перпендикулярно друг другу (рис. 11.6, *г*; см. также работу [154]). Обезвоживание маломощных покровов, сложенных илистыми осадками, приводит к образованию *иловых кудрей*. Они плохо сохраняются, распадаясь в последующем под действием водных потоков на отдельные обломки. В редких случаях благодаря отложению эоловых песков иловые кудри сохраняются на месте образования.

Трещины усыхания могут возникать и под водой в результате синерезиса, приводящего к уменьшению объема глинистых осадков. Это могут быть одиночные удлиненные трещины «глазковой» формы или трехлучевые трещины, отходящие от одной центральной точки и не соединяющиеся с соседними трещинами (рис. 11.6, *ж*). Одиночные трещины часто обнаруживают ориентировку [215]. *Подводные трещины усыхания* сохраняются благодаря их выполнению песком или алевритом, но материал выполнения впоследствии оказывается сильно деформированным в результате уплотнения, что видно в разрезах, перпендикулярных поверхности накопления. Сложность условий сохранности подводных трещин усыхания приводит к тому, что они обычно встречаются в мелководной озерной обстановке и являются характерным признаком таких условий [155].

11ж. Выводы. После отложения осадок может снова испытать мобилизацию в результате разжижения, наступающего под воздействием землетрясений или изменения давления, оказываемого движением волн. После разжижения начинается удаление поровой воды из осадка, что приводит к образованию текстур обезвоживания. Разжиженный осадок может подвергаться воздействию движущегося потока, что приводит к образованию запрокинутой слоистости; кроме того, он может интрудировать в вышележащие неразжиженные слои с образо-

Рис. 11.6. *а*, *б* – конседиментационные разрывы в триасовых песчаниках и аргиллитах в скальных обнажениях фиорда на Шпицбергене. Обратите внимание на выполаживание разрывов вниз по падению. Фотографии Эдвардса; см. также [231]; *в*, *г* – гигантские многоугольники высыхания (максимальная ширина 2,5 м) в озерных отложениях (поперечник около 50 м) на брошенных открытых медных разработках в Китве, Замбия. Обратите внимание на прямоугольники, образованные трещинами усыхания вдоль склонов берегов; *д* – перистые отпечатки на поверхностях трещин усыхания, показанных на рис. 11.6, *в*, *г*; *е* – слепки прямоугольников высыхания в среднеюрских пойменных фациях в Скарборо, Йоркшир, Англия; *ж* – звездчатые и трехлучевые (слева от коробка) трещины синерезиса в озерных фациях формации рудных сланцев, Медный пояс Замбии.

ванием диапировых структур. В быстроотложившихся илистых осадках, перекрытых песками, в передовой части дельты или на ее склонах часто образуются вращающиеся оползни, подводные оползни и конседиментационные разрывы. Высыхание увлажненных илистых осадков приводит к образованию трещин усыхания, а растрескивание илистого осадка в процессе синерезиса – к образованию подводных трещин усыхания.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

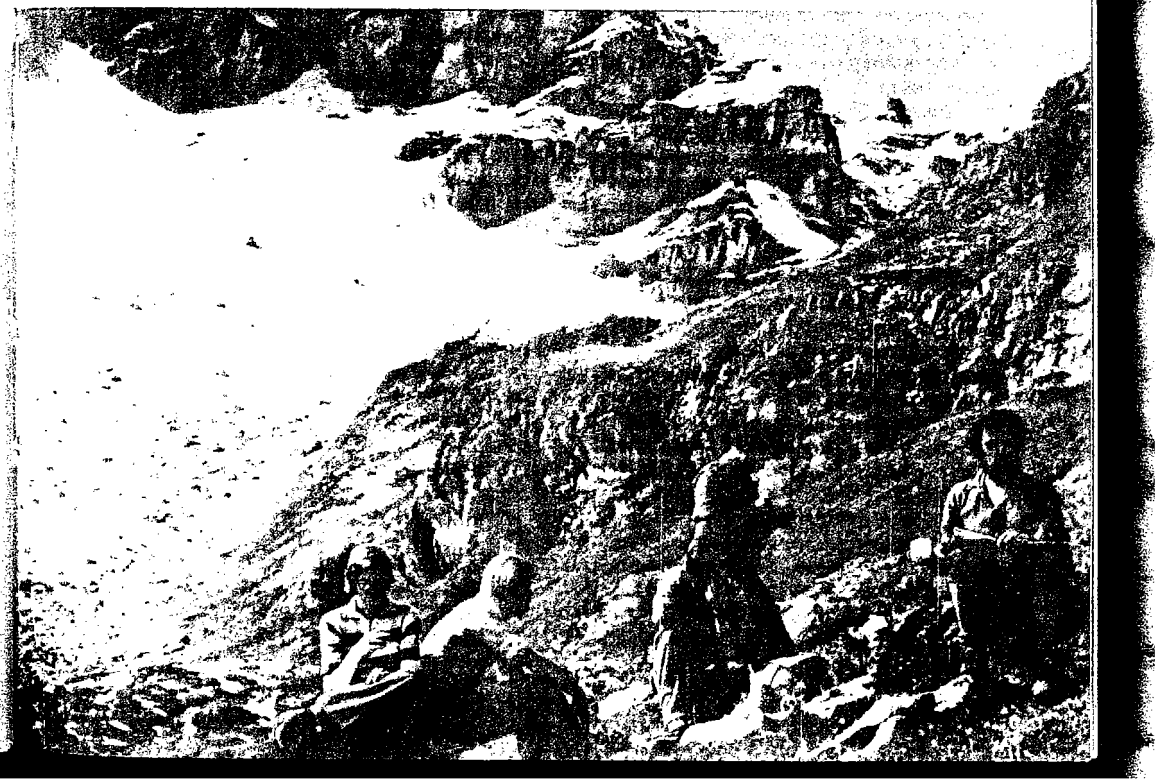
Вопросы о прочности осадков рассматриваются во всех работах по механике грунтов; в качестве вводного курса рекомендуется внимательное изучение работы Ламбе и Уитмена [479].

4 Анализ обстановок осадконакопления и фаций

Она приоткрыла мне дверь прошлого...
Его магический свет,
Его небесные вершины
Ты увидишь, когда сделаешь всего лишь шаг вперед!

Харди. «Она приоткрыла мне дверь...»

Фото 4. Полевая партия, изучающая складчатые осадочные породы (в том числе юрские и меловые известняки на заднем плане) в Гельветских Альпах в Швейцарии. Фациальный анализ в таких районах дает возможность создать палеогеографические реконструкции, которые в свою очередь позволяют понять тектоническую историю и историю осадконакопления на континентах и в океанах.



Тема. Все осадочные породы, встречающиеся в геологических разрезах, образовались в соответствующих условиях осадконакопления. За неимением машины времени седиментолог в своей работе вынужден ограничиться фациальным анализом и дедуктивным методом, чтобы решить вопрос, в каких условиях и как образовались породы. Примерно за последние 20 лет изучения осадконакопления в этом аспекте чистая одержимость немногочисленных седиментологов, ориентированных на геоморфологические исследования, сменилась на чистую прикладную седиментологию – один из наиболее важных аспектов научных исследований в области древних осадков. Фациальный анализ обладает элегантностью и сочетает в себе все аспекты исследования седиментологии.

12

Общее введение в фациальный анализ и обстановки осадконакопления

12а. Предмет изучения и философская основа. Анализ обстановок осадконакопления особенно большое значение имеет для седиментологов, изучающих осадки с геологических позиций. При изучении стратиграфического разреза метод дедукции в руках опытного специалиста может соперничать с методом, прославившим Шерлока Холмса. Применение этого анализа на практике требует глубоких знаний процессов осадконакопления, широкого знакомства с литературой, касающейся современных обстановок осадконакопления и накопленного опыта в решении ранее существовавших проблем. Особая привлекательность такого анализа заключается в том, что он играет главенствующую роль в объединении взглядов, выработанных в седиментологии и ее отраслях, смежных со многими другими геологическими и геоморфологическими дисциплинами. Анализ обстановок осадконакопления особенно важен в экономическом аспекте (см. гл. 31). Слабый аналитик обстановок – это негибко и узко мыслящий догматик, мышление которого часто подчинено какой-либо простой обобщенной гипотезе, в рамках которой он концентрирует свои усилия на ограниченных объектах наблюдения. Часто такой аналитик с насмешкой относится к попыткам привлечь к его работе методы количественной оценки, отговариваясь тем, что природные процессы слишком «шумные» для подобных упражнений.

Философская основа современного научного подхода к анализу обстановок осадконакопления традиционна в том смысле, что «ключ к пониманию прошлого» геологических разрезов, сохранившихся в геологической летописи, дают современные обстановки осадконакопления. Однако часто забывают, что современные обстановки осадконакопления можно понять, лишь зная соответствующие происходящие здесь физические, химические и биологические процессы. Это особенно важно помнить, если мы имеем дело с докембрийскими породами, когда многие константы (например, g, P_{CO_2}, P_{O_2}) могли значительно отличаться от современных. Поэтому в последующих главах мы будем рассматривать каждую отдельную систему осадконакопления с четырех позиций:

а) описательная характеристика соответствующей обстановки и ее физиография;

б) анализ основных физических и (или) химических процессов в обстановках осадконакопления;

в) характер современных осадочных толщ, образующихся в подобной обстановке осадконакопления;

г) краткое обсуждение примеров анализа обстановок осадконакопления древних осадочных толщ, которые, *как предполагается*, откладывались в соответствующей обстановке.

Что касается последнего пункта, то здесь сразу же возникает мысль, что практически должно существовать бесконечное число стратиграфических примеров, которые можно было бы анализировать подобным образом. Однако обстановки осадконакопления настолько многообразны и сложны, что почти каждый пример позволяет выдвинуть несколько новых точек зрения на модель осадконакопления. Отдельные исследователи с подавляющей тенденцией к обобщениям могут от этого прийти в уныние, однако такие выводы дают стимул анализировать обстановки осадконакопления с еще большей энергией.

12б. Осадочные системы и фации. Осадконакопление происходит в широком диапазоне обстановок осадконакопления на поверхности Земли. Обстановки осадконакопления подразделяются на четыре крупные категории: *континентальные, прибрежные, шельфовые* и *глубоководные морские*. Геологу порой может оказаться достаточным определить, к какой из этих крупных категорий относятся интересующие его породы, однако в большинстве случаев требуется более детальная классификация (табл. 12.1). В настоящее время анализ обстановок осадконакопления достиг такого совершенства, что он, например, позволяет сделать вывод, что когда-то, свыше 300 млн. лет назад, отложения, обнажающиеся сейчас в лощинах, мелких водоемах и лужах, находились на поверхности кос меандрирующих рек!

Каждая обстановка осадконакопления действует (или действовала в прошлом) как ловушка, сохраняя продукты транспортировки осадков для потомства. Анализировать осадочные толщи можно с двух противоположных позиций.

Изучение современных процессов в определенных средах ведет к пониманию того, как флюидальный поток и (или) химические реакции образуют характерную серию типов осадков определенной зернистости, осадочных структур и морфологии. Затем вместе с информацией, тщательно собранной по находкам флоры и фауны в *биоценозах*, относительно легко устанавливается ряд критериев, по которым можно охарактеризовать обстановку осадконакопления. Таким образом, набор характерных признаков позволяет создать *стандартную модель фаций* какой-либо обстановки осадконакопления для части или всей системы осадочного бассейна. Термин «фации обстановок осадконакопления» в этом контексте относится *ко всему ряду характерных признаков, выделенных для осадков определенной обстановки*, например оолитовые фации дельт приливных зон, фации илистой отмели литорали. В этих случаях обычно можно увязать осадки непосредственно с причиной, обусловившей их образование.

Чтобы лучше понять все вышеизложенное, попытаемся объяснить, как геологу, который должен исследовать стратиграфические разрезы осадков или осадочных пород, следует подходить к этому исследованию. В этом случае, очевидно, нет *прямых* свидетельств условий обстановок осадконакопления. Наш геолог должен взять на себя роль Шерлока Холмса и начать с детального изучения пород во всех аспектах, таких, как слоистость, тенденции изменения размерности зерен, осадочных текстур и т. д. Обычно геолог переносит полученную информацию на вертикальные и латеральные разрезы, используя *методику Боума* (рис. 12.1). Теперь характеристика осадочных пород может быть определена как *чисто описательные литофации*. В этом случае литофациям можно дать подходящее определение как *некоторой толще пород с определенными, свойственными ей характерными признаками, отличающими ее от других толщ пород*, например, фации отложений, укрупняющихся вверх по разрезу по зернистости осадков (от тонкодисперсных пород до песчаников), или оолитовые грубокосослоистые фации. Седиментологи, изучающие отложения в геологическом аспекте, должны теперь сравнить описательные фации непосредственно с фациями современных обстановок осадконакопления. Это можно сделать в том случае, если позволяют навыки и опыт, поскольку, только овладев детальным знанием совре-

Таблица 12.1. Сводка обстановок осадконакопления на поверхности Земли (неполная)

Ассоциации обстановок осадконакопления	Обстановки осадконакопления	Субобстановки или варианты обстановок осадконакопления
Континентальная	Пустыня	Эрг, вади, шлейф эрга, междюнная, плайя, твердая корка
	Аллювиальный конус выноса	Вершина аллювиального конуса выноса, проксимальная область конуса выноса, листальная область конуса выноса, впадины на поверхности конуса выноса
	Аллювиальная равнина и речной конус	Ветвящееся русло, меандрирующее русло, прирусловой вал, надпойменный конус, паводковая область, озера
	Озера	(Соленые, умеренно стратифицированные, тропические стратифицированные, ледниковые, дельтовых долин), озерные террасы, береговой склон, бассейн, дельта
	Гляциальная и перигляциальная	Супергляциальная (флюидальная валунная глина), субгляциальная (скопление валунной глины, морены), интергляциальная (проталины безморенной глины), моренный комплекс, зандровый веер, ледниковое озеро, эскер или оз (также ледниково-морская)
Прибрежно-шельфовая	Дельты	Русло дельтового рукава, приливно-отливное русло, пойменное болото, залив, бар в устье реки, продельта
	Эстуарии	Эстуариевое русло, окраинная равнина, приливная дельта
	Линейновытянутые побережья с терригенным осадконакоплением	Пляж, прибрежная зона, внешняя зона прибрежья, береговой бар, лагуны, приливно-отливная отмель, приливно-отливная дельта, приливная протока, береговые эоловые дюны
	Побережья, шельфы и бассейны с карбонатно-эвапоритовым осадконакоплением	Себха, водорослевый марш, приливно-отливная отмель, пляж, лагуна, приливная дельта, край платформы, краевые постройки (рифы, биогермы, банки), глубоководный бассейн; эвапоритовый бассейн
	Шельф с терригенным осадконакоплением	(Воздействие атмосферы и приливов-отливов.) Различные приливные донные формы, песчаные ленты, линейновытянутые приливные гребни, песчаные волны, мелководные отступающие гряды, погребенное русло, уступы
Океаническая	Пассивный край	Континентальный склон, континентальное поднятие, абиссальная равнина, подводный конус выноса, подводный канал
	Активный край	Впадина, субдукционный комплекс, висячий бассейн, предостроводужный и заостроводужный бассейн, конус выноса
	Океаническая пелагическая	Срединно-океанический хребет, фланги хребта, абиссальная равнина (гиперсоленый океан, эвксинный океан)

менных фаций, геолог может предложить реальную модель для изучаемых им древних фаций. Более того, часто случается так, что исследуемые фации разумно отнести к альтернативным моделям, чтобы избежать догматичных выводов относительно древних обстановок осадконакопления. Было бы несправедливо считать, что никогда нельзя доказать, что древние фации *были* когда-то отложены именно в данной обстановке осадконакопления.

На рис. 12.1 показано, как можно рационально применить фациальный анализ, используя схему колонок осадконакопления Боума, чтобы сделать соответствующие выводы об обстановке осадконакопления. Следует подчеркнуть, что фациальный анализ всегда легче проводить при хорошей обнаженности пород и особенно в трех измерениях. Когда обнаженность пород плохая, к фациальному анализу следует подходить с особой осторожностью, поскольку изучение фаций именно в трех измерениях дает основную информацию, которая часто позволяет сделать выводы об обстановках осадконакопления.

Выбор фации – всегда чисто субъективный процесс. Как и в систематической палеонтологии и зоологии, фации делятся на «нерасчлененные» и «детализированные». Следует найти разумный компромисс между этими крайними тенденциями. Слишком грубое деление фаций может замаскировать важные тенденции, и в то же время очень дробное деление фаций может воспрепятствовать ценным обобщениям. Кроме того, ничто не приводит читателя в такую ярость, как петляние, скажем, среди двадцати различных типов фаций, выделенных внутри одной осадочной толщи. Если выделение большого числа фаций неизбежно, то тогда полезно сгруппировать некоторые из них в *ассоциации*. Как следует из предыдущего обсуждения понятий фаций современных обстановок осадконакопления и древних литофаций, понятие ассоциаций фаций можно использовать в обоих случаях. Например, все фации, выделенные в современных дельтах, можно объединить в ассоциацию дельтовых фаций. В толще отложений все пачки, имеющие тенденцию к укрупнению зернистости осадков вверх по разрезу, можно объединить в ассоциацию фаций, где крупность зерен растет вверх по разрезу.

12в. Последовательность, сохранность и анализ осадконакопления. Особенно важный аспект анализа фаций – выявление значения смены фаций по латерали и вертикали, постепенной или резкой смены пород по размерности слагающих их зерен в пределах одной фации. Рассмотрим, например, серию фаций, породы которых сменяются на грубозернистые вверх по разрезу (рис. 12.2). Укрупнение зернистости происходит постепенно, и это означает, что постепенно происходило приближение к источнику сноса осадков или к «высокоэнергетической среде». Такие циклы обычно образуются в надстраивающейся системе осадконакопления, когда места осадконакопления, как, например, озера или участки моря, постепенно заполняются дельтовыми песчаными наносами (рис. 12.2). Подобное осадконакопление происходит, когда высокоэнергетическое побережье продвигается на площади, характеризующейся интенсивным избыточным привносом осадочного материала. На низкоэнергетическом побережье, однако, при продвижении береговой линии образуются толщи пород с уменьшением зернистости вверх по разрезу.

Приведенные примеры показывают, что *вертикальная смена* фаций может представлять смену обстановок осадконакопления по *латерали*. Иногда подобные выводы соответствуют *закону Вальтера*, однако имеется множество исключений из этого правила. Только самые простые трансгрессивные или регрессивные системы отвечают этому «закону». Особенно трудные проблемы возникают, когда встречаются кластические фации русла с эрозионным основанием. Фации русла, возможно, были латеральными эквивалентами тонкозернистых аллювиальных пойменных или дельтовых пойменно-болотистых осадков, или они могли образоваться в результате более поздних, абсолютно независимых процессов, таких, как миграция русла и врезание, вызванных климатическими и тектоническими изменениями в тыловых частях водосборного бассейна [22, 498, 350]. При отсутствии очень точного датирования часто затруднительно выбрать однозначное решение.

Изучение фаций с эрозионным основанием, например русловых фаций, ведет нас к гипотезе *потенциала сохранности* применительно к осадочным толщам. Отложившаяся осадочная толща могла быть частично или полностью эродирована последующими циклами эрозии. Хорошей иллюстрацией сказанному служат тонкозернистые пойменные осадки, образовавшиеся при периодическом разливе рек, когда река намывает или размывает свои берега (см. гл. 15). Если русло периодически мигрирует по всей ширине поймы, то тонкозернистые пойменные осадки будут постоянно разрушаться, и, таким образом, в вертикальном разрезе осадков, образованных в прогибающемся аллювиальном бассейне, будут преобладать в той или иной степени (в зависимости от числа перемен) русловые осадки [9, 122]. Единственное оставшееся свидетельство су-

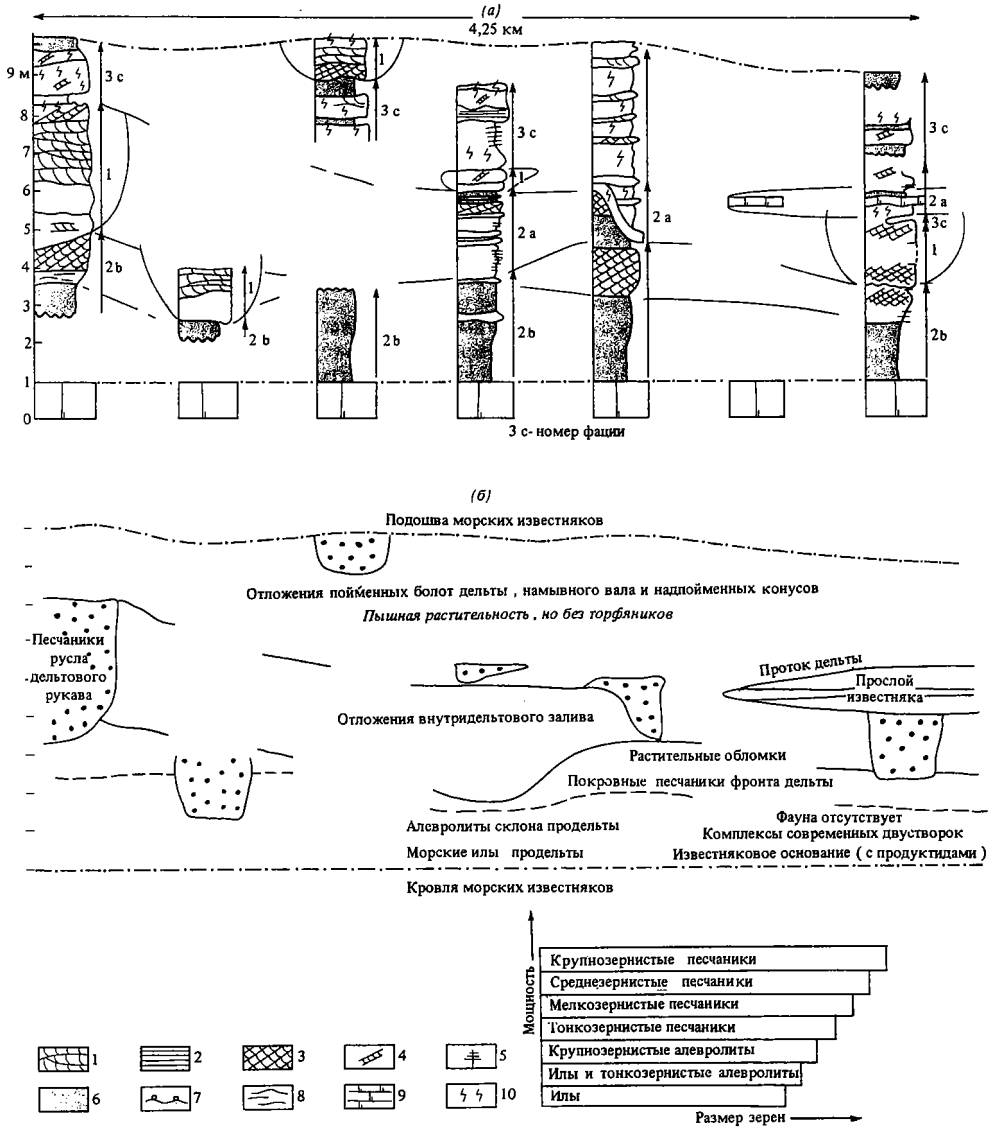


Рис. 12.1. *а*, *б* – колонки осадконакопления Боума и ленточные диаграммы интерпретируемых фаций для дельтовых отложений между двумя толщами трансгрессивных известняков в Миссисипском и Нортумберлендском бассейнах. Цифры на рис. 12.1, *а* соответствуют различным ассоциациям фаций: *1* – эрозионное основание и утонение материала вверх по разрезу; *2* – отложения, постепенно сменяющиеся более крупнозернистыми вверх по разрезу; *3* – переслаивающиеся горизонты. *Условные обозначения*: *1* – крупномасштабная перекрестная слоистость; *2* – плоскопараллельная слоистость (верхняя фаза); *3* – мелкомасштабная перекрестная слоистость; *4* – косые слойки в алевролитах; *5* – тонкие слойки алевролитов; *б* – илы и тонкие алевролиты; *7* – размытая поверхность; *8* – волнистая слоистость; *9* – известняки; *10* – корненосный слой [491].



Рис. 12.2. Иллюстрация диахронизма литологических границ и закона Вальтера на примере продвигающегося в сторону моря дельтового комплекса [161].

ществования пойменных отложений – это эродированный межформационный материал на эрозионных поверхностях.

Наиболее важный фактор, контролирующий сохранность осадков, – это скорость локального или регионального тектонического прогибания. Поскольку прогибание и поднятие обычно непосредственно связаны с процессами, происходящими в мантии, наблюдается прямая зависимость между осадочными процессами и процессами, происходящими внутри Земли.

Точный анализ обстановок осадконакопления в вертикальных разрезах осадков или в осадочных породах можно провести по двум различным направлениям. Как отмечалось ранее, первое направление анализа – это анализ фаций при *непосредственном* их сопоставлении с современными обстановками осадконакопления и с последующей интерпретацией изменений, имеющих место в фациях и между фациями, и при сопоставлении их с моделями обстановок осадконакопления. Другой подход классический; он включает статистический анализ горизонтов или фаций, в которых частота

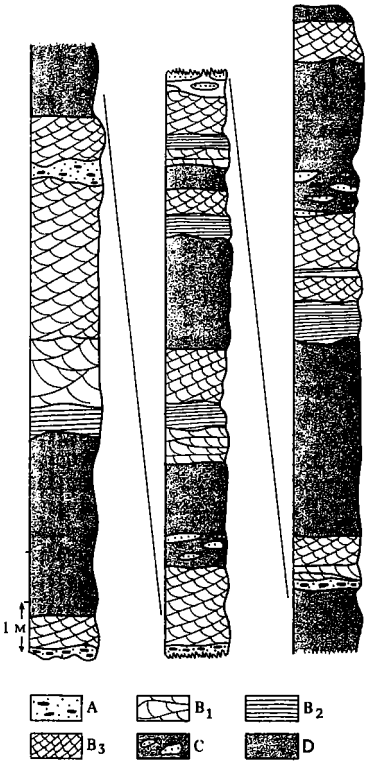


Рис. 12.3. Упрощенный цикл Боума речных осадков толщи древнего красного песчаника из юго-западного Уэльса (см. табл. 12.1). Фации A – внутриформационные конгломераты; фации B_1 – грубокосослоистые песчаники; фации B_2 – тонкослоистые плоскопараллельные песчаники; фации B_3 – тонкокосослоистые песчаники; фации C – переслаивание песчаников и алевролитов; фации D – алевролиты [824].

повторяемости может быть выражена вероятностью. Таким образом, в мощной толще осадков можно выявить наиболее обычные (или наиболее вероятные) фациальные изменения. И тогда фациальный анализ мо-

Таблица 12.2. а. Число фаций, сменяющих данную фацию вверх по разрезу (по данным рис. 12.3)

	A	B_1	B_2	B_3	C	D	Всего
A	—	1	0	3	0	0	4
B_1	0	—	2	2	0	0	4
B_2	0	0	—	6	0	0	6
B_3	0	1	1	—	3	7	12
C	0	0	0	0	—	3	3
D	3	2	3	1	0	—	9
Всего	3	4	6	12	3	10	38

б. Матрица вероятностей смен фаций вверх по разрезу (по данным табл. 12.2,*а*) [824]

	A	B_1	B_2	B_3	C	D
A	—	0,25	0	0,75	0	0
B_1	0	—	0,5	0,5	0	0
B_2	0	0	—	1,0	0	0
B_3	0	0,08	0,08	—	0,25	0,59
C	0	0	0	0	—	1,0
D	0,33	0,23	0,33	0,11	0	—

жет быть проведен на основе результатов статистического анализа.

Рассмотрим второй подход к фациальному анализу несколько детальнее, следуя в общих чертах рассуждениям Тилла [824] и Майолла [564]. Рассмотрим толщу фаций, представленных на рис. 12.3 в виде колонки Боума. В распределении фаций легко выявляются некоторые закономерности. Для некоторых фаций отмечается тенденция следовать друг за другом, но это не всегда однозначно. Существует толща с фациальными изменениями, вызванными событиями, которые можно охарактеризовать вероятностью, хотя каждое отдельное событие представляет собой случайный элемент. Мы можем дать количественную оценку характера изменений фаций, сменяющихся вверх по разрезу, с помощью *матрицы вероятности смен фаций вверх по разрезу* (табл. 12.2). Таблица дает нам вероятность смены каждой фации другой фацией, и мы можем в толще пород определить наиболее вероятные фации и соответственно провести анализ обстановок осадконакопления. Для полной уверенности, что вероятность не является результатом чисто случайных особенностей, полезно создать *матрицу независимых проб вероятностей*, которая представляет собой вероятность каких-либо фациальных случайных изменений. Затем проводится испытание значимости кси-квадрата (χ^2) для того, чтобы оценить случайность различия результатов, полученных по этим двум матрицам. Если найденные значения вероятностей для толщи с осадками, постепенно сменяющимися вверх по разрезу на крупнозернистые, окажутся значительными, метод дедукции тогда позволяет сделать вывод, что наличие данной фации зависит в той или иной степени от наличия предыдущей фации. Таким образом мы приходим к выводу, что осадочный процесс, контролирующий распределение фаций, имеет «память». Такие процессы носят название *марковских процессов*; они определяются как «природные процессы, которые имеют случайный элемент и проявляются таким образом, что предыдущие события влияют на последующие события, но жестко их не контролируют» [337]. Многие осадочные процессы представляют собой марковские процессы, например продвижение дельты в водный бассейн или трансгрессия приливно-отливной равнины. Анализ Маркова позволяет определить *модальные* (наиболее распространенные) *циклы* в осадочных разрезах, но он не может объяснить этой цикличности. Это может сделать только фациальный анализ.

12г. Прогибание, поднятие и осадконакопление. Скорость прогибания земной коры в большой степени контролирует объем сохранившихся осадочных фаций. Причины прогибания бассейна следует искать в процессах, происходящих в мантии и нижней части земной коры, которые вызывают нарушение равновесия коры. Скорость активного прогибания коры, вызванного динамическими силами Земли, такими, как конвекция мантии или «ползучесть» нижней части коры, следует четко отличать от скорости прогибания, вызванной нагрузками от накапливающихся осадков и результирующими изостатическими реакциями. Это особенно касается «глубоководных» бассейнов ($\geqslant 200$ м), которые постепенно заполнялись смещающейся в бассейн системой осадков. Окончательная мощность толщи, отложенной в таком бассейне, будет в значительной степени зависеть от изостатического состояния, определяющегося нагрузками, создаваемыми отложенными осадками (рис. 12.4, 12.5).

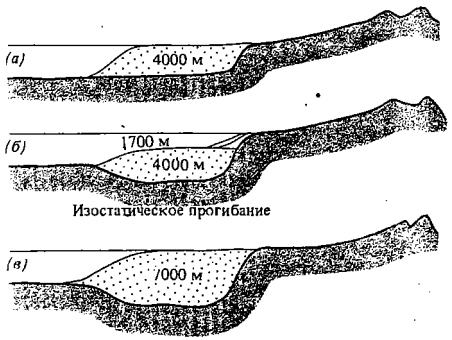


Рис. 12.4. Диаграмма, на которой показано изостатическое прогибание, сопровождающее морское осадконакопление в бассейне с первоначальной глубиной 4 км. Для удобства изостатическое прогибание показано в определенные моменты, а не непрерывно, как это имеет место в природе [543].

Замеры скорости прогибаний, имеющих место в настоящее время в осадочных бассейнах, осуществляются регулярной нивелирной съемкой и тензодатчиками и дают значения в диапазоне 0,3–2,5 мм/год, а замеры скорости поднятий дают значения порядка 0,2–12,6 мм/год, причем более высокие скорости отмечаются в активных орогенных поясах и на площадях, испытывающих нарушение изостатических сил из-за отступания ледников. Шумм [720] проанализировал несоразмерность скорости современной денудации и тектонических поднятий и обнаружил, что современные скорости поднятия в 8 раз больше усредненной максимальной скорости денудации.

Косвенное определение скорости прогибания осадочных бассейнов возможно в том случае, если точно известны возраст и глубина осадконакопления какой-либо осадочной толщи по микропалеонтологическим и литологическим данным [367]. Опасно проводить равенство между мощностью осадков и амплитудой прогибания в тех случаях, когда толща не полностью мелководного происхождения, когда отложение осадков не было непрерывным и когда не принято в расчет уплотнение.

Вышеизложенные проблемы возникают при определении скорости осадконакопления. Поскольку осадок может быть частично эродирован в течение некоторого временóго интервала осадконакопления, необходимо различать *чистую скорость накопления осадков V'*, определенную за промежуток времени t', и *локальную кратковременную скорость осадконакопления V*, определенную за промежуток времени t ($t \ll t'$). За временной интервал t' чистая скорость накопления определяется отношением T/t, где T–мощность осадка. В идеальном случае T должна быть достигнута при полностью уплотненных осадках до «уплотненной мощности» [630]. Время t', нужное для накопления мощности осадков T, может быть

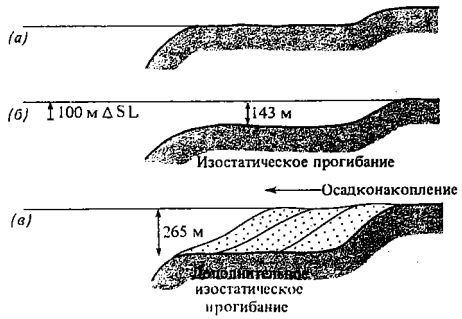


Рис. 12.5. *а*, *б*–диаграммы, на которых видно, как поднятие эвстатического уровня моря на 100 м создает изостатическое прогибание на 43 м. Накопившиеся осадки могут затем вызвать дополнительное изостатическое прогибание, как показано на рис. 12.4 [543].

установлено по радиоактивному распаду или палеонтологическим данным. T может быть замерена в полевой сезон. Для замеров скорости осадконакопления за короткий период времени существуют многочисленные методы, один из которых особенно пригоден для речных пойм и приливно-отливных отмелей (рис. 12.6). И последний момент, касающийся скорости осадконакопления,– влияние человеческой деятельности на скорость осадконакопления и эрозии в континентальных обстановках осадконакопления. Особенно следует обратить внимание на то, как такой эффект можно свести к минимуму.

Любая дискуссия по поводу скорости эрозии и осадконакопления неизбежно затрагивает вопрос относительного значения аномальных, или *катастрофических*, событий. Во многих современных работах основное внимание уделяется идентификации отложений, образовавшихся в результате таких событий (например, «штормовые» горизонты в шельфовых осадках, паводковые горизонты в речных фациях), и полученные результаты побуждают некоторых авторов высказать предположение, что катастрофические события оказывают влияние на осадконакопление [2]. Однако стратиграфы и седиментологи, как правило, игнорируют выводы классических геоморфологических исследований Вольмана и Миллера [877], посвященных взаимосвязи амплитуды движений с частотой их повторяемости. Эти авторы указывают, что для многих процессов скорость движения материала может быть выражена как функция сдвигового напряжения пласта (см. гл. 6). С другой стороны, частота повторяемости амплитуд движения близка к логнормальному распределению. Следовательно, объем работы, совершенной в результате этих событий,–производного частоты и скорости–должен достигать

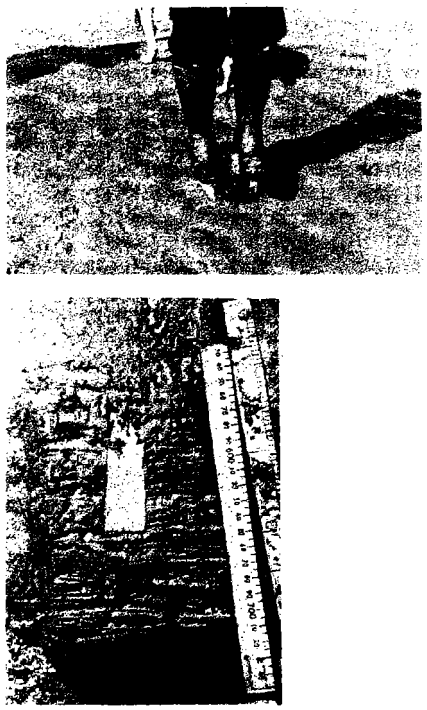


Рис. 12.6. Определение скорости осадконакопления за длительный промежуток времени. Небольшой цилиндр с илом вынут из осадков приливной равнины, и выемка заполняется кремнистым порошком (белое). Это место отмечается на поверхности, и через два года в этом месте пробоотборником берется проба и выясняется, имели ли здесь место эрозия или осадконакопление [591].

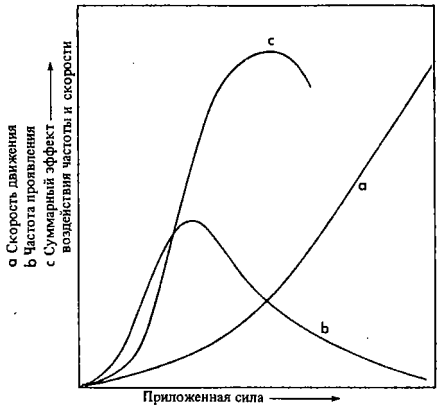


Рис. 12.7. Схематическое изображение зависимости скорости движения, приложенных сил и частоты приложения усилий (по Вольману и Миллеру).

максимума (рис. 12.7), а более редкие события большой амплитуды (катастрофы) не могут оказать влияния на большую часть совершенной работы. Эти рассуждения легко можно применить к осадконакоплению

и эрозии, если предположить, что скорость локального осадконакопления или эрозии, связанных с каким-либо событием, также пропорциональна проделанной работе.

Можно показать значение отношения амплитуды к частоте в седиментологии, процитировав образный пример Вольмана и Миллера [877]:

«Карлик, человек нормального роста и великан соревнуются в рубке деревьев. Из-за метаболических различий удар каждого индивидуума грубо обратно пропорционален их росту. Карлик работает размеренно и редко отдыхает. Однако его работа продвигается медленно, и даже на маленькие деревья он затрачивает много времени, а большие деревья он не может разрубить своим топором. Нормальный человек–сильный юноша, привычный к тяжелому физическому труду, но он чередует работу с отдыхом. Его энергичная упорная работа высокопроизводительна. Однако имеются несколько деревьев, которые ему не поддаются, как он ни старается. Великан обладает чудовищной силой, но большую часть своего времени он спит. Когда же он работает, его движения спорадичны. Временами он отбрасывает свой топор и неистово набрасывается на деревья, ломает их или вырывает с корнями. В редких случаях, когда он встречает дерево слишком большое для себя, он со зловещей угрозой призывает всех своих собратьев–самых больших, самых сильных и самых сонливых в мире».

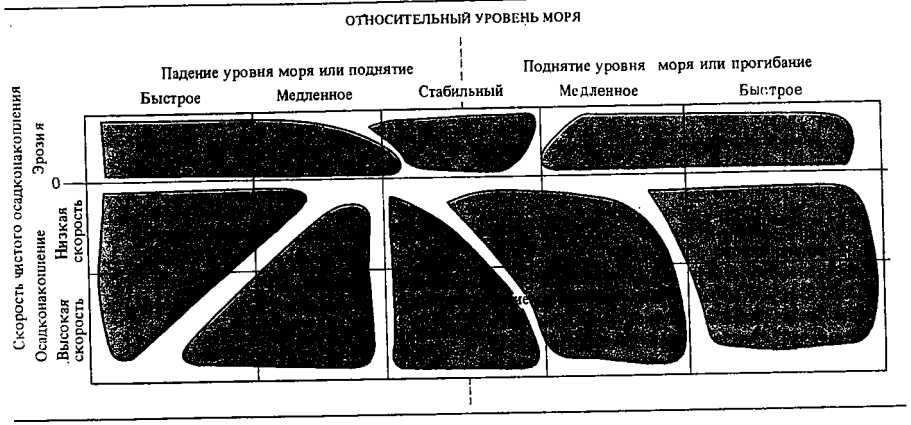
Мы приходим к выводу, что человек срубил больше всего деревьев, а это означает, что при умеренном отношении амплитуда/частота происходит максимальное накопление осадков в ходе совершаемой геоморфической работы.

12д. Трансгрессия, регрессия и диахронизм. *Трансгрессии* можно дать простое определение как процессу миграции береговой линии какого-либо бассейна в направлении суши. *Регрессия*–это обратный процесс [181]. Проявление трансгрессии или регрессии может быть локальным, региональным или глобальным и может быть вызвано различными причинами. При продвижении береговой линии и длительном прогибании земной коры возникает определенная закономерная смена фаций по латерали и вертикали. Более детальную информацию можно получить на графиках зависимости скорости осадконакопления от скорости изменения уровня моря. Регрессия может наступить при падении уровня моря и (или) высокой скорости осадконакопления. При отсутствии «чистого» осадконакопления или эрозии и при стабильном уровне моря береговая линия не меняет своего положения. Поднятие уровня моря обычно вызывает трансгрессию, однако высокая скорость осадконакопления может изменить эту тенденцию и вызвать продвижение береговой линии в сторону моря. Регрессию обычно вызывает падение уровня моря, но превышение процессов эрозии над осадконакоплением может вызвать трансгрессию береговой линии при условии резкого падения уровня моря [181]. Классификация различных типов трансгрессий и регрессий приведена в табл. 12.3, а один из примеров показан на рис. 12.8.

Важно отметить, что относительные колебания уровня моря могут быть обусловлены либо поднятием или отступанием прибрежной зоны, либо поднятием или падением уровня моря. Первый процесс может быть вызван причинами тектонического характера или может быть связан с уплотнением и обычно проявляется в локальном или региональном масштабе. Второй процесс, носящий название *эвстатических колебаний уровня моря*, если он по масштабам глобальный, может быть обусловлен нарастанием и таянием приполярных ледниковых покровов или раздвижением срединно-океанических хребтов. В первом случае общий объем океанических бассейнов остается постоянным, а объем воды меняется. Во втором–общий объем океанических бассейнов меняется, а объем воды остается постоянным. Осадконакопление при эвстатических колебаниях уровня моря, вызванных движением ледниковых покровов, преобладало в позднетретичное и четвертичное время. Скорость трансгрессий и регрессий, вызванных наступанием и отступанием ледниковых покровов, по геологическим стандартам чрезвычайно высокая. Например, при самой последней фландрской трансгрессии (вызванной частичным таянием ледников) средняя скорость колебания уровня моря составляла около 10 мм/год, что намного выше самых высоких скоростей осадконакопления.

Одно из важных следствий быстрых колебаний уровня моря в четвертичном периоде то, что практически все осадочные системы

Таблица 12.3. Развитие трансгрессий или регрессий и их характер как результат соотношения скорости осадконакопления и относительного колебания уровня моря



вели себя так, как если бы они находились в «неравновесном состоянии». Известно, что ледниковые покровы существовали в различные периоды истории Земли, но, вероятно, никогда ранее они не сохранялись в течение очень длительного периода времени. Это означает, что осадочные отложения, образованные за счет активности ледников в интервале от среднетретичного до четвертичного периода (и образующиеся в настоящее время), часто представляют собой довольно плохие аналоги тех осадков, которые накапливались в прошлые периоды, когда не было оледенений и, вполне вероятно, существовало «равновесное состояние» (см. разд. 12ж).

В древних осадках проявление эвстатических колебаний можно установить эмпирическим путем, поскольку синхронные изменения глубин океана коррелируются глобально [356]. Для этого необходимо знать, каким образом осадочные фации отражают глубину воды, и иметь точную хроностратиграфическую зональную схему. Так распознаются эвстатические циклы в мезозойскую эру; считается, что они связаны с изменениями объема океанических хребтов, зависящими от частичного плавления мантии, вызывающего флуктуации скорости раздвигания морского дна [328, 356]. Скорость поднятия и опускания уровня моря, установленная последним методом, вероятно, имеет порядок 0,01 мм/год, что намного меньше скорости, установленной с помощью вышеупомянутой гляциологической гипотезы.

Еще одно важное следствие трансгрессий и регрессий – это образование *диахронных* осадочных тел. О диахронизме мы говорим в том случае, когда литологическая толща сечет геохронологические границы (см., например, рис. 12.2) и, таким образом, не может рассматриваться как хроностратиграфическая единица. Достоверные хроностратиграфические единицы, представленные одной литологической пачкой, образовались при выпадении осадка из стоячей водной толщи; примером могут служить пепловые горизонты и некоторые глубоководные океанические илы. Почти все остальные осадочные пачки практически в какой-то степени являются диахронными.

12е. Палеотечения. Многие осадочные текстуры позволяют установить направление палеотечений. Тщательные замеры текстур, развитых в какой-либо фации, позволяют вычислить *среднее значение* и *величину вектора* (приложение 12.1), который дает ценную информацию относительно региональной системы палеотечений и их изменения во времени, о направлении распространения осадков данной фации и о местонахождении области питания (только для аллювиальных

фаций). При интерпретации замеров палеотечений необходимо обсудить три основных момента: природу и значимость систем донных форм, значимость действительных векторов течений и создание «идеальных» моделей палеотечений для основных обстановок осадконакопления.

Даже при беглом изучении донных форм, оставшихся на современных песках приливно-отливной отмели или на высохшем ложе реки, видно, что разнообразие направленных текстур (рис. 12.9) связано с величиной системы поток–донные формы [11]. Таким образом, азимуты потоков, установленных по знакам ряби течения, имеют более широкий диапазон, чем азимуты гряд, поскольку первые при снижении энергии потока или низком уровне воды разрушаются или образуются быстрее, чем гряды, которые находились в равновесии с потоком при его максимальной энергии. В настоящее время принято считать, что поток с наибольшей энергией воды – наиболее важный индикатор локального направления течения и в случае рек указывает на их палеосклон. Мы можем сделать вывод, что наиболее достоверные палеотечения, установленные в исследованиях регионального масштаба, – это те, которые сформировались потоками с высокой энергией, и их следует принимать во внимание прежде всего (интересная дискуссия приводится в работе [565]).

Взаимосвязанная с этим тема касается понятия «вектор», используемого при анализе палеотечений. Для физика понятие «вектор» складывается из его величины и направления; векторы приводятся для характеристики скорости, силы, ускорения и момента. Замеры направления (азимута) падения пласта горизонта не могут служить вектором, если не приводится номинальное значение величины вектора. Следовательно, применение термина «векторный анализ» ошибочно, поскольку он подразумевает только географическое направление азимута (приложение 12.1). Однако совершенно очевидно, что осадочные текстуры, образованные силой потока (количественная характеристика вектора), имеют как величину, так и направление. Поэтому для анализа па-

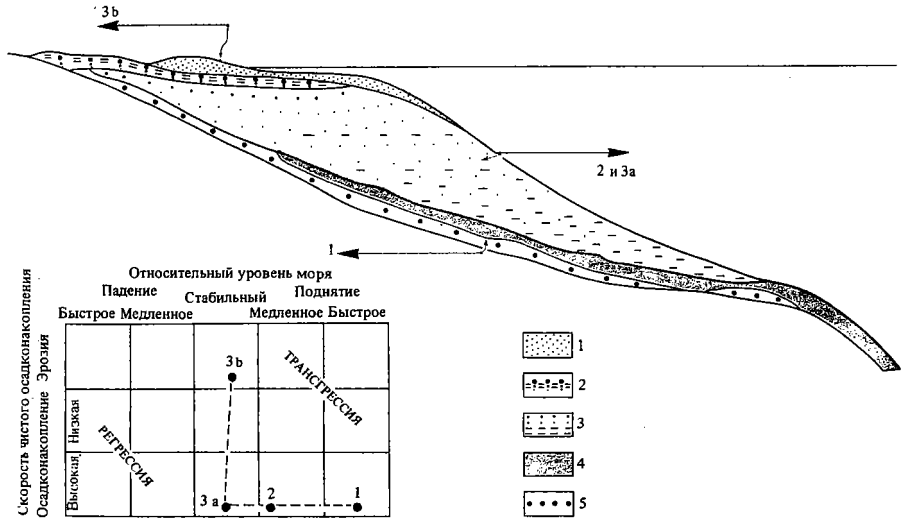


Рис. 12.8. Диаграмма и разрез гипотетической субдельты реки Миссисипи. *1* – базальная морская трансгрессия, когда при поднятии уровня моря была затоплена прибрежная равнина; *2* и *3а* – продвижение субдельты в сторону моря; *3б* – оставленная рекой дельта, уплотнение осадков и их эрозия как результат трансгрессии. *Условные обозначения*: *1* – пески фазы разрушения; *2* – поверхностный слой ила и песка; *3* – передовые илы продельты; *4* – донные илы; *5* – базальные трансгрессивные литоральные пески и илы [181].

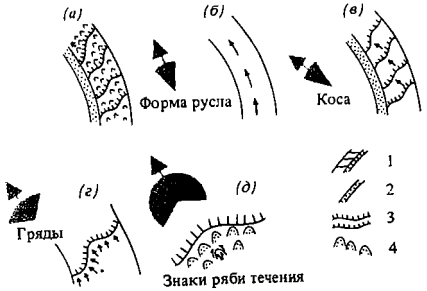


Рис. 12.9. Гипотетическая система течений. *а* – иерархическая организация донных форм; *б* – *г* – определение направления течений по ряду донных форм. *1* – форма русла; *2* – коса; *3* – гряды; *4* – знаки ряби течения.

леотечений необходимо рассмотреть величину и направление движения потока, оставляющего после себя соответствующие осадочные текстуры. Направление может быть замерено обычным способом, а величина определена по фазовым диаграммам, составленным для донных форм; такие диаграммы приведены в гл. 7.

Результаты исследования палеотечений нельзя расшифровать вне связи с данными об обстановках осадконакопления, полученными при изучении соответствующих фаций, в которых были замерены палеотечения. Например, тщетно было бы ожидать, что палеотечения, установленные в области развития песчаной фации, находящейся в зоне распространения приливов, могут пролить свет на первичные источники сноса песчаных зерен. Как упоминалось ранее, только аллювиальные фации могут дать информацию относительно палеосклонов суши. Кроме того, по этим результатам можно установить лишь *локальный* палеосклон, определение же местонахождения источника сноса осадков путем экстраполяции «вверх по склону» может дать ошибочные результаты. Совершенно очевидно, что для разрешения этих проблем следует привлечь петрографические и региональные геологические данные.

12ж. Голоцен. В последующих главах будет часто упоминаться тот факт, что современная поверхность Земли и ее осадочный покров несут следы ледниковых и межледниковых плейстоценовых циклов даже на тех площадях, которые значительно удалены от районов непосредственного воздействия ледников.

Наша планета находится сейчас еще в стадии восстановления равновесия после последней стадии отступания и наступания ледника. Такие уже сформированные пустыни, как, например, Сахара, окаймляются обширными площадями современных, еще не сформированных пустынь. Самое последнее падение и поднятие уровня моря вызвало огромные изменения в фациях, отложившихся на всех шельфах и прибрежных равнинах, а внутренние зоны стабильных кратонов, как, например, Австралийского кратона, содержат комплексы переслаивания аридных и гумидных почв и осадочных фаций. Кроме того, остаточные континентальные ледниковые покровы оказывают еще большое влияние на современную циркуляцию атмосферных и океанских течений.

Все вышеизложенное ни в коей мере не претендует на исчерпывающую характеристику; это всего лишь попытка отметить особенности голоценовых обстановок осадконакопления, наводящая на размышления по поводу различий данных обстановок осадконакопления и обстановок осадконакопления во время эпох, в течение которых не происходило оледенений. Поэтому при прочтении следующих глав мы рекомендуем оценить уместность проведения аналогий между плейстоцен-голоценовыми осадочными отложениями и более древними отложениями.

12з. Анализ бассейнов и тектоника плит. Особенно тесная связь наблюдается между морфологией края плит и характером бассейна, выполненного осадочными отложениями. На первых стадиях кратонного рифтообразования формируется ограниченный разломами грабен. Места развития грабенов благоприятны для возникновения озер и аллювиальных конусов выноса. Уменьшение мощности литосферы и образование новой океанической коры ведут к морской трансгрессии на континенты на стадии рифтообразования. В низких широтах могут накапливаться мощные отложения эвапоритов, которые ограничивают циркуляцию вод в новом океане. Непрерывное раздвигание

морского дна сопровождается медленным прогибанием континентального края. Во внутренних частях континентов развиваются крупные дренажные системы, которые находят сток у побережья, где они начинают откладывать мощные аллювиально-дельтовые фации; при этом прибрежные равнины продвигаются в сторону моря. Благодаря прогибанию края континента и накоплению осадков быстро образуются шельфы. В том случае, когда региональный приливно-отливной режим становится устойчивым, образуются широкие шельфовые области.

В зрелых океанах на абиссальных равнинах и срединно-океанических хребтах накапливаются морские пелагические фации. Мощность и состав этих фаций отражают динамику поверхностных и глубинных вод океанского бассейна. Вдоль континентального подножия различные течения перемещают кластические осадки в сторону океана, как, например, придонные турбидитные течения, образующие подводные конусы выноса. Когда такой идеализированный зрелый океан начнет замыкаться, будут деформироваться мощные отложения прибрежной равнины, шельфа и континентального подножия и воздыматься в виде кордильеры. Вдоль оси субдукции океанической литосферы развиваются глубоководные желоба. Обломочный материал транспортируется в направлении океана, образуя подводные конусы выноса, которые в настоящее время денудируют сушу или врезаются в нее, образуя комплекс аккреционного клина. Извержение или внедрение известково-щелочной магмы вдоль кордильеры или островной дуги является причиной наличия здесь характерных лититовых песков, которые перемещаются в преддужные, задужные или котловинные бассейны. Дренажные системы, стекающие с поднятых кордильер, откладывают речные фации (красноцветные отложения) в виде молассовых толщ во внешних бассейнах или внутренних грабенах.

Это краткое описание процессов, происходящих на краях плит и имеющих большое значение для анализа осадочных бассейнов, можно пополнить чтением работ, посвященных вопросам образования бассейнов на краях континентов [99], образования эвапоритов и прогибания краев платформ при рифтообразовании [455, 456], сравнения характера толщ и процессов вдоль активных, пассивных и погружающихся по разлому краев плит [579, 580, 54]. Кроме того, значение характера краев плит для формирования океанических фаций будет рассмотрено в части 7.

12и. Выводы. Фациальный анализ подразумевает изучение фаций с различных точек зрения, если они правомочны. Основное различие между современными и древними фациями состоит в том, что для первых процесс осадконакопления можно наблюдать непосредственно. Для древних осадков эти процессы предстоит распознать. Изучение фаций позволяет делать количественные оценки таких трудно уловимых изменчивых явлений, как скорость прогибания коры, скорость чистого осадконакопления, влияние спорадических катастрофических проявлений эрозии и осадконакопления, скорость трансгрессии и регрессии и изменчивость значений векторов палеотечений.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Особый интерес представляют две работы ведущих исследователей фаций – Уокера [841] и Ридинга [666]. Всем студентам рекомендуется прочитать работу сторонника «возрождения» неокатастрофизма – Эйджера [2]. Фундаментальный труд Поттера и Петтиджона [644] касается палеотечений и анализа бассейнов.

Приложение 12.1

Статистика векторов для анализа палеотечений

Замеры направлений, например азимутов палеотечений, следует наносить на круг. Среднее значение плотности таких замеров нельзя определять обычным способом суммирования и деления на число замеров (например, среднее 350 и 10° не есть 180°). Если мы имеем дело с серией замеров углов θ_i ($i = 1, 2, 3, \ldots, n$), где θ – азимутальное направление (замеренное в северо-восточном квадранте), то их координация на единицу круга будет

$x_i = \cos\theta_i$ и $y_i = \sin\theta_i$,

а их среднее значение равно

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^{n} \cos\theta_i / n,$$

$$\bar{y} = \sum_{i=1}^{n} \sin\theta_i / n.$$

Это среднее значение можно представить в полярных координатах в виде

$$r = \sqrt{(x^2 + y^2)},$$

$$\cos\bar{\theta} = \bar{x}/r,$$

$$\sin\bar{\theta} = \bar{y}/r,$$

где $\bar{\theta}$ – среднее замеров палеотечений; r – оценка разброса значений углов; r – примерное значение плотности поля сгруппированных точек. Среднее угловое отклонение от $\bar{\theta}$ описывается формулой

$$s = \sqrt{(2\ (1 - r))}.$$

Пример расчета можно найти в работе Тилла [824], из которой заимствована эта теоретическая часть. Более детальная характеристика статистических расчетов дана в работах Уотсона [853] и Мардиа [535].

5 Континентальные обстановки осадконакопления и фациальный анализ

Я встретил путника; он шел из стран далеких
И мне сказал: вдали, где вечность сторожит
Пустыни тишину, среди песков глубоких
Обломок статуи распавшейся лежит.
Из полустертых черт сквозит надменный пламень,–
Желанье заставлять весь мир себе служить;
Ваятель опытный вложил в бездушный камень
Те страсти, что могли столетья пережить.
И сохранил слова обломок изваянья:
«Я – Озимандия, я – мощный царь царей.
Взгляните на мои великие деянья,
Владыки всех времен, всех стран и всех морей».
Кругом нет ничего... Глубокое молчанье...
Пустыня мертвая... И небеса над ней...

Шелли. «Озимандия» (перевод К. Бальмонта)

Фото 5. Аэрофотоснимок районов Боцеман (в центре), Хелм (внизу слева) и Пирл в меандровых изгибах реки Уобаш возле Грейвилла, шт. Иллинойс, США. Направление течения реки сверху до середины снимка и влево. Приблизительный масштаб 1 : 30 000. С внутренней стороны каждой меандры на снимке видны в виде серповидных участков субаэральные косы белого цвета, сложенные песчано-гравийными отложениями. В неактивных частях кос на их вершинах видно прогрессивное наступание древесной и кустарниковой растительности, слабые следы приуслового вала, покинутая меандрирующая петля (справа, в центре) и хорошо развитые валы кос в нижнем течении излучины Хелма. Фото Департамента сельского хозяйства США. Детальное описание см. в гл. 15 [416].



Тема. Терригенные обломочные частицы транспортируются от водосборного бассейна внутренних частей суши вдоль русел рек вплоть до равнин и аллювиальных конусов выноса, где идет осаждение, и далее до бассейнов осадконакопления. «Чистое» осадконакопление происходит в тех случаях, когда оно связано с «чистым» прогибанием коры. Так, некоторая часть осадков навсегда попадает в ловушки, которые расположены ниже прибрежной равнины, или в грабены. В аридных районах мира в низких широтах обломочный материал из приподнятых участков суши перерабатывается ветром в эрговые песчаные покровные отложения, где образуются многочисленные типы форм рельефа. Ориентировка этих более крупных форм отражает направление региональных или континентальных систем ветров. В приполярных аридных районах мира преобладало осадконакопление, связанное с обширными континентальными ледниковыми покровами. Влияние последних распространялось в пределы существования плавающих айсбергов, которые после таяния сбрасывали переносимый ими материал на дно шельфов и океанов. Все континентальные обстановки могут содержать озера – от непостоянных озер междюнной плайи до глубоких пресноводных озер в грабенах, прогляциальных и глубоких гиперсоленых озер. Озера действуют как сформировавшиеся осадочные «ловушки», отложения которых дают много информации, касающейся третичных и четвертичных климатических и экологических изменений.

13

Пустыни

13а. Введение. Эоловое осадконакопление является главным процессом осадконакопления на площади, составляющей около 30% территории континентов, лежащей между изогиетами со значением 15 см (рис. 13.1). В этих семиаридных и аридных зонах обломочный материал образуется в результате выветривания и переноса в пониженные области временными потоками вдоль вадей. Материал песчаной, алевритовой и глинистой размерности (последние две градации называются пылью) селективно захватывается ветрами локальных или региональных систем, подвергается сортировке и откладывается в виде различных эоловых форм (гл. 8), которые в совокупности образуют песчаные моря или *эрги*. В прилегающих районах в результате отложения принесенной ветром пыли формируются *лёссовые покровы*. В огромных пустынях с пассатными ветрами (таких, как североафриканская Сахара или пустыни Центральной Австралии) существует тесная связь между направлениями преобладающих ветров и переноса песка. Уилсон [872] считает, что около 99% всех «активных» эоловых песков находятся в эргах, имеющих площадь свыше 125 км^2. На рис. 13.1 показано положение неподвижных, закрепленных или неактивных эргов, окаймляющих площади развития активных эргов. Закрепленные эрги свидетельствуют о том, что пояс пассатов был гораздо шире и ветры значительно сильнее во время широкого развития плейстоценового оледенения. Так, во время последнего оледенения зона активного действия североафриканских пассатов распространялась далеко на юг. (Обширные площади развития плейстоценовых лёссовых отложений в умеренных широтах также говорят о более сильных планетарных ветровых системах, существовавших в то время.) Подобные эрги, закрепленные и стабилизированные растительностью в зонах северных саванн [815, 813], свидетельствуют о том, что этот процесс требует длительного времени; кроме того, они дают основание ожидать, что фации эргов сохраняются в стратиграфической летописи.

13б. Физические процессы и образование эргов. Выше рассматривались (гл. 8) различные типы эоловых форм и их внутренние текстуры. Здесь мы кратко остановимся на происхождении песчаных образований эргов, их соотношении с континентальными ветровыми системами. Рассмотрим карту Северной Африки, приведенную на рис. 13.2. Метеорологические наблюдения позволяют рассчитать результирующие направления ветров во время песчаных бурь. Эти данные в комплексе с наземными наблюдениями и наблюдениями со спутников за ориентировкой барханных и продольных (копьевидных) дюн и эрозионных линейных форм (*ярдангов*) позволяют закартировать распределение перемещений песка [569, 530, 529, 556]. В идеале такая карта переноса песка, отражающая результирующие направления в виде линий течения и результирующие величины интенсивности переноса в виде контуров, должна соответствовать карте направлений ветров и распределения давлений. Но доступная в настоящее время информация не позволяет решить эти задачи. Карты переноса песка также близки к картам дренажных систем в том смысле, что они показывают границы разных «дренажных» бассейнов: пики располагаются в постоянных областях высоких давлений, а понижения – между ними. В отличие от водной дренажной системы здесь почти нет прямой связи между рельефом и течениями песка, так как ветер может проходить выше подобных препятствий.

Линии переноса на рис. 13.2 тянутся от эрга к эргу, что говорит о больших расстояниях транспортировки под воздействием ветров и, следовательно, о длительном времени действия процессов эоловой абразии и транспортировки. Доказательства транс-

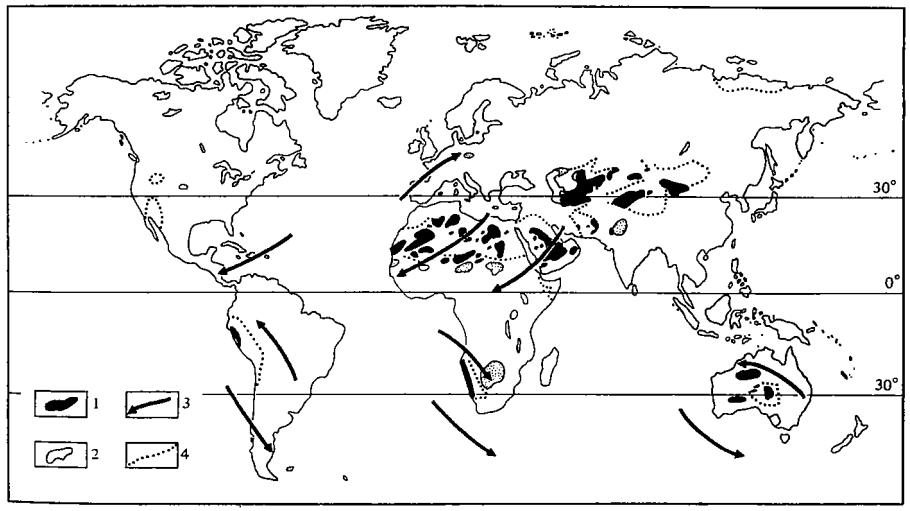


Рис. 13.1. Карта, иллюстрирующая положение основных активных (современных) и неактивных (четвертичных) эргов. *1* – активные эрги; *2* – неподвижные эрги; *3* – упрощенный рисунок преобладающих ветров; *4* – изогиета 15 см [302, 176].

портировки материала от эрга к эргу дают космические снимки, на которых между эргами видны линейные следы эоловой коррозии, параллельные линиям транспортировки песка [529]. В целом карта показывает, что все линии переноса песка возникают внутри самой пустыни, образуя крупную круговую ячейку с движением по часовой стрелке, в первом приближении соответствующую субтропической зоне высоких давлений. Обратите внимание на то, что все линии переноса песка в конечном счете ведут к морю. Действительно, огромное перо сахарской пыли простирается на тысячи километров в Атлантический океан, обусловливая постоянный дождь тонкозернистых (от алевритовых до глинистых) частиц в глубины океана.

Другой поразительный пример ориентировки пустынных дюн в соответствии с направлением пассатов отмечается в огромных эргах Центральной Австралии, где мигрирующая область высоких давлений является основным контролирующим фактором движения песка против часовой стрелки, вдоль системы продольных дюн [127]. Рисунок течений песка здесь гораздо проще, чем в Северной Африке, так как он не нарушается влиянием рельефа.

Отдельные эрги приурочиваются к бассейнам вне зависимости от их абсолютных отметок, но их распространение ограничивается любым сильно выраженным перегибом рельефа. Эрги могут образовываться только в тех случаях, если, во-первых, велик объем переносимого ветром твердого материала, а во-вторых, происходит или уменьшение скорости ветра, или столкновение ветров разных направлений. Они могут образовываться в центрах переноса песка, в местах понижения интенсивности транспортировки песка и в локальных участках, обусловленных рельефом. Отложение и дефляция контролируются не только региональной системой ветров, но также опосредованно иерархией форм (гл. 8) поверхности эрга [869].

13в. Современные пустынные фации. Хотя мы и располагаем некоторыми данными о внутренних текстурах эоловых дюн (гл. 8), о текстурах песчаных тел драа и эргов практически ничего не известно. Миграция дюн и драа в песчаных пустынях обусловливает

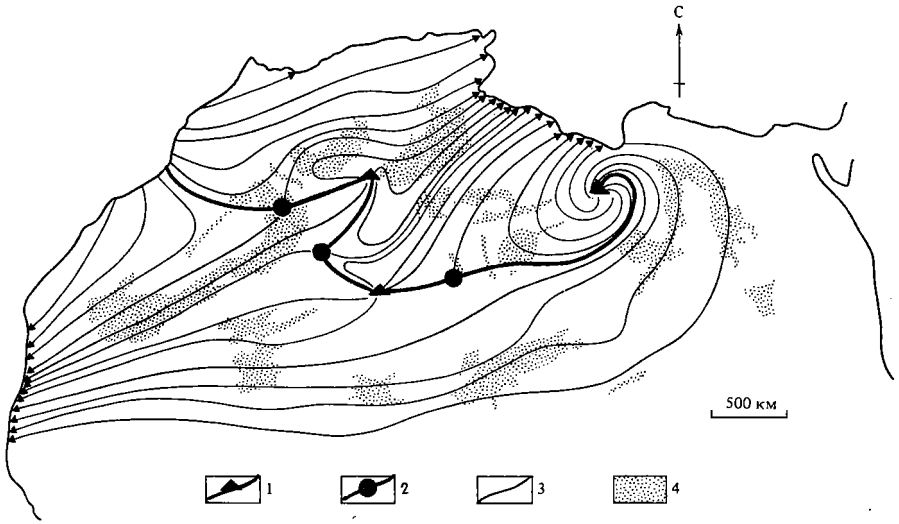


Рис. 13.2. Карта транспортировки песка в Сахаре [869]; пояснения см. в тексте. *1* – пики; *2* – участки пониженных значений; *3* – линии перемещения песка; *4* – эрги.

образование целой иерархии косослоистых серий и границ их разделов [128]. Миграция дюн приводит к образованию крупных косослоистых серий, разделенных поверхностями срезания (рис. 13.3), которые слегка наклонены по ветру или навстречу ветру. Брукфилд [128] называет их *поверхностями второго порядка*. В пределах эргов, которые представляют собой надстройку и/или располагаются в погружающихся осадочных бассейнах, драа могут надвигаться друг на друга; при этом сохраняются наиболее мощные косослоистые серии между почти горизонтальными поверхностями срезания, называемыми Брукфилдом *поверхностями первого порядка*. Другую модель происхождения этих слабонаклоненных или горизонтальных поверхностей срезания предлагает *дефляционная гипотеза* Стокса [793],

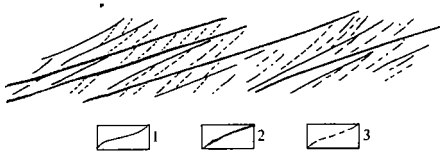


Рис. 13.3. Поверхности раздела разных порядков, наблюдающиеся в отложениях пермского эрга, Лохарбриггс, Шотландия. Тектонический наклон – 14° влево [128]. *1* – поверхность первого порядка; *2* – поверхность второго порядка; *3* – поверхность третьего порядка.

согласно которой периоды миграции и формирования дюн с образованием косослоистых серий и поверхностей второго порядка сменяются периодами дефляции с выносом материала до уровня грунтовых вод (рис. 13.4). Формирование эрга или погружение обусловливает сохранность отложений, лежащих ниже уровня грунтовых вод. Против этой гипотезы говорит отсутствие в ассоциации с поверхностями срезания цемента, или корок гипса, или каменной соли, или же текстур междюнных себх, т. е. признаков близкого расположения уровня грунтовых вод.

Интересное исследование эрга Великих песчаных дюн в Долине монументов, Колорадо [283], показало, что *полого наклоненный песчаный покров* отвечает переходным фациям между нормальными эоловыми дюнами и неэоловыми отложениями (рис. 13.5). Эти отложения образуются при незначительном уменьшении скорости ветра на подветренной стороне небольших неровностей поверхности; в них отмечаются пологие эрозионные поверхности, остатки ряби и остаточный гравий.

Во многих эргах *междюнные себхи* располагаются там, где уровень грунтовых вод пересекает междюнные понижения [302]. Испарение приводит к выпадению солей в виде корок и образованию желваков. Летучий песок, движущийся через такие увлажненные участки, способствует образованию песков с рябью прилипания. В некоторых местах временные озера могут образовываться в междюнных пространствах после сильных ливней. Такие плайи, располагающиеся между неподвижными дюнами, известны вокруг озера Чад, вблизи Тимбукту [813]. Отложения высохших пресноводных озер встречаются в пустыне Центральной

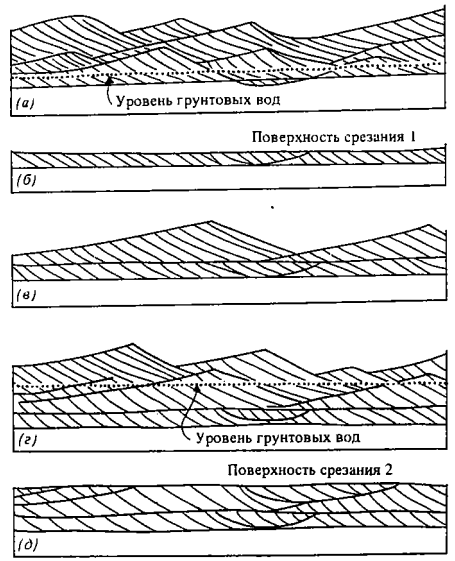


Рис. 13.4. Иллюстрация к гипотезе Стокса, объясняющей образование многочисленных поверхностей срезания в эоловых песчаниках. Механизм связан с периодическим относительным поднятием грунтовых вод (возможно, в результате общего понижения) и последующей дефляцией, в результате которой песок удаляется до уровня грунтовых вод. Затем происходит новое формирование песчаных образований и дальнейшее повторение этих циклов [793].

Австралии. Соленость этих озер значительно повысилась около 25 000 лет назад в связи с засушливостью климата, о чем свидетельствует отложение гипса совместно с глинами. Полное пересыхание озер ведет к переработке ветром тонкопорошкового гипса и глин с образованием эллиптических «лунетт», наблюдающихся в настоящее время на подветренных сторонах озер. Затем на дно озер надвигались продольные дюны [111]. В краевых частях эргов часто сохраняется интересное переслаивание эоловых отложений междюнных пространств и водных отложений вадей.

Вертикальные серии перемежающихся эоловых и неэоловых фаций образуются в пределах неактивных эргов, когда дюны и драа разрушаются по краям в результате врезания аллювиального конуса. Дюнные пески переоткладываются в междюнных пространствах, что приводит к формированию сложных стратиграфических разрезов [815].

13г. Древние пустынные фации. Задача идентификации пород эолового происхождения очень важна; при этом выводы должны быть достаточно обоснованны. В последнее время было проведено много исследований, показавших значение крупных косослоистых серий с углом наклона, отвечающим углу покоя песка, для диагностики эоловых дюн. Но основываться только на этом признаке тоже опасно, так как в настоящее время известны примеры подобных серий в аллювиальных песчаных образованиях [545].

Имеется очень мало детальных региональных работ по изучению древних предположительно эоловых отложений в стратиграфическом разрезе [701, 845, 556]. Одним из наиболее известных примеров являются пермские песчаники (красный лежень) южной части бассейна Северного моря (рис. 13.6), к которым приурочены крупные газовые месторождения в британском и датском секторах. Детальный каротаж скважин показал существование сложного песчаного тела ископаемого эрга с мощностью отложений до 500 м; в нем выделяются краевые фации, представленные отложениями вадей, и фации центральных частей, представленные озерными глинами и эвапоритами плай. Косослоистые серии (мощностью до 5 м) разделяются горизонтальными или слегка наклонными поверхностями срезания. Внутри каждой серии отмечается постепенное закономерное изменение снизу вверх от субгоризонтальных тонкослоистых серий

Рис. 13.5. Разрезы отложений предположительно краевых частей эргов. *б* – фации, образованные сменяющими друг друга водными и эоловыми отложениями; формирование таких фаций возможно вблизи водного потока или системы вадей; *в* – эоловые фации краевой части песчаного шлейфа эрга [283].

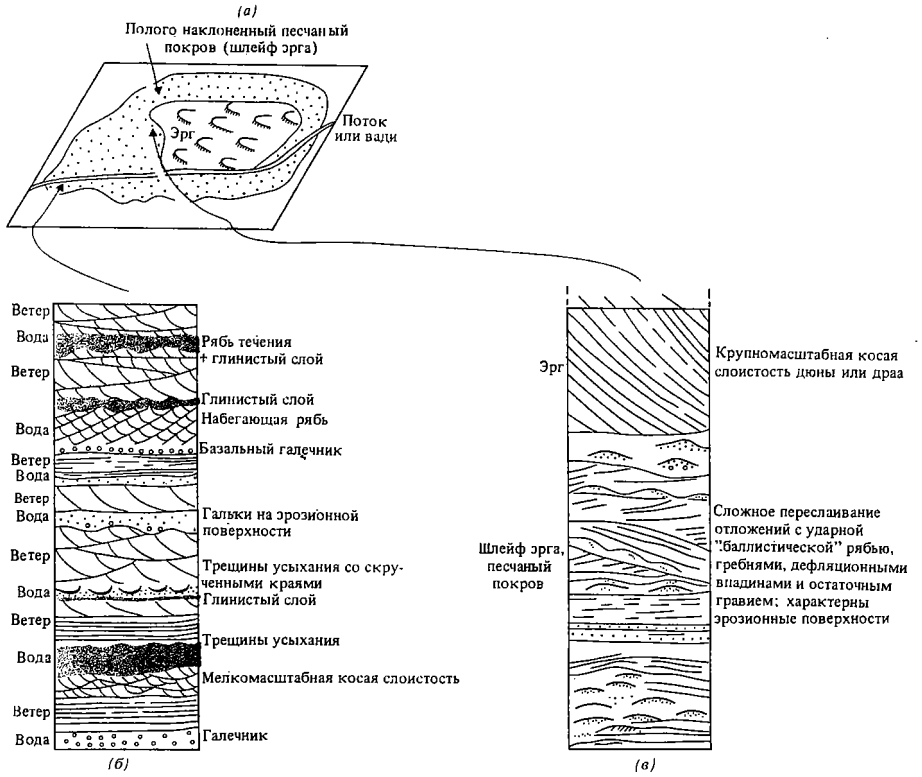
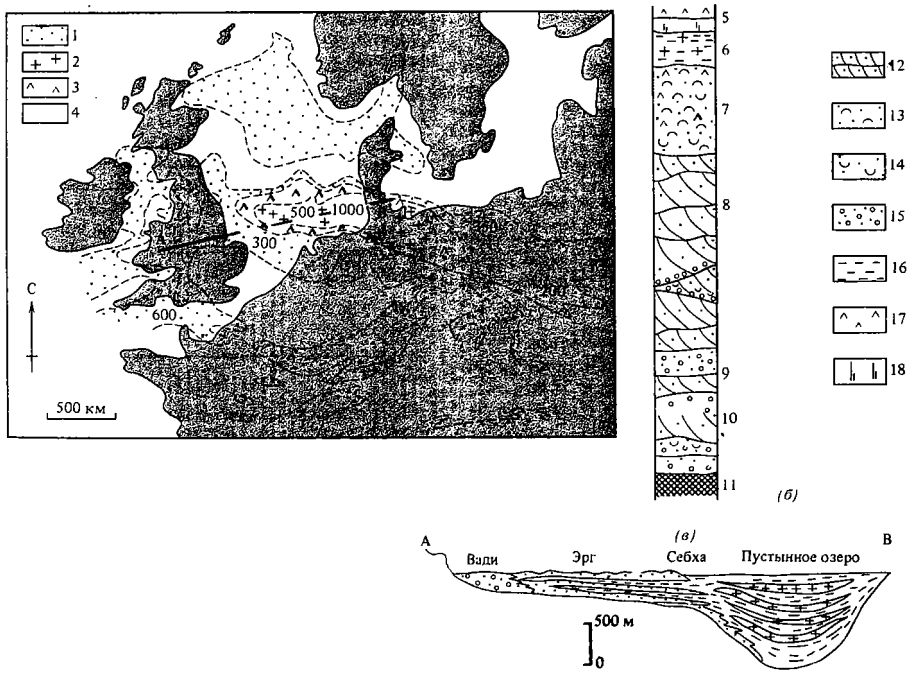


Рис. 13.6. Палеогеографическая реконструкция (*а*), обобщенный сводный разрез (*б*) и геологический профильный разрез (*в*) нижнепермских эргов, которые обрамляли цехштейновое плайя-озеро Северо-Восточной Европы. Эоловые песчаники являются важным резервуаром для газовых месторождений британского и датского секторов Северного моря. Цифры на карте указывают мощность отложений в метрах; общая мощность сводного разреза около 300 м. *1* – континентальные терригенные отложения; *2* – галит; *3* – гипсы и ангидриты; *4* – поднятые участки суши; *5* – морские эвапориты; *6* – пустынное озеро; *7* – внутриконтинентальная себха; *8* – переслаивание отложений эоловых и вади; *9* – вади; *10* – переслаивание отложений эоловых и вади; *11* – подстилающие отложения; *12* – эоловые пески; *13* – рябь адгезии; *14* – флювиальные пески и загнутые пластинки полигонов усыхания («иловые кудри»); *15* – конгломераты; *16* – алевролиты; *17* – ангидрит; *18* – доломит.



к более мощным крутонаклонным (20–27°). Это может отвечать переходу от крутой обваливающейся стороны поперечной дюны к горизонтальным слоистым отложениям междюнных пространств и дюнного основания. Поверхности срезания, по-видимому, отвечают поверхностям второго порядка Брукфилда [128]. Изучение региональных палеотечений показало, что пермские песчаники образовались в результате действия северо-восточных ветров. В разрезе песчаников эрга встречаются тонкие прослои, относящиеся к флювиальным фациям вадей, междюнные эвапориты и рябь прилипания. Эти прослои значительно менее проницаемые и менее пористые, чем преобладающие эоловые песчаники, и нарушают пути миграции углеводородов. Красный цвет древних дюнных песков является следствием раннедиагенетического разложения железомагнезиальных минералов (гл. 28).

Знание того, что расположение и строение современных эргов континентальных областей регулируются системой ветров, позволяет надеяться, что отложения ископаемых эргов могут быть использованы для воссоздания системы древних ветров. Значительные успехи в этой области были сделаны в последние годы [83].

13д. Выводы. Основные песчаные пустыни мира включают ряд отдельных эргов. В каждой пустыне перенос песка в эргах и между ними осуществляется в соответствии с преобладающим направлением ветров. В эргах формируется ряд форм рельефа – от мелкой ряби до гигантских драа. Миграция дюн и драа отмечается в песчаных отложениях, несмотря на разницу в иерархии этих форм и последующее срезание и выравнивание поверхности. Монотонность ландшафта эргов нарушается междюнными себхами, где имеются локальные водоемы, а на краях эргов – эфемерными водотоками и поясом конусов выноса вади. Отложения ископаемых эргов – преимущественно песчаники с крупномасштабной косой слоистостью, перемежающиеся местами с водными отложениями и маломощными фациями себхи.

Эти особенности эоловых песчаников могут иметь важное значение для их характеристики как резервуаров нефти и газа.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Кук и Уоррен [170] дали хорошее обобщение многих особенностей геоморфологии и седиментологии пустынь. Гленни [302] сконцентрировал внимание на осадочных фациях и привел много прекрасных фотографий. Полезна также работа Бигареллы [82]. Работа Мак-Ки [556] представляет собой современную сводку великолепных, в том числе цветных, космических снимков особенностей эргов и показывает многие аспекты современной и древней седиментации на эргах. Безусловно, можно рекомендовать изящные работы по эргам Уилсона [869, 872]; советуем читателю ознакомиться с работами Менге и Канона [530], Менге [529] и Мак-Ки [556] по интерпретации французских метеорологических данных для использования космических изображений при интерпретации форм рельефа. Детальные ландшафтные описания эргов и их осмысливание западными путешественниками даны Бэгнольдом [37], Томасом [821] и Тесиджером [818].

14

Конусы выноса

14а. Введение. Конусы выноса представляют собой локальные и сравнительно небольшие скопления осадков (рис. 14.1), образовавшиеся при аккумуляции осадков крупных потоков, изливающихся из водосборных площадей на какую-либо пониженную поверхность. Они могут формироваться вдоль линейного фронта гор, вдоль бортов главных долин, по окраинам материковых ледников. В геологическом отношении для образования таких конусов наиболее благоприятны седиментационные бассейны, ограниченные разломами, где по линиям нарушений периодически происходят опускания, следствием чего является сохранение осадков этих конусов (рис. 14.2).

Сухие конусы выноса образуются в семиаридном климате, где водный поток на поверхности конуса является эфемерным и где главное значение в транспортировке обломочного материала имеют грязекаменные потоки по склонам. *Увлажненные конусы выноса* образуются в результате действия постоянного потока; главным агентом транспортировки и отложения осадков здесь является водный поток[1]. Некоторые слабонаклоненные влажные конусы выноса в отличие от сухих занимают очень большие площади. Примером может служить конус или дельта реки Коси в Пакистане (гл. 15).

В состав сухого конуса выноса входят следующие выраженные в рельефе элементы (рис. 14.3): а) *исходная долина в горах* (rockhead valley); б) *верховая ложбина* или *каньон истоков конуса* (fanhead canyon, trench); в) *русла* или *каналы* (fan channels); г) *сегменты средней части конуса* (mid-fan lobes); д) *внутренние сегменты* и *межрусловые пространства*; в) *дистальный веер* (apron). Как будет показано ниже, в каждом из этих элементов образуются специфические элементарные фации. В пределах увлажненных конусов выноса при движении от вершины к устью наблюдается смена грубообломочного аллювия разветвленных русел более тонким аллювием меандрирующих русел, а затем краевыми осадками половодий и разливов. В данной главе будут рассмотрены в основном сухие конусы выноса (описание увлажненных конусов см. в гл. 15 и 17).

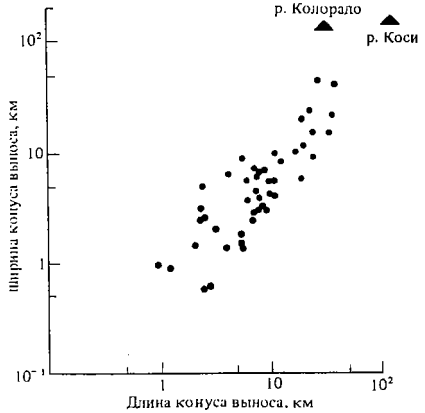


Рис. 14.1. Размеры современных конусов выноса в семиаридной и аридной климатических зонах [365].

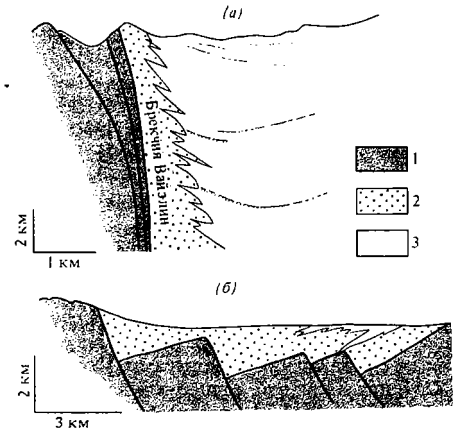


Рис. 14.2. Типичная ассоциация фаций конусов выноса, связанных с конседиментационными разломами, ограничивающими бассейн осадконакопления. *а* – третичные отложения конуса выноса, примыкающие к разломам со смещением по простиранию. Калифорния [365]; *б* – образование обширного выхода фаций конусов выноса в условиях смещения по системе параллельных разломов растяжения. Пермотриасовые отложения Гебридского бассейна, Шотландия. *1* – область фундамента – источник сноса; *2* – отложения конусов выноса; *3* – прочие отложения [785].

14б. Физические процессы. Форма конуса выноса определяется реакцией осадконакопления на растекание потока после его выхода из врезанного русла на плоскую поверхность. Можно провести аналогию с подводным конусом выноса у устья подводного каньона (гл. 25) и с системой рукавов и свя-

[1] «Сухие» конусы выноса, видимо, представляют собой коллювиально-делювиальные и частично пролювиальные, а «увлажненные» – пролювиальные и частично аллювиально-дельтовые образования, причем дельты эти внутренние или континентальные, т. е. развиваются при впадении притока в основную реку, реки в озеро и т. д. – *Прим. ред.*

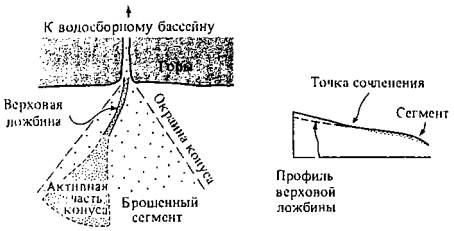


Рис. 14.3. Типичные элементы морфологии современных семиаридных конусов выноса [365].

занных с ними подводных отмелей выноса в дельтах крупных рек (гл. 19). В последние годы было установлено, что верховая ложбина (каньон) конуса выноса является существенной особенностью, наличие или отсутствие которой контролирует характер и распределение осадков конуса выноса. Эта ложбина может образоваться в результате тектонического поднятия, компенсирующего чрезмерное накопление осадков на основной части конуса. Лабораторные эксперименты с увлажненными конусами (Уивер см. [725]) показали, что, если ложбина в головной части прорезала уровень базиса эрозии области сноса, конус выноса срезается эрозией. При этом аллювий из долин области сноса выбрасывается, и на склонах долин появляются террасы. Возросшее количество осадков ускоряет заполнение верховой ложбины конуса, а это в свою очередь повышает базис эрозии.

Образование верховых ложбин, смена русел и закупоривание русел обломочным материалом приводят к образованию сегментов конуса и формированию составных конусов выноса (рис. 14.3, 14.4). Во многих случаях область осадконакопления смещается по поверхности конуса, а большие его площади не покрываются осадками, подвергаясь действию выветривания и почвообразования. Цикличность осадкообразования и эрозии на конусах выноса может быть также обусловлена климатическими изменениями, как можно видеть при изучении многих четвертичных образований [813, 814]. Поэтому осадочные циклы в пределах конусов выноса нужно интерпретировать с осторожностью. Основные фазы накопления материала в нижней части конуса могут совпадать с размывом его на вершине. При этом количество отложившегося материала определяется соотношением между объемом выпавших на месте метеорных осадков и объемом способного к переносу обломочного материала, который к этому моменту накопился в горной области водосбора. Поэтому иногда сильные дожди приводят к выносу небольшого количества материала, в то время как в других случаях вынос очень велик. Количество подготовленного «высвободившегося» материала, скопившегося в водосборной области, можно рассматривать как *геоморфологический порог*, который нужно преодолеть для того, чтобы началось существенное осадконакопление в нижней части конуса выноса [725].

14в. Современные фации. Исследования современных отложений конусов выноса выявили ряд особенностей общего строения их отложений. Как правило, наблюдается снижение среднего диаметра частиц осадков вниз по уклону конуса, а также уменьшение мощности слоев и глубины каналов; одновременно возрастает сортировка в том же направлении [66, 86, 131, 207]. Поскольку материал в сухих конусах выноса переносится на небольшое расстояние (рис. 14.1), заметных изменений формы зерен вниз по уклону не отмечается. Некоторые из этих особенностей объясняются значительными изменениями механизма движения потока. Так, сказывается смена (в сухих конусах) склоновых грязекаменных потоков активными русловыми потоками, разделенными межрусловыми возвышениями, а на низменном окаймлении конуса – разливами в затопляемых низинах. В верхней части конуса выноса, где отлагаются грубообломочные осадки, значительная часть воды может просачиваться в подповерхностные горизонты, а открытые поровые пространства в галечном «скелете» могут заполняться глинистыми частицами обломочного происхождения [378]. Такие галечники с внесенной глиной получили название *ситовых отложений* (см. также гл. 28).

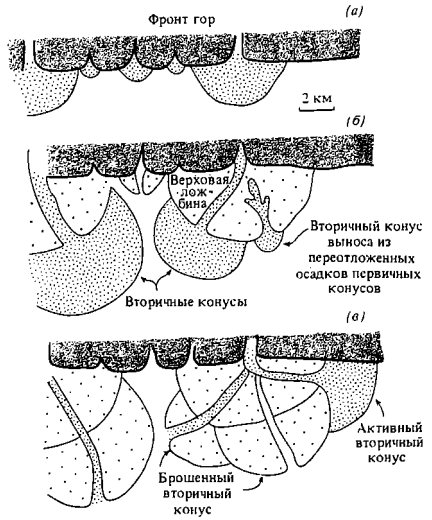


Рис. 14.4. Схема образования последовательности вторичных конусов выноса в результате образования верховой ложбины и переработки первичного конуса [207].

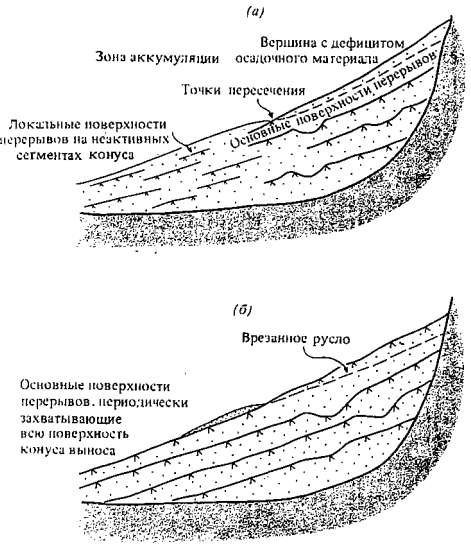


Рис. 14.5. Схематические разрезы через конусы выноса, образовавшиеся в результате: *а*) реакции порогового типа, такой, как разрушение и изменение активности сегментов; *б*) реакции на изменение климата, в результате которой периодически прекращается формирование всей поверхности конуса выноса.

Отложения исходной горной долины (rockhead valley) и верховой ложбины представлены локальными скоплениями слабо сортированного угловатого крупного галечника, в котором связующим материалом служит песок или основная масса мелкозема. Слоистость выражена слабо. Отложение обусловлено осыпями, течением коллювиальных масс и перемещением обломочного материала в русле. Глубина верховых ложбин конусов выноса колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. В месте сочленения верховой ложбины с общей поверхностью конуса выноса [378] поток, заключенный в ней, распадается на разветвляющуюся систему мелких русел с медленным течением. Основное осадконакопление на конусе происходит ниже точки причленения. В средней части конуса присутствуют осадки и грязекаменных оползаний, и водные отложения. Первые представляют собой пальцеобразно переслаивающиеся тонкие прослойки, нижние контакты которых либо не несут признаков размыва, либо заполняют выработанные водными потоками ложбины (рис. 14.6). У водных отложений нижний контакт – с размывом; они залегают в русловых врезах и обладают слоистостью, связанной с перемещением донных форм или движением влекомых наносов. Уменьшение крупности зерен вверх по разрезу указывает на падение транспортирующей способности потока во время паводка. В некоторых частях средней зоны ко-

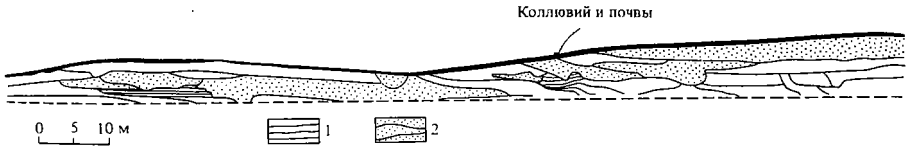


Рис. 14.6. Разрез через слившиеся конусы выноса четвертичного возраста («альпийского» типа). Видно сложное переслаивание водных и склоновых отложений. *1* – грязекаменные склоновые потоки; *2* – водные потоки [850].

нусов выноса, где периодически отсутствовало осадконакопление, могут развиваться почвенные горизонты. С приближением к окаймляющим конусы затопляемым низинам сеть русел на поверхности постепенно исчезает. Здесь могут присутствовать маломощные слои отложений половодий, развитые на большой площади. Они переслаиваются с озерными или пойменными фациями, окаймляющими массив конуса выноса. Попытки стратиграфического расчленения разрезов осадочных отложений конусов выноса, образовавшихся за некоторый отрезок времени, в основном базируются на гипотетических представлениях о продвижении или сокращении всей системы конусов [365]. Как можно предполагать, наступающий конус формирует мощные разрезы, в которых снизу вверх увеличивается крупность материала. Продвижение может быть связано с усилением тектонических движений в области питания (рис. 14.7) или с возрастанием увлажненности климата, что приводит к увеличению жидкого стока

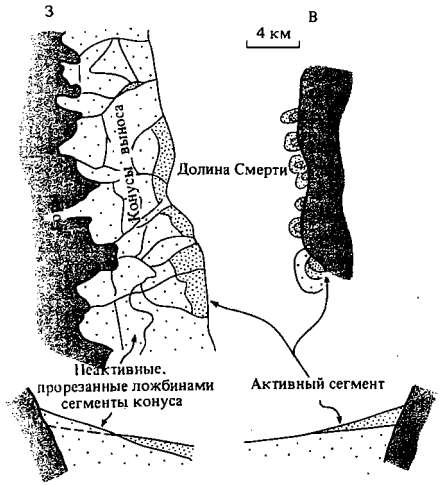


Рис. 14.7. Карта и схематические разрезы (последние – вне масштаба) Долины Смерти в Калифорнии. Показано формирование конусов выноса как реакции на вертикальные тектонические перемещения. Крупные конусы на западе в основном неактивны и сильно изрезаны в результате относительного поднятия, на востоке конусы выноса невелики и испытывают сокращение из-за преобладания относительных опусканий [379].

и скорости транспортировки осадков. Отступающая система конуса выноса должна образовать разрез, где крупность зерен вверх по разрезу уменьшается. Если конус образуется впервые вдоль нового уступа и сбросового эскарпа, он также должен дать начало разрезу, в котором крупность отложений возрастает вверх. Аналогичный результат получится, если будет расти активный вторичный конус вследствие глубокого врезания верховой ложбины.

14г. Древние фации конусов выноса. Мощные грубозернистые угленосные отложения стефанского возраста в Кантабрийских горах (северная Испания), по мнению Хьюорда [364, 365], образовались в результате продвижения небольших конусов в озерных условиях (рис. 14.8). Предполагается, что в условиях тропического климата с выраженной

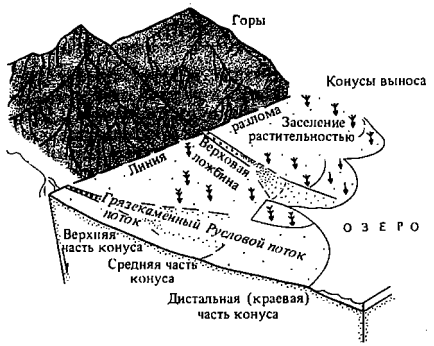


Рис. 14.8. Упрощенная модель осадкообразования на конусах выноса в стефанских (пенсильванских) угленосных отложениях северной Испании. Обратите внимание на заселение брошенных сегментов растительностью. Вертикальные разрезы месторождений подтверждают периодическое продвижение конусов выноса и их остановки в результате сочетания движения по разломам и перемещений сегментов [365].

сезонностью растительность имела возможность заселять поверхность заброшенных сегментов конуса: в его краевых частях пласты угля достигают мощности 20 м. Хьюорд приводит данные об общих изменениях обстановки осадконакопления в пределах конуса выноса – от склоновых масс к русловым потокам и от них к отложениям разливов.

Очень тщательные исследования изменений размера обломков и вертикальной смены фаций в связи с дизъюнктивными дислокациями по окраинам бассейнов проведены для фаций конусов выноса нового красного песчаника на Гебридских островах, Шотландия [787, 785], и для триасовых отложений Южного Уэльса [87].

14д. Выводы. Конусы выноса представляют собой широко распространенные формы рельефа, легко переходящие в ископаемое состояние по окраинам бассейнов, опускающихся по системе сбросов, и в грабенах. Морфология конусов выноса определяется процессами продвижения или отступания под действием периодических колебаний тектонического режима, климата и развития морфологических уступов рельефа. Процессы осадкообразования на активных сегментах конуса зависят от нерусловых грязекаменных и русловых потоков. Внутренняя стратиграфия отложений конусов определяется процессами перемещения осадкообразования от его внутренней части к внешней окраине и циклическими колебаниями перечисленных выше факторов.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Лучшим обзором по осадкообразованию на конусах выноса (с широким охватом библиографии) является работа Хьюорда [365], обобщившего огромный литературный материал; в результате он свел его к набору моделей, представляющих интерес для геологов, занимающихся древними фациями конусов выноса. Другая полезная обзорная работа – [131]. Механизмы осадконакопления в современных конусах выноса обсуждаются в работе [378]. Механизм перемещения склоновых потоков обломочных масс в конусах выноса описан в гл. 7. Концепция морфологических порогов рельефа применительно к конусам выноса разобрана в работах [724, 725].

15

Речные долины

15а. Введение. Реки являются связующим звеном между областями мобилизации осадков на водосборных площадях и областями осадконакопления в прибрежных зонах. Многие великие прибрежные низменности располагаются в областях земной коры, подверженных опусканию; поэтому аллювий может сохраняться в стратиграфическом разрезе. Другая важная обстановка осадконакопления – водосборы, где могут формироваться внутренние конусы выноса в устьях рек.

Главные составные части аллювиальной обстановки – *русла* и *поймы*, между которыми располагается переходная зона прирусловых валов и проток, представляющих собой пути, по которым идут паводковые воды. Русла на разных своих отрезках могут быть меандрирующими или разветвленными со всеми переходами между ними. В руслах переносится более грубый песчаный или галечный материал в составе донных форм, распространение которых ограничено бортами русла. На поймы в периоды паводков, превышающих меженный уровень, поступает тонкий материал алевритовой и глинистой размерностей.

Колебания уровня моря в четвертичную эпоху и климатические изменения обусловили сложную реакцию приспособления речных систем, включающую циклы врезаний – расширений, колебаний количества влекомых наносов и изменений морфологии русла.

Такие изменения, дающие ценную информацию по динамике речных систем, в то же время, словно сговорившись, мешают образованию «нормального» стратиграфического разреза в бассейнах осадконакопления, который мог бы образоваться в те геологические эпохи, когда отсутствовали шапки оледенений.

15б. Физические процессы. Прямые русла, где *тальвег* меандрирует между береговыми отмелями (рис. 15.1), в природе встречаются редко. Лабораторные эксперименты показывают, что такие русла часто подвергаются преобразованиям (полезную дискуссию см. в работе [135]) и начинают меандрировать. Однако, если борта русла сложены очень вязкой глиной, оно может сохранять прямолинейность, как это наблюдается в низовьях реки Миссисипи (рис. 15.2 и гл. 19). Лабораторные и полевые данные показывают, что прямые русла стремятся образоваться при малых уклонах (рис. 15.2).

Меандрирующие русла всегда манили к себе исследователей. Суммарный шаг меандры, λ_m, и ширина русла, w обнаруживают почти прямую зависимость друг от друга, выражаемую как

$$\lambda_m = 10{,}9\, w^{1{,}01}$$

(стандартная ошибка $\approx$0,3 логарифмической единицы). (15.1)

Поскольку размеры русла таковы, что они должны обеспечить пропуск обычных паводков, не вызывает удивления наличие связи λ_m и среднего годового стока $\bar{Q}$:

$$\lambda_m = 106\bar{Q}^{0{,}46}$$

(стандартная ошибка $\approx$ 0,05 логарифмической единицы). (15.2)

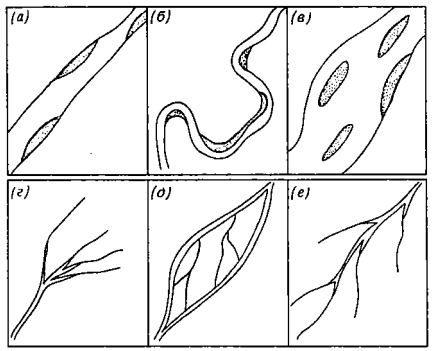


Рис. 15.1. Схемы трех основных типов речных русел и их сочетаний. *а* – прямое русло с боковыми прирусловыми валами; *б* – извилистое русло с изолированными «точечными» отмелями; *в* – разветвленное русло с осередками; *г* – разветвляющееся русло; *д* – расчлененное русло; *е* – проточное русло.

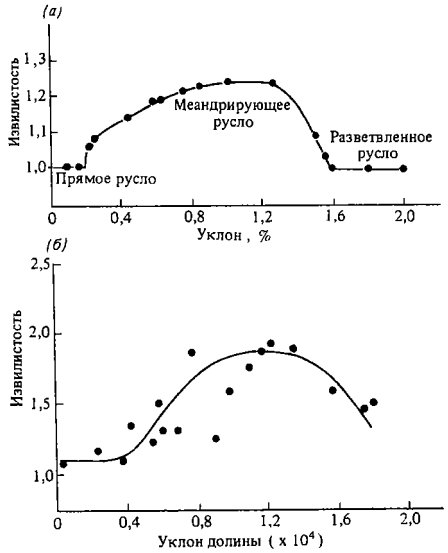


Рис. 15.2. *а* – взаимосвязь уклонов долины и извилистости по экспериментальным данным; *б* – взаимосвязь уклонов долины и извилистости по полевым наблюдениям. Река Миссисипи между Каиром, шт. Иллинойс, и Хед-оф-Пассис, шт. Луизиана. Оба примера взяты из работы [628]. Возможна неопределенность из-за выбора наилучшей кривой на графике.

Единицы в формуле (15.2) даны в системе британского стандарта [142].

Динамика меандрирующего русла (приложение 15.1) приводит к процессу эрозии на выпуклой (наружной) и к аккумуляции на вогнутой (внутренней) части меандры. Эрозия на подрезаемом борту зависит от строения берега и свойств слагающего его материала, от того, какие породы слагают борт: рыхлые, прочные или их чередование. Подрезание берега рекой ведет к обрушению вдоль трещин, образующихся при усадке грунтов. Глинистые берега обрушиваются по оползням с вращением. В *обоих* случаях отрыв и падение происходят в период спада паводка в связи с изменением уровня грунтовых вод и снижением давления в порах.

На внутренней стороне меандр, на прирусловой отмели происходит *боковое отложение осадков* как прямое следствие действия системы поверхностных и придонных *циркуляционных течений*, которые образуются при прохождении потока через излучину русла (рис. 15.3 и 15.5, приложение 15.1). Благодаря этому течению векторы придонного напряжения сдвига отклоняются под небольшим углом δ от среднего направления потока (рис. 15.4), так что зерна, находящиеся вблизи дна, стремятся переместиться в сторону внутреннего берега. Угол отклонения δ мал. По теоретическим и экспериментальным данным [693]

$$\operatorname{tg}\delta = \frac{11y}{r}, \qquad (15.3)$$

где y – глубина потока в данном месте; r – радиус меандры в данной точке. Фактическая траектория перемещения зерен влекомых наносов зависит от баланса действующих на них сил трения, напора жидкости и гравитации. Для постоянного однородного потока суммарная доля переносимого к внутренней стороне изгиба материала равна нулю, иначе не может формироваться постоянная поверхность дна. Чтобы сбалансировать перенос материала внутри русла, поток формирует склон береговой отмели. Это поверхность косы, где зерна перемещаются параллельно усредненному направлению течения вдоль «контуров» поверхности береговой косы [17, 116, 117]. Глубины потока в поперечном разрезе береговой отмели рассчитываются по формуле

$$y = y_{max}\left(\frac{r}{r_t}\right)^{11\operatorname{tg}\alpha}, \qquad (15.4)$$

где r_t – радиус кривой тальвега (глубина которого y_{max}), а $\operatorname{tg}\alpha$ – динамический коэффициент трения. Размер зерен d в поперечном направлении на прирусловой отмели изменяется следующим образом:

$$d = \frac{3\tau}{2\operatorname{tg}\alpha\,\Delta\sigma}, \qquad (15.5)$$

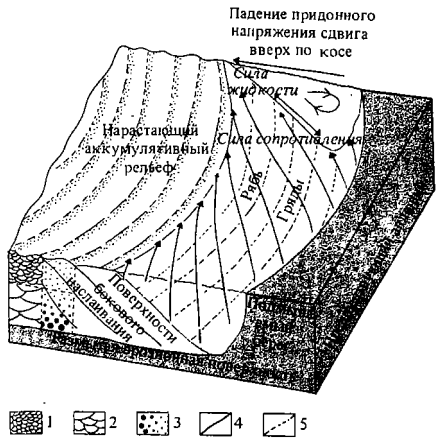


Рис. 15.3. Схема циркуляционной системы течений в пределах излучины меандры, баланса сил, действующих на осадочные зерна, латеральных изменений размера зерен и характера донных форм. Пунктирной линией обозначены пути перемещения транспортируемых зерен осадка. *1* – косая слойчатость; *2* – косая слоистость; *3* – размер зерен; *4* – линии тока; *5* – линии постоянных значений придонного напряжения сдвига [16].



Рис. 15.4. Диаграмма определения направления потока в излучине открытого русла [116].

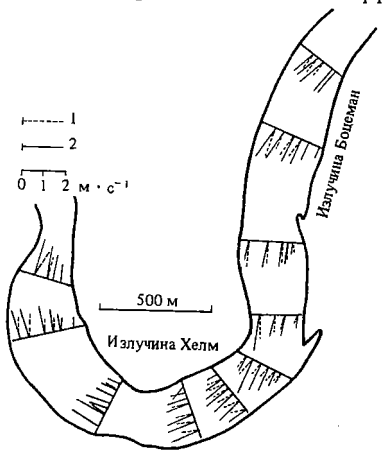


Рис. 15.5. Векторы скорости течения, замеренные на двух изгибах реки Уобаш, шт. Иллинойс (см. фото 5). Видны поверхностные и придонные составляющие циркуляционной системы течений потока. *1* – придонная скорость; *2* – приповерхностная скорость [414].

где τ – придонное напряжение сдвига; $\Delta\sigma$ – разница в плотности между кварцем и водой. Следовательно, при условии, что присутствует достаточно разнообразный по величине комплекс зерен, изменения d будут прямо связаны с колебаниями придонного напряжения сдвига вдоль косы; происходит общее уменьшение крупности в направлении от головной к хвостовой части косы. Колебания придонного напряжения сдвига приводят, кроме того, к развитию отчетливо выраженных серий донных форм на поверхности косы. Наиболее распространены рябь течения, гряды и бары.

Следы миграции меандр (рис. 15.6) можно изучать на аэрофотоснимках, поскольку после перемещения меандр остаются признаки прежнего положения в виде заболоченных понижений и валов. Периодическое причленение осадков к косам или распластывание потока ниже по течению приводят к образованию прирусловых валов меандры ([366, 602]; см. фото 4), которые в конце концов сливаются в единый вогнутый вал внутри излучины меандры. Периодические прорывы приводят к тому, что цикл образования меандр возобновляется, сохраняя не слишком отчетливую тенденцию к образованию более крутых изгибов [366] (рис. 15.6). Длительное существование меандрирующей реки на какой-либо площади приводит к образованию *пояса меандрирования*.

Динамика ветвящихся русел сложнее, чем меандрирующих. Во время паводка в относительно слабо изогнутых отрезках русла образуются внутрирусловые донные формы, мигрирующие вниз по течению [160]. Спад уровня приводит к распаду донных форм и появлению разветвленного русла. На стадии спада происходит частичный размыв донных форм, взаимное их наложение и в ограниченном масштабе их боковое прислонение и слияние, когда боковые протоки огибают острова-осередки, а при впадении в более глубокие части русел формируют в них свои отмели выноса, покрытые грядовыми донными формами [770, 771]. Изучение ветвящихся русел проводилось в основном в межень, поэтому представле-

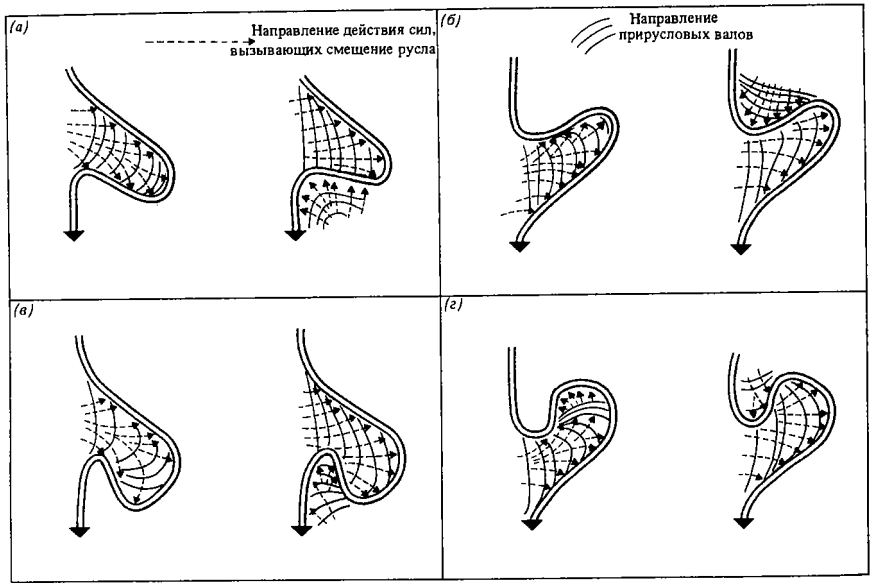


Рис. 15.6. Схематическое изображение смещения меандр по данным, полученным на реке Биттон, провинция Британская Колумбия [366].

ния о циклах эрозии и аккумуляции при спадах и подъемах уровня пока довольно поверхностные.

Причины разветвленности или меандрирования русел остаются неясными. Хорошо известна зависимость разветвленности от уклонов (рис. 15.2), однако она не может дать всеобъемлющее объяснение, поскольку на меандрирующий или ветвящийся тип русла оказывают влияние устойчивость берегов, изменчивость расходов воды и твердого стока. Устойчивые берега, естественно, слагаются более прочно связанными отложениями, например глинами или глинистыми алевритами, а не песками. Если река несет большое количество тонких взвесей, то и пойма должна содержать в основном тонкие осадки. Определив параметр M, выражающий количество алевритово-глинистых наносов в поперечном сечении русла, Шумм [718, 719] показал, что для рек Великих равнин (США) характерна высокая степень корреляции между M, с одной стороны, и отношением ширины к глубине ($w : y$) и извилистостью (P) – с другой:

$$w : y = 255\ M^{-1,08} \quad (15.6)$$

(стандартная ошибка = 0,2 логарифмической единицы).

$$P = 0{,}94\ M^{+0,25} \quad (15.7)$$

(стандартная ошибка = 0,06 логарифмической единицы).

Эти уравнения показывают, что на извилистость русла решающим образом влияет характер твердого стока и, следовательно, состав бортов русла. Подтверждается это и материалом по речным долинам юго-восточной Австралии [722], где в результате общего уменьшения стока за последние 15000 лет произошла смена ветвящихся и меандрирующих рек с песчаными донными наносами на меандрирующие русла, несущие взвешенные наносы. Возрастание температуры и увлажненности в послеледниковое время вызвало увеличение роста растительности и существенно снизило количество поступающих с водосборных площадей осадков.

Процесс *вертикального наслаивания*, идущий на прирусловых валах, в рытвинах прорыва и временных пойменных водоемах, относится к числу наименее изученных. Воды первоначального паводка могут проникнуть на поверхность поймы через ложбину прорыва, прорезающую прирусловой вал (рис. 15.7), или залить всю затопляемую часть поймы сплошным покровом. Снижение скорости течения этого паводкового покрова обусловливает отложение все более и более тонкого материала по мере удаления от русла. За покрытием поймы полой водой следует медленное стекание воды вниз по долине в виде тонкого покровного слоя. Дополнительные выбросы воды из русла приводят к тому, что такой медленный поток становится глубже и движется быстрее. Это может привести к ситуации,

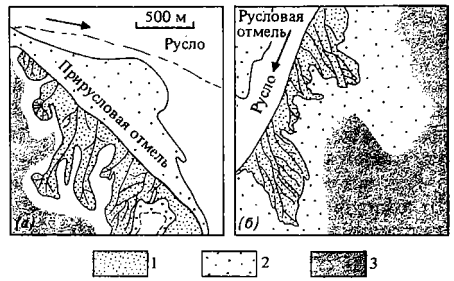


Рис. 15.7. Простые (*а*) и сложные (*б*) ложбины стока, прорезающие прирусловой вал на реке Брахмапутра, Индия. *1* – песок; *2* – алевритовая глина; *3* – прирусловой вал [160].

показанной на рис. 15.8, и, возможно, обусловить широкое осаждение наносов на прирусловых валах благодаря выпадению из спорадических завихрений, возникающих по краям русла [16].

Суммарное действие процессов, происходящих в половодье на меандрирующей реке, приводит к образованию аллювиального вала, состоящего из прирусловых валов и петель брошенных меандр, возвышающихся над уровнем поймы. Средняя скорость суммарного осадконакопления r на любом расстоянии z от пояса меандрирования описывается выражением

$$r = a(z+1)^{-b}, \quad (15.8)$$

где a – максимальная суммарная скорость отложения осадков на краю пояса меандрирования; b – экспонента, описывающая ускорение, с которым снижается скорость осадконакопления по мере удаления от пояса

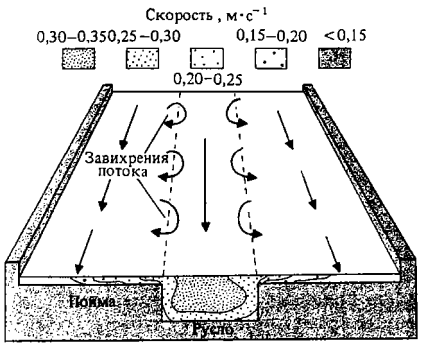


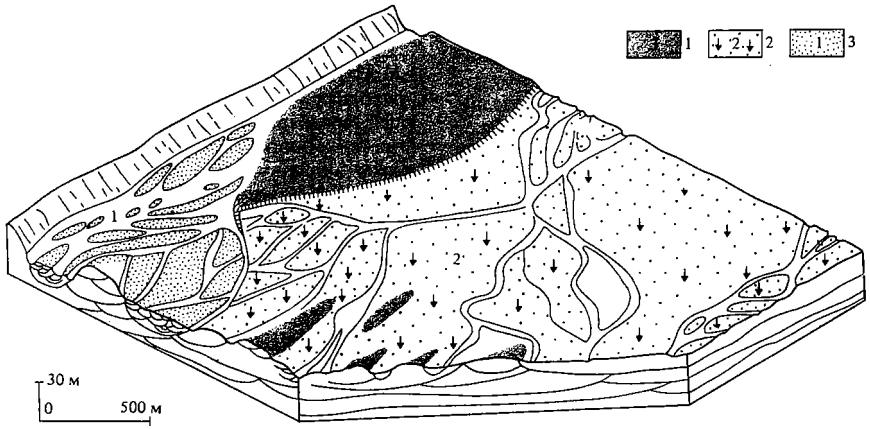
Рис. 15.8. Схема движения жидкости и распределения скорости в модели речной долины (ширина ~ 0,45 м). Поток движется по руслу и по примыкающей пойме [16].

меандрирования [722]. Константы в уравнении изменяются в соответствии с такими факторами, как климат, размеры реки и объем твердого стока.

Так как паводки на реках повторяются, отложившийся материал сразу же подвергается действию раннедиагенетических процессов, включая почвообразование. Быстрый рост растительности в условиях гумидного климата приводит к образованию пластов торфа, разделенных тонкими прослойками нанесенных потоком глин и алевритов. И почвообразование, и торфонакопление идут активнее, если осадконакопление замедляется. Как правило, отчетливые горизонтальные прослои ископаемых почв на активных поймах развиты слабо, так как осадконакопление там идет быстро [492].

Последней особенностью крупных преобразований речных долин является *смена русла* (avulsion). Это явление свойственно и меандрирующим, и разветвленным руслам рек и фиксируется на местности полосами брошенных русел на пойме. Периодичность смены русла равна примерно 10^2–10^3 лет. Перестройки обычно имеют постепенный характер, но с точки зрения периода повторяемости их можно считать мгновенными. Смена русла наиболее вероятна, когда аллювиальный вал достиг наибольшей высоты, поскольку процесс начинается с просачивания полой воды, которая ищет более благоприятного уклона по сравнению со старым руслом. Смена русла может быть связана с высокими (редкими) паводками, но наблюдается также в тектонически активных зонах, где вертикальные движения земной коры вызывают процессы смены русла и управляют ими. В этих случаях перестройка часто наблюдается вдоль понижений пойм в связи с опусканием фундамента по разломам.

Рис. 15.9. Морфология разветвленного русла и поймы реки Донджек, шт. Аляска. Видны различные типы отмелей и русел. Отмели преимущественно продольного типа. *1* – остров (обильные заросли ели); *2* – заросшая отмель (ивы, кустарник); *3* – активные русла и отмели.



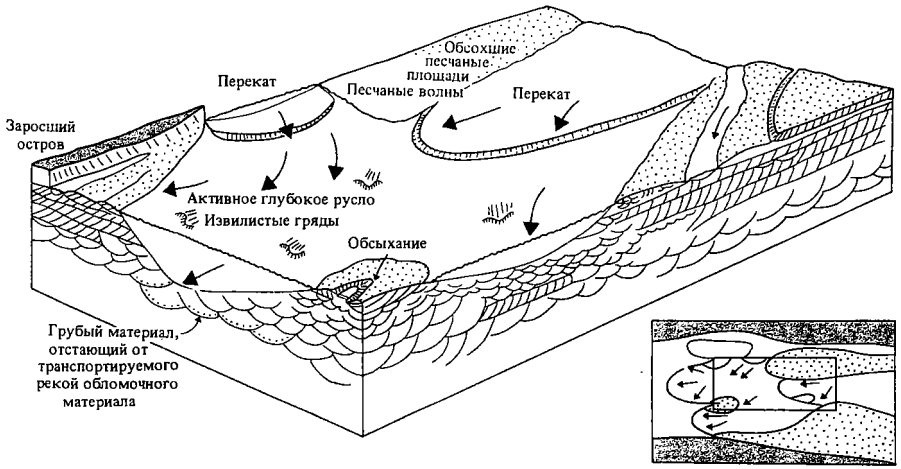
15в. Фации современного равнинного аллювия. За простым делением аллювиальных долин на слабоизвилистые (ветвящиеся) русла, меандрирующие русла и поймы скрывается большое разнообразие типов фаций. Рассмотрим многочисленные примеры, иллюстрирующие это разнообразие.

Река Донджек, приток Юкона [867], имеет ветвящееся русло, галечный аллювий и ледниковое питание. Наблюдается иерархия русел (рис. 15.9), образующихся в результате миграций и заполнения брошенных русел тонкими осадками. В активной части ветвящегося русла отсутствует растительность и наблюдаются продольные донные формы, сложенные грубым материалом, и поперечные грядовые донные формы, образованные песками. Более высокие старые русла полностью или частично заросли; постоянный поток с замедленной скоростью отмечается только в основных руслах. На этих уровнях идет процесс вертикального заполнения, следующий за половодьем. Детальную фациальную модель грубообломочных аллювиальных отложений недавно предложил Блак [90].

Ветвящиеся русла с песчаным аллювием характерны для рек Южного Саскачевана [141], реки Платт [770] и Брахмапутры [160]. Большие площади песков, отложившихся на мелководье, в первых двух случаях образовались в расширениях русла перед перекатами. На перекатах формируются мощные серии с параллельной слоистостью, которые заметно отклоняются от главного направления потока, идущего по руслу. Главные рукава обходят эти песчаные площади. В них возникают ряды с извилистой линией гребня, за счет которых образуются перекрестно-косослоистые отложения на нижних уровнях аллювиального разреза. Вертикальная фациальная последовательность может быть связана с образованием песчаных площадей или с русловыми процессами (рис. 15.10).

Ветвящееся русло Брахмапутры характеризуется частыми и быстрыми миграциями русла на расстояние до 1 км·год$^{-1}$ (рис. 15.11). Наиболее существенные переформирования происходят во время спада паводка, когда осадки отлагаются на грядах в русле, обусловливая изменение направления потока в данной точке и миграцию

Рис. 15.10. Обобщенная схема фаций, образующихся при русловом процессе на реке Саскачеван, Канада. Вертикальные разрезы образовались в процессе развития песчаных площадей и отступания русел. Среди фаций преобладают перекрестно-косослоистые серии, образовавшиеся при движении гряд с извилистыми гребнями, и параллельно-косослоистые серии, сформировавшиеся за счет перекатов и «песчаных волн» [141]. Обратите внимание на разнообразие последовательности смены литологических типов в разрезе внутри погребенной толщи песков.



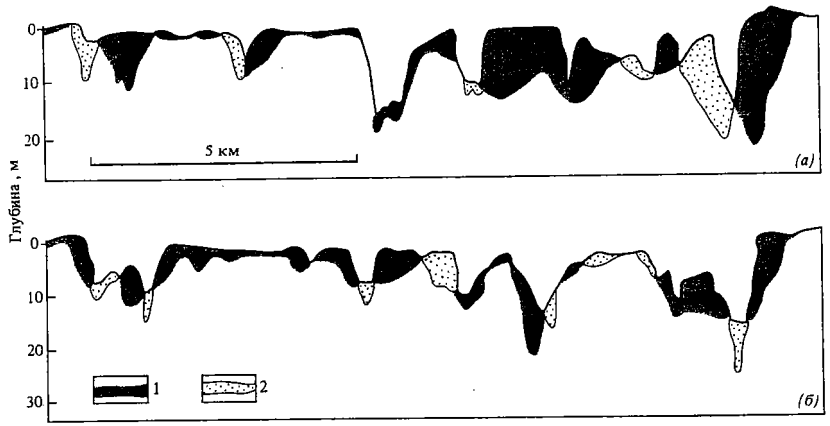


Рис. 15.11. Сопоставление четырех разрезов через две протоки реки Брахмапутра с перерывом в 11 (*а*) и 21 (*б*) месяц. Обратите внимание на преобладание эрозии. *1* – суммарная эрозия; *6* – суммарная аккумуляция [160].

тальвега. На стадии подъема паводка наблюдается постепенный рост донных форм от маленьких гряд (0,3–1,5 м высотой) до огромных перекатов (высотой до 13 м) с наложенными грядами (рис. 15.12). Быстрые перемещения стержневой ложбины в таких ветвящихся руслах могут обусловить сложную картину вертикальной смены фациальных типов отложений. В этих осадках должны преобладать гигантские серии слабонаклоненной косой слоистости (связанные со смещением перекатов) и ныряющие косые серии (связанные с перемещением гряд по поверхности перекатов в их нижней по течению части). В то же время быстрые боковые перемещения русла не дают сохраниться в большом количестве отложениям надпойменных водоемов с проксимальными русловыми валами и пойменными понижениями.

Последовательное «прочесывание» аллювиальной равнины и дельты ветвящимися потоками хорошо иллюстрируется на примере реки Коси в Индии (рис. 15.13) [309].

Детальные исследования были проведены на меандрирующих реках, характеризующихся преобладанием песчаных и смешанных песчано-галечных наносов (реки Эндрик [88], Уобаш [416], Саут-Эск [120, 121] и Конгари [505]). В каждой из этих меандрирующих рек классические разрезы, характеризующиеся уменьшением крупности осадков снизу вверх (рис. 15.3), которые обусловлены процессом бокового наращивания кос, формируются *только* в нижней части излучины, где полностью развита система циркуляционных течений (рис. 15.14 и 15.15). Был установлен тот важный факт, что разрезы, в которых осадки по направлению вверх становятся более грубыми, чаще всего формируются в верхней части кос, где циркуляционное течение возникает на изгибе потока (рис. 15.15). Такие разрезы с более грубыми осадками в верхней части имеют мало возможностей перейти в ископаемое состояние, так как при смещении меандр преобладают боковое смещение, сползание и повороты излучин (рис. 15.16), в результате чего в составе кос сохраняется лишь небольшая по объему часть фаций, в верхах разреза которых преобладают грубые осадки. В пределах петли меандры наиболее типичны промежуточные циклы косовых песков, для которых характерна постоянная крупность зерен примерно на 60% мощности разреза. По поверхности кос перемещаются извилистые гряды, песчаные волны и поперечные валы (термины взяты из работы [416]), обусловливая преобладание крупной перекрестной косой слоистости, наблюдаемой в траншеях, заложенных на поверхности кос (рис. 15.15). Во многих случаях распластывание потока в нижних по течению частях излучин во время паводка приводит к формированию прирусловых валов (фото 5), которые, перемещаясь внутрь косы и против ее уклона, приводят к образованию серии параллельной косой слоистости [416]. Постоянное причленение таких валов обусловливает рельеф поверхности меандровых излучин, представленный чередованием валов и понижений. Настоящие явления отрыва потока в нижних по течению частях меандры отмечаются в небольших речных руслах (см., однако, работу [602]), а лучше всего видны в эрозионных ложбинах приливно-отливных равнин (гл. 21). Наблюдения в траншеях, прорезавших некоторые косы реки Миссисипи, выявили хорошо развитую косую слоистость, ориентированную против течения потока, которая, очевидно, является результатом работы завихрений отрыва, направленных против основного течения. Течение может начаться на верхней поверхности косы во время максимального уровня паводка и обусловливать развитие *отмелей быстротока* в нижней по течению части русел с быстрым течением.

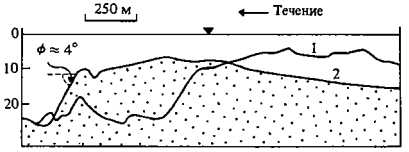


Рис. 15.12. Повторные батиметрические профили переката на реке Брахмапутра. Высота донной формы более 15 м. Замеры через 24 часа. Мелкие гряды, наложенные на склоны, не показаны. Обратите внимание на малый уклон нижнего по течению склона переката, который говорит, что внутри его тела преобладают ныряющие серии мелкой косой слоистости, образовавшиеся при смещении мелких гряд по нижнему (по течению) склону переката [160].

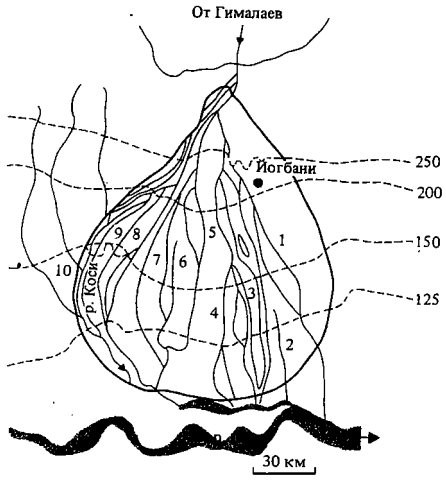


Рис. 15.13. Дельта реки Коси, шт. Бихар, Индия. Цифры 1–10 указывают в хронологической последовательности на положение русла с 1730 г. до настоящего времени. Обратите внимание на систематическое смещение русел с востока на запад и «прочесывание» ими поверхности дельты [309].

Как отмечалось выше, для формирования стратиграфического разреза современного аллювия решающее значение имели плейстоценовые колебания уровня моря и климатические изменения. Так, голоценовые разрезы аллювия, вскрытые на реке Миссисипи, позволили проследить общую тенденцию к уменьшению крупности зерна осадков вверх по разрезу и переход от аллювиальных отложений ветвящегося русла, представленных песками и галечниками, к относительно тонким осадкам пояса меандрирования и поймы (рис. 15.17). Эти вертикальные изменения обусловлены подъемом уровня моря, вызванным отступанием и постепенным исчезновением покровов материкового льда и поступлением более грубых осадков.

В заключение рассмотрим кратко

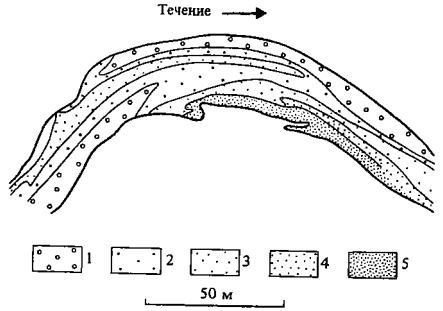


Рис. 15.14. Распределение размеров зерен вдоль меандры на реке Саут-Эск в Шотландии. На косе внутреннего берега видно уменьшение крупности обломков по изгибу косы вниз по течению и увеличение крупности против течения. *1* – гравий; *2* – очень крупный песок; *3* – крупнозернистый песок; *4* – среднезернистый песок; *5* – тонкозернистый песок [120].

главные факторы, контролирующие строение и стратиграфию аллювия. Относительная насыщенность разреза русловыми песчаными осадками и их взаимосвязь друг с другом будут зависеть от:

а) частоты миграций и перемен русла;

б) скорости аккумуляции пойменных осадков, которая уравновешивает тектонические опускания;

в) отношения ширины пояса русловых блужданий к ширине поймы.

Моделирование поведения русла на ЭВМ [122], при котором были введены соответствующие поправки на уплотнение осадков и тектонические движения, позволяет преодолеть некоторые трудности, связанные с четвертичными колебаниями уровня океана и климатическими осцилляциями, упоминавшимися выше. Аллювиальный разрез, полученный с помощью этой методики, может служить неплохим подспорьем при интерпретации погребенного аллювия на нефтяных месторождениях, где пористые и проницаемые русловые отложения заключены в «основную массу» непроницаемых тонкозернистых осадков пойменного происхождения.

15г. Древние фации аллювиальных равнин. Первым этапом исследования является выделение древнего аллювия и его разделение на русловые и пойменные фации. Для того чтобы выяснить различия между русловым аллювием меандрирующих и ветвящихся русел, необходимо располагать рядом критериев; этот процесс сильно облегчают хорошие, желательно трехмерные обнажения.

В береговых обрывах формации Скалби в Йоркшире, Англия [600, 601], в качестве

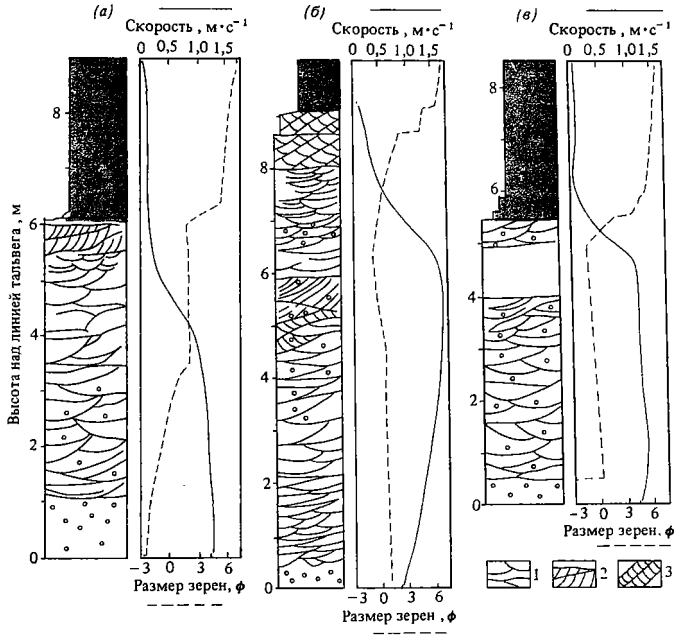


Рис. 15.15. Колонки, обобщающие вертикальные разрезы по данным выработок. *а* – зона полностью развитого потока. Обратите внимание на снижение скорости вверх по разрезу; *б* – область переходного потока (слабое увеличение крупности); *в* – зона промежуточного потока. Река Уобаш, США. *1* – перекрестная косая слоистость; *2* – однонаправленная косая слоистость; *3* – мелкая косая слоистость [416]. См. также рис. 15.16 и фото 5.

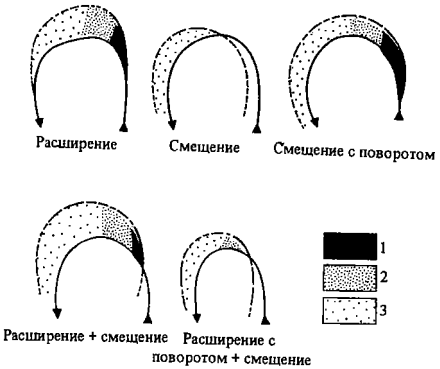
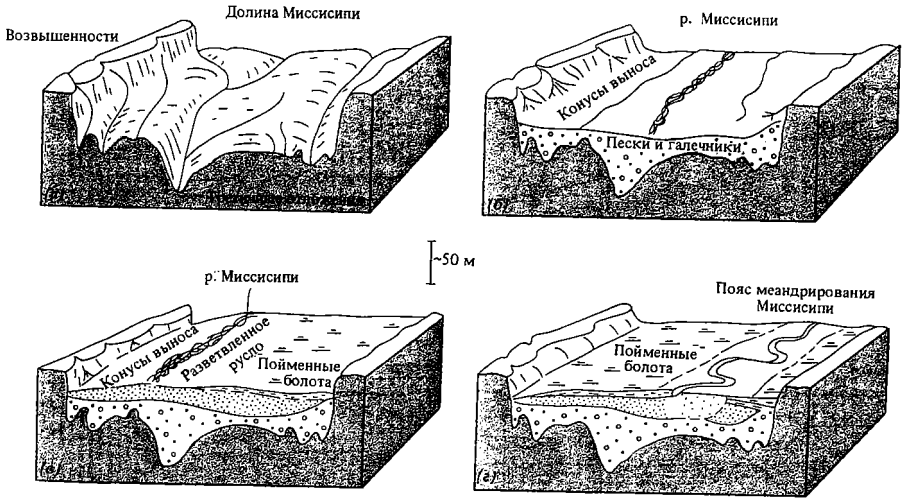


Рис. 15.16. Идеализированная схема условий сохранения фаций осадконакопления при миграции умеренно изогнутых петель меандр (см. также рис. 15.15). *1* – переходные фации; *2* – промежуточные фации; *3* – полностью развитые фации [416].

Рис. 15.17. Блок-диаграмма, иллюстрирующая позднеплейстоценовую и новейшую историю реки Миссисипи. *а* – позднеплейстоценовое врезание до отметки −130 от уровня моря. Река имеет разветвленное русло, гравийные наносы, сток в Мексиканский залив и высокие берега долины; *б* – расширение долины в голоцене. Отметка русла −30 м; *в* – голоценовое расширение русла при отметке −6 м; *г* – современное меандрирующее русло реки Миссисипи. Пески, алевриты и глины. Обратите внимание на уменьшение размеров зерен вверх по разрезу [261].



отложений ветвящихся русел, вероятно аналогичных некоторым разновидностям отложений русла реки Брахмапутра, рассматривается базальный пласт песчаников, имеющий региональное развитие. В нем отмечаются крупные серии перекрестной слоистости мощностью до 8 м. Эти отложения перекрыты прекрасно сохранившимися отложениями пояса меандрирования, в которых видны взаимно переслаивающиеся осадки излучин меандр (рис. 15.18). В пределах отдельных серий аллювиального вертикального наслаивания присутствуют многочисленные тонкие алевритистые аргиллиты. В этих горизонтах часты следы биотурбаций и деформации, характерные для разуплотненных осадков. Осадки пояса меандрирования перекрыты 40-метровой толщей пойменных отложений с единичными прослоями русловых осадков, в основном образовавшихся в условиях меандрирования русла, с прослоями бокового наслаивания.

Отложения бокового наслаивания, такие, как на рис. 15.18, априорно служат доказательством осадконакопления на косах. Хотя они, конечно, отражают периодическое поступление порций осадков на поверхность косы (см. также гл. 21), их генезис все же точно не установлен [417]. Примеры, наблюдавшиеся на реке Эндрик [88], встречаются только в тонких отложениях косы. Хорошим их аналогом в древних отложе-

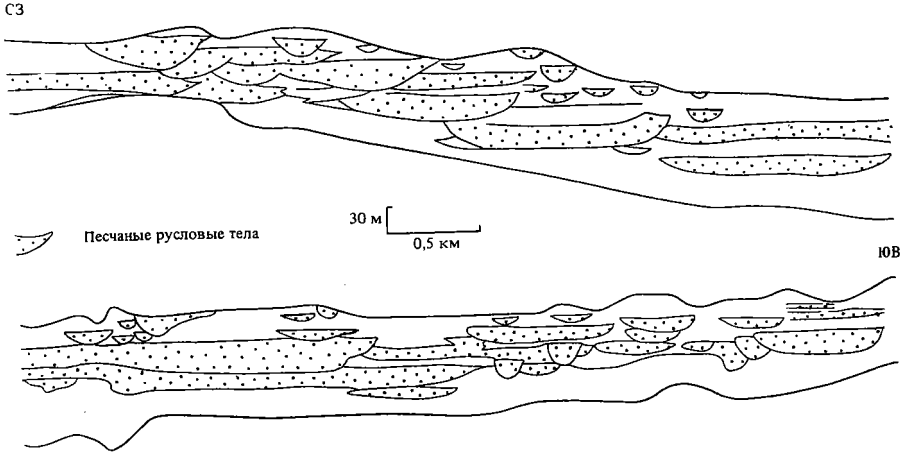


Рис. 15.18. Фотография раскопанных отложений юрской меандры. Переслаивание песчаников и аргиллитов. Обнажение на побережье к северу от Скарборо, Англия. Течение слева направо, что определяется по косой слойчатости в прослоях песчаника. Фигура человека в кружке помещена для масштаба [600, 601].

ниях являются песчаники кос в третичных толщах Пиренеев [652]. Для определения генезиса отложений бокового наслаивания необходима хорошая обнаженность. Поэтому в условиях слабой обнаженности отсутствие отложений такого происхождения *не должно* служить аргументом в пользу отрицания происхождения песчаников в условиях меандрирующих русел.

В противоположность описанному выше поясу меандрирования формация Моррисон в шт. Нью-Мексико представляет собой регионально развитый пласт песчаника. Пачка Уэстуотер-Каньон [139] включает пласт песчаника, простирающийся более чем на 100 км в направлении, перпендикулярном палеотечению. Средняя мощность пласта около 60 м (рис. 15.19). Песчаные тела состоят из слившихся систем флювиальных русел, в свою очередь образованных отложениями русел меньшего масштаба. Системы русел достигают в среднем ширины 11 км и мощности 15 м. Осадки отдельных русел имеют в среднем 180 м в ширину, а мощность их равна 4 м. Вертикальный разрез через эту пачку, взятый в любой точке, содержит более 90% песчаников. Это указывает на взаимную связь разных песчаных тел руслового происхождения и позволяет с большой долей вероятности пред-

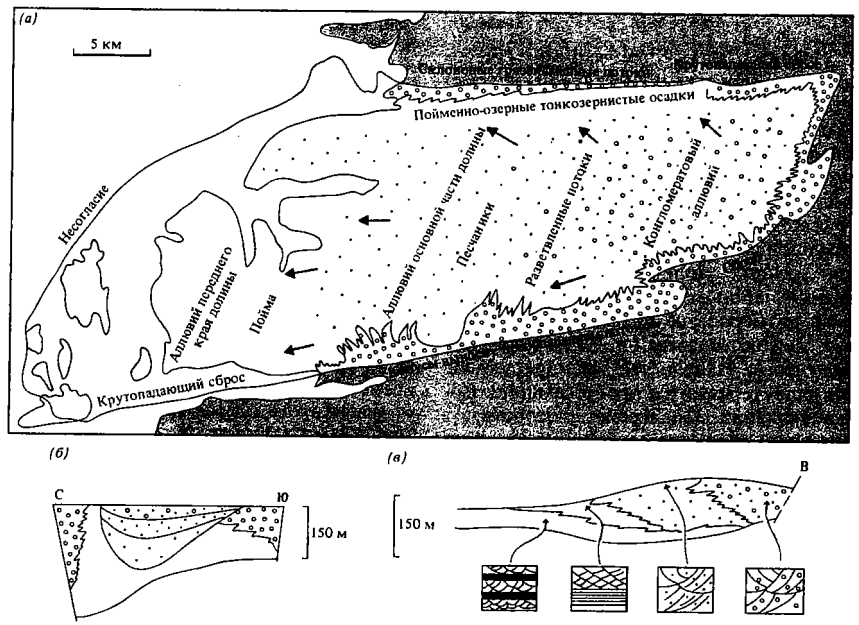
Рис. 15.19. Схематический разрез (перпендикулярно палеотечениям) меловых отложений пачки Уэстуотер-Каньон, показывающий многоярусность и трансгрессивное залегание пластов песчаников, образовавшихся, как предполагают, в оставленных рекой руслах, отличавшихся незначительной извилистостью. Каждое русловое песчаное тело представляет собой отложения пояса русел, состоящие из индивидуальных прирусловых отмелей [139].



положить, что они отлагались в условиях отчленявшихся русел и рукавов реки с ветвящимся типом русла, которые часто перемещались в боковом направлении в пределах пояса руслового ветвления.

Обратимся теперь к анализу флювиальных разрезов в масштабах целого бассейна, уделяя особое внимание изменению типов аллювиальных фаций, связанных с уменьшением уклонов и с условиями аккумуляции. Может быть, наиболее яркий пример ископаемого крупного аллювиального конуса выноса, частью аналогичного дельте реки Коси, представляют собой отложения, выполняющие девонский бассейн Хорнелен в Западной Норвегии [786, 788]. В этой небольшой (~ 2000 км^2) позднеорогенной впадине (рис. 15.20) располагается потрясающий воображение 25-километровый разрез хорошо обнаженных аллювиальных фаций. Впадина интенсивно заполнялась в продольном направлении благодаря повторяющемуся продвижению вглубь полого наклоненных конусов выноса в соответствии с периодическими движениями по разломам фундамента. По окраинам бассейн оторочен грубообломочным комплексом отложений многочисленных малых конусов выноса (рис. 15.20). Вся выполняющая бассейн толща поразительно четко организована, распадаясь на 200 циклов, прослеживаемых по всей территории бассейна. Их строение характеризуется возрастанием роли грубообломочных отложений вверх по разрезу, мощность составляет 100–200 м (рис. 15.20). В пределах цикла отмечаются латеральные изменения: вниз по течению происходит смена ветвящихся русел с галечным аллювием ветвящимися руслами с песчаными осадками, а затем тонкозернистыми тонкими пластами паводкового

Рис. 15.20. Карта и разрезы девонского бассейна Хорнелен в Норвегии, показывающие характер аллювиальных равнин и дельт с малыми уклонами. Видны окаймляющие конусы выноса, изменения размера зерен и осадочных текстур по течению. Рис. 15.20, *б* и *в* относятся к одному из циклов продвижения дельты, которых насчитывается много. Обратите внимание на увеличение размера зерен в мегаразрезах, образовавшихся в результате наступания дельты [788].



и озерного происхождения (рис. 15.20). Бассейн, очевидно, представлял собой внутреннюю впадину, в которую со склонов стекали реки. Такие обстановки можно отнести к типу обводненных конусов выноса (гл. 14), хотя, может быть, более правильным является термин «*терминально-речной конус выноса*», предложенный Френдом [281] и позволяющий избежать путаницы с обычными конусами выноса, описанными ранее. Другой пример приведен в работе [282]; в ней описаны девонские отложения Шпицбергена. Проделав сложный анализ отложений бассейна, основанный на полевых исследованиях в течение целого десятилетия, авторы выделили три речные системы, которые несли свои воды на север, в пределы области глинистых равнин. Реки восточной системы – крупные, с направлением течения на север и северо-северо-запад, мало извилистые, с ветвящимися руслами, в аллювии которых присутствовало большое количество обломочного полевого шпата. Реки западной системы, которые текли на восток, были небольшими, меандрировали и несли мало полевого шпата. Центральная система имела северное направление стока, но в остальном была сходна с западной.

15д. Выводы. Реки – естественные пути, по которым обломочный материал перемещается из зон выветривания в море. Аллювиальные фации, характеризующиеся накоплением осадков, имеют хорошие шансы на переход в ископаемое состояние как в пределах внутриматериковых грабенов, так и на погружающихся прибрежных равнинах, окаймляющих открытый океан. Русловые фации речных долин включают разнообразный набор отложений галечной и песчаной размерности, транспортировка которых осуществляется в виде движения донных форм. Извилистые меандрирующие русла характеризуются процессами бокового наслаивания. Последние способствуют накоплению отложений, у которых вверх по разрезу наблюдается либо утонение, либо погрубение материала; они залегают на базальных поверхностях размыва. Слабоизвилистые ветвящиеся русла отличаются преобладанием процессов бокового, вертикального и продольного накопления материала на косах, прирусловых валах и осередках, результатом которых является широкий набор вертикальных ассоциаций отложений. Процессы, идущие за пределами русла, характеризуются преобладанием верикального наслаивания осадков, приносимых паводковыми водами, проникающими за пределы русла либо при переливании через береговые бровки, либо по ложбинам прорыва. Отложившиеся пойменные осадки подвергаются действию почвенных процессов. Вертикальная смена аллювиальных отложений обусловлена блужданиями русел и их сменой в сочетании с эпейрогеническими опусканиями или выдвижением аллювиальных конусов выноса.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Геоморфологические аспекты изучения речных долин рассмотрены в работах [503, 725, 317]. Работа Аллена [9] представляет собой очень важное, хотя и не совсем новое, обобщение данных об осадочных процессах в реках и о механизмах, которые ведут к образованию вертикального разреза отложений аллювиальных фаций. Майолл [566] дал хорошую сводку смены отложений и текстур в разных типах ветвящихся русел. Изданный под его редакцией сборник [567] – незаменимый, самый современный труд с великолепным набором нужных статей, в том числе с историческим обзором. Полезную сводку причин и результатов меандрирования см. в работе [135].

Приложение 15.1

Поток в речных излучинах. Циркуляционная система течений

При движении воды в излучинах на каждый ее объем действует центробежная сила, стремящаяся отбросить его к внешней, вогнутой стороне меандры. У поверхности центробежная сила равна wu^2/gr, где w – вес воды; u – скорость у поверхности воды; r – радиус дуги берега, измеряемый от данной точки к периферии. Заметим, что центробежная сила возрастает пропорционально увеличению глубины воды в точке и квадрату скорости, но убывает пропорционально увеличению радиуса дуги.

Поверхность воды под действием центробежной силы перекашивается, причем с уклоном в поперечном направлении от внешнего берега к внутреннему. Уклон dy/dz направлен перпендикулярно результирующей центробежной силе

и силе тяжести, следовательно,

$$\frac{dy}{dz} = \frac{wu^2/gr}{w},$$

или

$$g\,dz = u^2\,dr/r.$$

После интегрирования, приняв, что приращение высоты поверхности у внутреннего выпуклого берега равно нулю, получим

$$y = \frac{u^2}{g}\log_e\frac{r_2}{r},$$

или

$$y = 2{,}3\frac{u^2}{g}\log_{10}\frac{r_2}{r},$$

где r_1 – радиус внутреннего берега; r_2 – радиус внешнего берега. Таким образом, небольшое превышение водной поверхности на излучине имеет максимум на внешней ее части.

Для достижения равновесия в пределах излучины центробежная сила, действующая вовне, должна быть уравновешена внутренней силой, которую обеспечивает разница в гидростатическом давлении, обусловленная поперечным уклоном водной поверхности. Возникает *спиральная*, или *циркуляционная, система течений* (рис. 15.3), обязанная своим возникновением разности между двумя силами на глубине. Следовательно, дополнительное давление, обусловленное действием центробежной силы, постепенно снижается от поверхности реки к ее дну, где уменьшается скорость в граничном слое. Это приводит к избытку гидростатического давления, под действием которого частицы воды вынуждены перемещаться внутрь на нижние уровни. Для компенсации этого на верхних уровнях вода движется в сторону внешнего края. Так возникает спиральная система течений.

Основы этой теории были впервые предложены Дж. Томсоном. Приведенный здесь вывод уравнений заимствован из работы Лелявского [501].

Приложение 15.2

Палеогидравлика

Выше в этой главе уже говорилось, что форма и размеры русла взаимосвязаны таким образом, чтобы обеспечить наиболее эффективное перемещение по руслу жидкого стока и осадков. Эмпирические формулы (15.6) и (15.7) иногда можно использовать для определения размеров русла и расхода воды в палеореках.

В простейшем случае можно подставить в уравнение (15.1) мощность осадка, заполняющего излучину, и получить ряд значений длины (расстояние между крыльями меандры). Подставив эти значения в уравнение (15.2), мы получим ряд вероятных значений величины среднегодового стока.

Подобным же образом можно использовать мощность отложений бокового напластования, приняв ее равной глубине русла, измеренной от бровки до тальвега, а ширину этих отложений считать равной $^2/_3$ ширины русла (от бровки до бровки).

Более сложного подхода требует оценка средних содержаний алеврита и глины в пределах контура берегов русла и в русловых осадках, а затем подстановка этих значений в уравнения (15.6) и (15.7).

Обзор этих методов и объективная оценка их применимости для реконструкции гидравлики палеорек приведены в работах [723, 490, 246, 118]. Выдающийся пример применения палеогидравлики к древним отложениям дал Бейкер [50, 51].

16

Озера

16а. Введение. На поверхности суши встречается поразительное разнообразие озер, начиная от больших, глубоких и длительное время существующих пресноводных (таких, как североамериканские Великие озера, глубокие озера рифтовой долины Восточной Африки) и кончая эфемерными озерами, подобными тем, что расположены в западной части США и центральном Иране. Существует множество типов озер, и к основным из них относятся глубокие пресноводные и глубокие соленые озера (например, Мертвое море), мелкие пресноводные (например, озеро Чад) и мелкие соленые. На

динамику озерных вод оказывают воздействие следующие факторы (табл. 16.1): а) климат, от изменения которого зависит химия вод, флуктуации береговой линии, органическая продуктивность и температура воды; б) глубина озера, определяющая стратификацию в нем воды и интенсивность течений; в) состав и количество обломочного и растворенного вещества, поступающего из водосборного бассейна. Многие из наиболее крупных озер Земли расположены в рифтовых долинах (Восточная Африка, Байкал, Мертвое море), где активное опускание кристаллического фундамента способствует формированию глубоководных и неподвижных водных масс. Озерные отложения подобных прогибающихся регионов, как правило, очень хорошо сохраняются.

16б. Физические и химические процессы. Движение вод в озерах полностью определяется ветровым волнением и течениями и дополнительно сезонным плотностным перемешиванием (конвекцией). Даже самые большие озера слишком малы для развития в них приливных колебаний, и в то же время ветровые волны способны полностью перемешивать приповерхностные слои воды, а в мелководных озерах порождать прибрежные волновые течения [178]. Динамика волн в озере зависит от величины разгона ветра. Наблюдения показывают, что ветры постоянного направления вызывают перекос поверхности воды, так что уровень с подветренной стороны озера оказывается выше, чем с наветренной. Можно показать [178], что статическое равновесие достигается, когда ветровое давление уравновешивается градиентом уровня, имеющим величину u_*/gh, где u_* – динамическая скорость ветра и h – глубина. Вот почему данный эффект проявляется слабее в глубоких озерах. Уклон поверхности колеблется от 10^{-7} (или 1 см на 100 км) до 10^{-6} (10 см на 100 км). И хотя эти величины малы, однако резкое усиление или затухание ветра приводит к колебаниям уровня воды, известным под названием сейш. Сейши способствуют перемешиванию поверхностных вод, а также смещают положение линии разрушения волн вблизи берега. В озерах вытянутой формы наблюдаются вихревые течения умеренной скорости (до 30 см·с$^{-1}$). Такие течения вызваны действием ветра, локализованы в узкой прибрежной полосе (рис. 16.1) и сопровождаются медленными придонными компенсационными движениями воды (< 3 см·с$^{-1}$). Подобные течения способны перемещать по дну мелкопесчаный и илистый материал и, несомненно, ответственны за полное перемешивание поступающего в озеро взвешенного материала.

Таблица 16.1. Физические процессы, определяющие динамику озерных вод [761]

Физический агент	Ветер	Река	Солнечное тепло	Поверхностное давление*	Гравитация*
Воздействие	Ориентировка, размер, форма и глубина озера, рельеф прилегающей территории, сила Кориолиса, продолжительность	Речной расход, форма озер, температура воды, концентрация осадков, сила Кориолиса	Широта, высота местности, глубина озера	Размер озера	
Механизм	Напряжение сдвига	Воздействие речной струи	Плотностные эффекты	Градиент давления	Притяжение
Ответная реакция	Волны, циркуляция, апвеллинг, прибрежные течения, сейши	Шлейфы речных отложений, плотностные течения	Перемешивание, стратификация, конвекция, внутренние волны, ледяной покров	Сейши	Приливы

* Незначительный эффект во всех озерах, но заметный в очень крупных озерах.

Во многих озерах умеренного климата хорошо выражена *температурная стратификация*, когда относительно теплый верхний слой воды отделен *термоклином* от более глубоких холодных вод. Весной вся водная толща не особенно глубоких озер имеет температуру около 4°С. Верхние слои постепенно прогреваются солнцем и перемешиваются с нижележащими слоями благодаря действию ветра. По мере продолжения нагрева положительная плавучесть поверхностных вод увеличивается и, наконец, становится достаточной для полного прекращения ветрового перемешивания. В результате теплые воды остаются наверху, будучи отделенными от глубинных холодных вод термоклином, или слоем скачка температуры. Таким образом, большая часть тепловой энергии поглощается поверхностным слоем, или *эпилимнионом*. Этот процесс продолжается до тех пор, пока осенью охлаждение с поверхности не приведет к плотностной инверсии и полному перемешиванию (за счет конвекции) эпилимниона с глубинным *гиполимнионом*. Весеннее таяние льда влечет за собой массовое опускание холодной воды с поверхности (весенняя конвекция), и цикл повторяется. В глубоких тропических озерах стратификация водной толщи в эпилимнионе и гиполимнионе по сезонам не меняется.

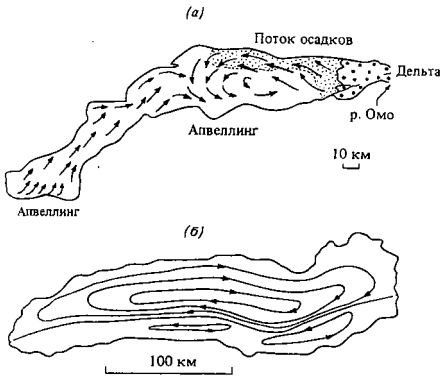


Рис. 16.1. *а* – главные поверхностные течения озера Рудольф. Показан поток осадков, поступающий из реки Омо. Течения вызваны притоком речных вод и действием юго-восточных ветров [886]; *б* – поверхностные течения на озере Онтарио, вызываемые ветром [660].

Поступление в озеро несущих осадочный материал речных вод ведет к образованию плотностных течений (рис. 16.2). В озерах, стратифицированных по температуре, таких, как озеро Бриенз в Швейцарии, плотность речного потока может оказаться

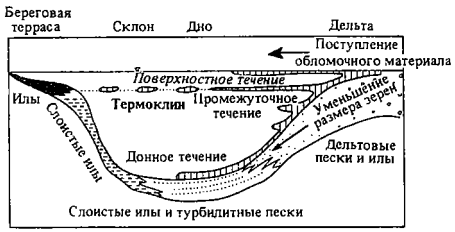


Рис. 16.2. Схематическая модель кластической седиментации в стратифицированном по температуре вод озере при поступлении осадков из дельты [800].

больше плотности воды в эпилимнионе, но меньше, чем в гиполимнионе. В таком случае плотностное течение движется вдоль термоклина как *промежуточный поток* (рис. 16.2) [800]. Таким образом, поток с высокой концентрацией взвешенного материала оказывается локализованным в определенном слое и в дальнейшем разносится по всему озеру за счет ветровой циркуляции. Если же плотность воды втекающей в озеро реки больше, чем плотность в гиполимнионе, то ее струи перемещаются вблизи дна. Эти придонные потоки обогащают гиполимнион кислородом и тем самым препятствуют застою воды в глубоководных озерных впадинах.

Химический состав озерной воды в значительной мере зависит от состава растворов, поступающих из водосборного бассейна, а также от интенсивности испарения. Данные по химии озер умеренных широт (таких, как Цюрихское озеро) показывают, что зимой воды на поверхности слегка перенасыщены [436]. Вследствие весенней конвекции перенасыщение уменьшается, так как недонасыщенные придонные воды поднимаются к поверхности, и вся толща становится однородной. Максимальное пере-

насыщение наблюдается летом. Оно возникает из-за поглощения CO_2 цветущим фитопланктоном и сопровождается незначительным осаждением низкомагнезиального кальцита (рис. 16.3).

По определению озеро называется *соленым*, если содержание растворенного вещества в нем превышает 5000 млн$^{-1}$ [343]. Образование соленых озер чаще всего происходит в замкнутых котловинах, ограниченных тектоническими разломами и обрамленных высокими горами. Здесь при сильном дефиците атмосферных осадков накапливается стекающая с гор вода. Кластический материал осаждается в конусах выноса и дельтах, а в само озеро попадает лишь растворенное вещество из рек и грунтовых вод. Вследствие испарения на поверхности соленого озера (*плайи*) образуется эвапоритовая корка, и поступление растворенного материала может происходить преимущественно с грунтовыми водами. Концентрические структуры, сформированные при периодических колебаниях уровня озера, обычно хорошо заметны на местности (рис. 16.4), а состав выпавшего в осадок материала зависит от характера выветривания на прилегающей территории.

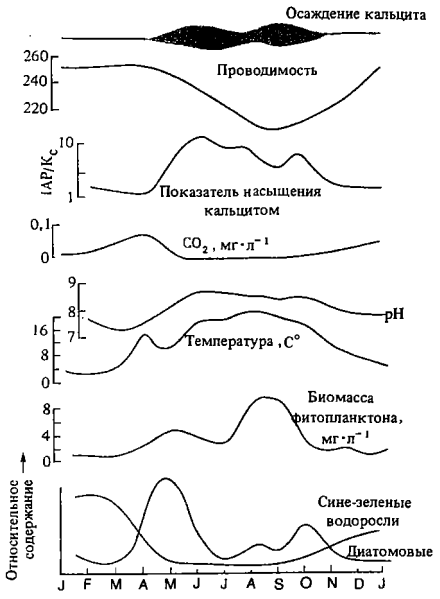


Рис. 16.3. Корреляция между различными характеристиками эпилимниона по сезонам (Цюрихское озеро, Швейцария) [436].

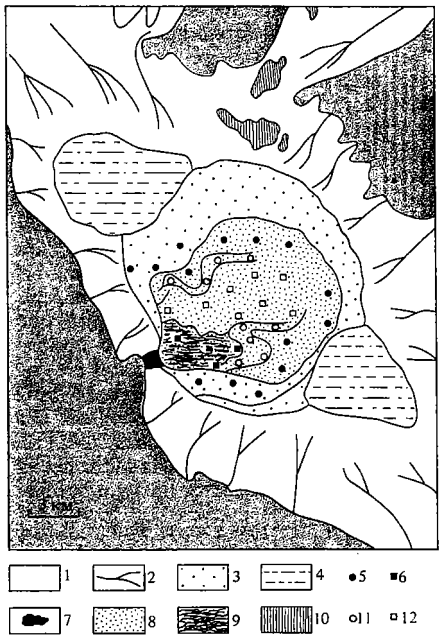


Рис. 16.4. Карта фаций и эвапоритовых минералов в плайе Салин-Вэлли в Калифорнии. Видны почти концентрические границы зон различных солей. *1* – коренное ложе; *2* – аллювиальный конус выноса; *3* – поле песков; *4* – дюны; *5* – гипс; *6* – галит; *7* – болото, образованное весенним разливом; *8* – засоленная илистая поверхность; *9* – соляная впадина; *10* – «весенний» травертин; *11* – гипс/глауберит; *12* – глауберит/галит [339, 343].

В глубокие длительное время существующие соленые озера (типа Мертвого моря) [605] в значительном количестве поступает речная вода, приток которой уравновешивается испарением. Правда, большая часть растворенного вещества приносится не рекой (в случае Мертвого моря это река Иордан), а небольшими водотоками, берущими начало в разбросанных поблизости соляных источниках. Воды Мертвого моря имеют чрезвычайно высокую соленость (> 300 000 млн$^{-1}$), необычный Na-Mg-(Ca)-Cl-состав, а также низкое содержание сульфатов и бикарбонатов. Из-за различия солености по вертикали это глубокое (~ 300 м) озеро стратифицировано по плотности. Из поверхностных слоев озера осаждаются арагонит и гипс. Что касается осаждения галита, то сейчас оно не происходит, но приблизительно 1500 лет назад оно, по всей видимости, имело место в глубоководной части озера, когда отношение испарения воды к величине ее поступления было достаточным для пересыщения раствора. (Недавние исследования [604] показывают, что вода Мертвого моря хорошо перемешана и что крупнокристаллический галит, арагонит и гипс осаждаются и сохраняются на его дне.)

16в. Современные озерные фации. Фации стратифицированных по температуре озер умеренных широт можно проиллюстрировать на примере отложений озера Бриенц, расположенного в Швейцарских Альпах, вытянутого на 14 км и достигающего глубины 261 м. В озере идет отложение исключительно обломочного материала, который поставляется реками, впадающими в озеро с противоположных концов. Выше уже говорилось о том, что речные осадки, попадая в озеро с сезонной стратификацией, разносятся и осаждаются при помощи поверхностных, промежуточных или донных течений в зависимости от соотношения плотностей речных и озерных вод. Высокоплотностные турбулентные потоки большой мутности образуют донные течения и формируют мощные ($\lesssim$1,5 м) градационные песчаные отложения. Образование таких отложений случается 1–2 раза в столетие при катастрофических паводках. Речные потоки небольшой мутности, которые ежегодно во время ординарных паводков втекают в озеро, также дают начало донным течениям. Однако в этих случаях осаждающийся песчаный материал имеет мощность порядка 1 см и слабо дифференцирован по вертикали. Тонкий материал транспортируется промежуточными и поверхностными течениями и вследствие общей циркуляции разносится по всему бассейну. Постепенно на протяжении лета он осаждается, порождая «летнюю» часть набора варв, или ленточных глин. «Зимний» прослой образуется осенью, когда начинается конвекция, а вместе с ней осаждение тонких частиц, задержанных ранее на термоклине. Турбидиты, имеющие градационную слоистость, включают в себя тонкие темные слои, схожие с «летними» прослоями ленточных глин. Таким образом, турбидиты и «летние» прослои имеют общий источник, однако поступают на дно неодновременно и различными путями. Светлый «зимний» прослой характеризуется одинаковой по всему озеру толщиной и формируется, когда вода в озере полностью перемешана.

В противоположность озеру Бриенц, в котором идет накопление только обломочного материала, в Цюрихском озере (Швейцария) наблюдается осаждение главным образом биогенного и хемогенного материала. Причины столь резкого различия заключаются в том, что в начале нынешнего столетия реки, впадающие в Цюрихское озеро, были перекрыты плотинами, которые резко снизили величину твердого стока. В настоящее время осадкообразование в озере идет в соответствии с сезонными биологическим и химическим циклами (рис. 16.3 и 16.5). Слоистые отложения накапливаются на дне озерной котловины (глубина более 50 м), тогда как накоплению материала на ее склонах препятствует медленное оползание. Можно провести близкую аналогию между известковыми ленточными отложениями Цюрихского озера и неогеновым мелом озерного происхождения, обнаруженным при глубоководном бурении в Красном море (см. работу [436]), а также гл. 26).

Ленточноподобные отложения озера Туркана в Кении содержат очень мало органического вещества благодаря поступлению большого количества обломочного материала из реки Омо (рис. 16.1) и тому факту, что это относительно мелководное озеро (средняя глубина 35 м) хорошо перемешано, насыщено кислородом и в нем отсутствует стратификация [886]. Тонкодисперсные донные илы содержат в большом количестве монтмориллонит, и это наводит на мысль о развитии новообразований в богатых Mg иловых водах. Озеро Туркана с его преимущественно кластическими осадками может быть противопоставлено многим другим озерам Восточно-Африканской рифтовой системы, в которых преобладает органическая и химическая седиментация.

Обломки диатомовых водорослей в этих озерах составляют основную массу донных отложений. Характерным для этих озер является осаждение кальцита, доломита и сидерита. Последний может осаждаться только при величине отношения Ca : Fe меньше 20, как в озере Киву.

Фации соленых озер вместе с сопутствующими аллювиальными фациями показаны на рис. 16.4. В отложениях как эфемерных, так и существующих многие годы озер отмечается характерное переслаивание обломочного материала и эвапоритов, которые продуцируются вследствие циклического чередования сильнейших паводков с сухими сезонами. Зачастую в результате этого образуется *слоистая содержащая галит порода*, в которой обломочные слои и эрозионные поверхности разделены вертикально вытянутыми кристаллами галита, растущими либо на дне, либо на нечетко оформленных матах, образованных *воронкообразными кристаллами*, которые формируются на насыщенной солью поверхности ([750, 32]; см. также гл. 23).

16г. Древние озерные фации. Основной упор при выделении озерных фаций должен быть сделан (и в большей степени, чем в случае иных условий осадконакопления) на весь комплекс условий осадконакопления при специальном внимании к фауне и флоре. Так, например, без достаточных палеогеографических свидетельств невозможно провести грань между изолированными озерными эвапоритовыми фациями и фациями плайи, питающимися морской водой и расположенными на прибрежных равнинах. Особенно сложным делом является интерпретация дофанерозойских озерных фаций [155]. Отложения, по всей видимости озерного происхождения, широко представлены в древних красных песчаниках (средний девон) Оркадской котловины на северо-востоке Шотландии. Эти слоистые песчаники содержат следы множества циклов осадконакопления [664, 214, 217]. В некоторых из циклов видны слои (мощностью 0,1–1 мм) перемежающегося кальцита или доломита, а также обломочного алевролита (иногда с фосфатом). Там, где преобладают карбонатные слои, мощность кластических слоев уменьшается до 0,1 мм, причем часто они маркированы органикой, как в знаменитых оолитовых известняках Ачанаррас. В некарбонатных слоях наблюдается чередование алевролитов и аргиллитов или же крупно- и мелкозернистых алевролитов. В основании крупнозернистых слоев в

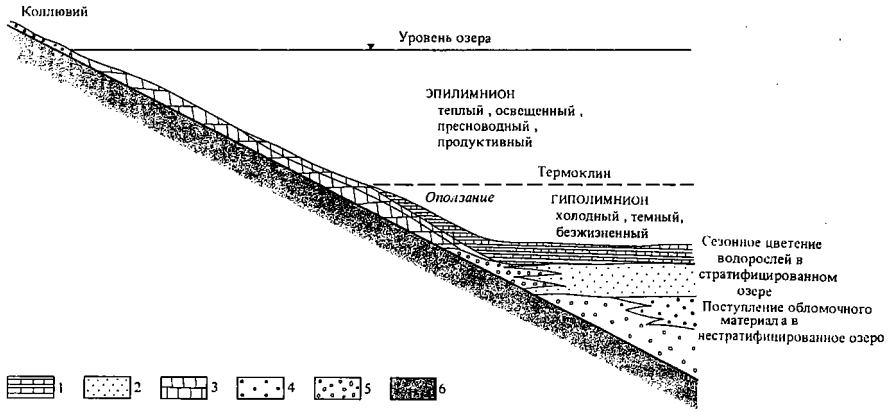


Рис. 16.5. Схематический разрез, показывающий фациальную модель озерной седиментации в краевой зоне девонского Оркадского озера в северо-восточной Шотландии. Вертикальная последовательность отложений, имеющих мощность несколько десятков метров, обусловлена речным вносом осадков, а также сезонным цветением водорослей, совпадавшим по времени с подъемом уровня в озере. *1* – слои, обогащенные карбонатом; *2* – слои, обогащенные обломочными частицами; *3* – карбонаты; *4* – аллювиальные фации; *5* – коллювиальные фации; *6* – фундамент [214].

изобилии присутствуют субаквальные и аубаэральные трещины усыхания. В кровле относительно мощных слоев видны сохранившиеся следы волновой ряби. Еще более мощные песчаники с четким основанием и иногда со следами размыва перекрывают эту циклически построенную, характеризующуюся увеличением в циклах крупности зерен снизу вверх толщу, литология которой только что была описана. Существует общая тенденция перехода от слоистых толщ к более крупнозернистым песчаникам. Палеотечения в Оркадской котловине в основном имели западное до южного направление.

Описанные выше особенности осадков интерпретируются как отложения большого стратифицированного озера и дренирующих его водосборный бассейн рек (рис. 16.5). Аллювиальные фации все в большей и большей степени преобладают вверх по разрезу и свидетельствуют об ускоряющемся во времени сокращении озера. По всей видимости, озеро находилось в межгорной котловине, было устойчиво стратифицировано и в нем никогда не шло образование эвапоритов. Опускание озерной котловины было быстрым, судя по тому, что более 5 км осадков накопилось только за 10 млн. лет.

Эоценовая формация Грин-Ривер (наибольшая мощность 950 м) в шт. Вайоминг, Юта и Колорадо (рис. 16.6) – одна из наиболее изученных толщ озерных отложений в мире. Она дает нам возможность провести интересное сравнение с уже описанными отложениями Оркадской впадины. Формация содержит самые большие в мире запасы троны (Na_2CO_3), а в ее фациях нефтеносных сланцев содержатся потенциально самые большие запасы углеводородов. Детальное исследование пачки Уилкинс-Пик в Вайоминге [247] выявило шесть седиментологических фаций, которые, как считают, были отложены в различных озерных условиях: от плайевого озера в центральной части до обрамляющих его аллювиальных конусов (рис. 16.7). *Фация 1* состоит из галечных конгломератов. Галька имеет сплюснутую форму, сложена доломитовыми аргиллитами и, по-видимому, представляет собой результат переработки в прибрежной зоне водорослевых образований, разбитых трещинами усыхания. *Фация 2* состоит из известняков, перекрестно-слоистых песчаников со следами волновых знаков ряби и разбитых трещинами усыхания аргиллитов прибрежного происхождения. В *фацию 3* входят аргиллиты с трещинами усыхания и прослоями алевролитов, образованные в плайе на

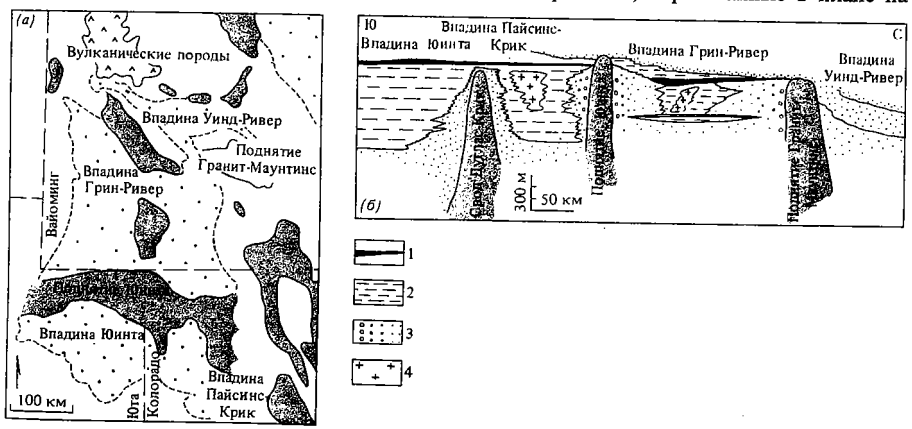


Рис. 16.6. *а* – раннетретичные структуры впадины Грин-Ривер и прилегающей территории; *б* – обобщенная литостратиграфическая схема формации Грин-Ривер и одновозрастных с ней горных пород, показанных на плане (*а*). *1* – богатые нефтью сланцы; *2* – нефтеносные сланцы, аргиллиты и карбонаты; *3* – аллювий; *4* – трона [803].



Рис. 16.7. Модель образования фаций формации Грин-Ривер, слои Уилкинс-Пик [247].

глинистой осушке. Нефтеносные сланцы *фации 4* включают в себя богатые органикой прослои доломитов и брекчию нефтеносных сланцев. Весьма характерны для этой фации жилы по трещинам усыхания. Органические слои имели студенистую консистенцию и состояли из флокул остатков водорослей и грибов, которые аккумулировались на дне периодически усыхающего водоема. Высокая продуктивность органического вещества указывает на существование эффективной ловушки обломочного материала, препятствующей его поступлению в озеро. Слоистые отложения троны *фации 5* состоят из тонких прослоев доломитовых аргиллитов, фация интерпретируется как результат увеличивающейся концентрации эвапоритов на плайе, что и дало начало образованию фации нефтеносных сланцев. *Фация 6* включает в себя песчаники с нечетко выраженной перекрестной слоистостью и часто встречающимися следами деятельности водотоков. Эти песчаники вытянуты от гор Юинта к северу и представляют собой разветвленные покровы аллювиальных отложений.

16д. Выводы. На долю озер приходится сравнительно небольшая часть поверхности суши. Вместе с тем в озерах существуют отличные условия для сохранения донных отложений, что обусловлено общим погружением тектонических депрессий, в которых расположены многие озера. На динамику озерных вод и осадков оказывает влияние климат, глубина озера и количество поступающего в него обломочного и растворенного вещества, а также сам способ поступления его в озеро. Все эти факторы тесно связаны, и их комбинации порождают множество разнообразных фациальных обстановок, начиная со стратифицированных по температуре глубоких озер умеренного пояса и кончая мелководными, однородными по глубине солеными тропическими озерами. Древние озерные фации сложно интерпретировать на базе одних только седиментологических материалов. Наилучшие результаты дает использование как седиментологических, так и палеонтологических данных. Наибольшие трудности возникают при идентификации дофанерозойских озерных фаций.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Множество интересных сведений о современных и древних озерах можно найти в монографиях [541, 504]. Обстоятельным источником информации о физике и химии озер является работа Хатчинсона [405].

17

Ледниковые или гляциальные обстановки

17а. Введение. Около 10% поверхности Земли в настоящее время покрыто ледниками, и в них сосредоточено почти 75% всей пресной воды нашей планеты. В четвертичное время ледники покрывали приблизительно 30% земной поверхности. Обширные территории Северной Америки и Европы подвергались эрозионной и аккумулятивной деятельности ледников. На всем земном шаре ощущалось влияние оледенения: ледниковые щиты оказывали воздействие на атмосферную и океанскую циркуляцию (см. гл. 24 и 26), изменение уровня моря, экологию моря и суши. В геологическом прошлом можно выделить по крайней мере четыре ледниковых периода: в раннем протерозое, в позднем докембрии, позднем ордовике и позднем палеозое. Обсуждение причин оледенения выходит за рамки данной книги. Здесь следует сказать лишь о том, что в последние годы было установлено, что периодичность климатических изменений в четвертичное время наилучшим образом объясняется *механизмом Миланковича*. Согласно его теории, причиной регулярных колебаний солнечной радиации в высоких широтах служат флуктуации орбиты Земли [357].

Основные типы оледенения представлены долинными и предгорными ледниками, а также покровными и шельфовыми ледниками. На каждом леднике устанавливается динамическое равновесие между процессами образования и таяния льда (рис. 17.1). Ледниковые отложения представлены преимущественно разнообразными *моренными фациями*, а также *фациями обширных зандровых равнин*. Ледниковые отложения подвержены интенсивному воздействию внешних агентов, и поэтому сохранность их невелика. Исключение составляют случаи, когда накопление ледниковых отложений идет в понижениях рельефа. Наибольшей сохранностью обладают, по-видимому, отложения шельфовых ледников, окруженных широким поясом айсбергов.

17б. Физические процессы. Согласно данным измерений, медленное ламинарное течение глетчерного льда (рис. 17.2) имеет скорость 10–200 м·год$^{-1}$ в долинных ледниках и 200–1400 м·год$^{-1}$ в покровных ледниках [628]. Ледниковый лед состоит из кристаллов, имеющих приблизительно равные размеры. Каждый кристалл деформируется вдоль плоскостей скольжения, параллельных основным плоскостям гексагональной кристаллической решетки (обзор см. в работе [628]). Согласно экспериментам, для скорости сползания ледникового льда справедлива зависимость

$$\frac{du}{dy} = k\tau^n,$$

в которой показатель степени n изменяется между 1,5 и 3,9, k – эмпирический коэффициент и τ – напряжение сдвига. На рис. 17.2 и 17.3 показано фактическое распределение скорости в толще ледников. Напряжение



Рис. 17.1. Ледник как незамкнутая система [239].

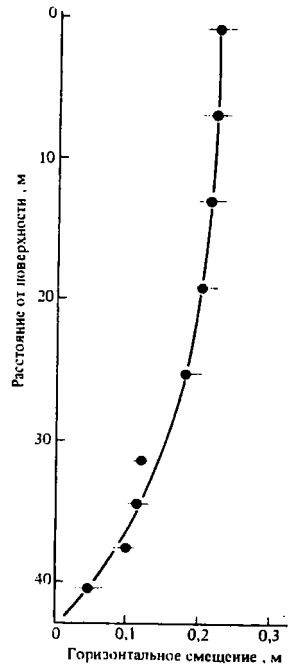


Рис. 17.2. Деформация вертикальной скважины в леднике Саскачеван за двухлетний период времени. Вероятная ошибка указана для каждого замера, по которым проведена кривая. Деформация показывает хорошо развитый пограничный слой, который простирается почти до поверхности ледника [562].

сдвига, возникающее вследствие скольжения льда, можно представить в виде

$$\tau = \rho g h \sin \alpha,$$

где ρ – плотность льда; h – толщина льда; α – угол наклона плоскости скольжения.

Следует различать два основных типа течения ледникового льда [101]. Так, *полярный лед* во всей толще имеет температуру ниже точки замерзания. На границе лед – ложе не существует условий для скольжения, так как отсутствует внутриледниковый и подледниковый сток. Перемещение полярных ледников осуществляется по этим причинам в форме ползущего движения (крипа). Эффективная эрозия возможна только на выступающих неровностях ложа ледника. Иные температурные характеристики имеют *ледники умеренных широт*. В основании этих ледников температура близка к точке плавления льда (рис. 17.4, *б*), и ледник скользит по своему ложу. На долю такого механизма приходится свыше 60% общего перемещения ледника. Обильное скопление талых вод в базальной зоне ледника вызвано следующими причинами: а) поступлением талых вод с поверхности по трещинам и ледовым туннелям; б) таянием льда за счет внутреннего тепла Земли; в) таянием льда вблизи основания ледника вследствие сильного давления. Для ледников умеренных широт характерна базальная зона, состоящая из обогащенного обломочным материалом режеляционного льда, который образуется при многократном таянии и замерзании (рис. 17.5). Эрозия ложа осуществляется талыми водами, которые транспортируют мелкообломочный материал, а также путем прямого воздействия ледника на скальное основание (скалывание, дробление, шлифовка).

Обломочный материал поступает в ледник со склонов и в результате эрозии ложа. В первом случае неокатанный и разно-

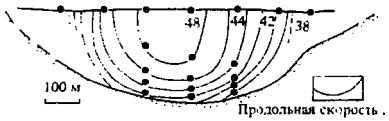


Рис. 17.3. Распределение продольных скоростей течения льда в поперечном сечении ледника Атабаска может служить доказательством скольжения основания ледника [663].

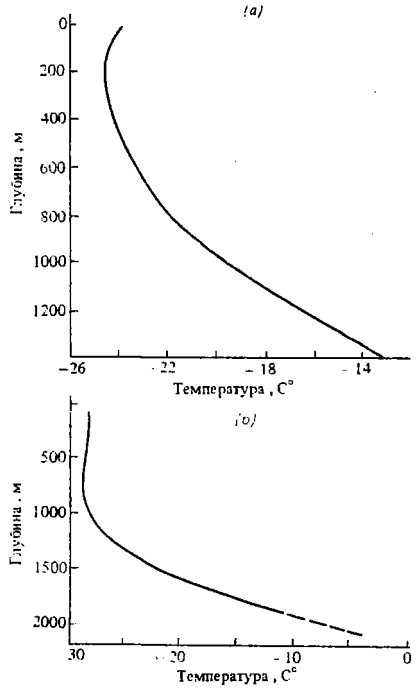


Рис. 17.4. Изменение температуры льда с глубиной. *а* – полярный ледник, скважина Кэмп-Сенчури, Гренландия; *б* – ледник умеренных широт, станция Бёрд, Антарктида [239].

родный материал осыпей аккумулируется в краевой зоне ледника. Часть этого материала по трещинам и туннелям во льду попадает к основанию ледника. Во втором случае имеет место разрушение неровностей коренного ложа и поступление обломков породы в тело ледника. Последовательные положения скоплений обломков служат своего рода маркерами сезонных циклов снежной аккумуляции и поступления материала из осыпей (рис. 17.6). Процессы транспорта материала подо льдом приводят к взаимодействию между обломочными частицами и способствуют абразии и выработке ложа. Во фронтальной зоне ледника могут появиться внутренние напряжения (рис. 17.7), обусловленные градиентом скорости между малоподвижным основанием и быстро движущимся льдом на поверхности. Под действием этого напряжения обло-

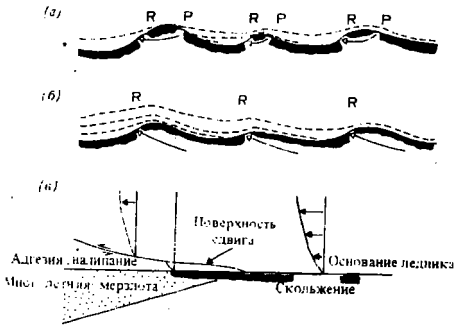


Рис. 17.5. *а* – тонкий слой режеляционного льда с обломками в основании ледника умеренных широт. Скальное ложе ледника на рисунке затемнено. Таяние льда вследствие высокого давления происходит с верхней по течению стороны от скалистых выступов (точка P), тогда как с противоположной их стороны (точка R) идет режеляция талых вод, поступивших из точки P в точку R (показано стрелкой); *б* – нарастание слоя льда с включениями обломочного материала; *в* – образование плоскостей напора при скольжении с трением фронтальной зоны ледника по поверхности вечной мерзлоты; появившееся в результате сжатие создает напор, благодаря которому обломочный материал из базального слоя поднимается на более высокий уровень [101].

мочный материал из основания ледника во фронтальной зоне переносится на более высокие уровни.

Отложение (скопление) обломочного материала на границе с основанием движущегося ледника (донная морена) идет вследствие сцепления переносимых льдом обломков с глинистым материалом, выстилающим ложе ледников, или с более древними породами. Этому процессу содействует высокое поровое давление, увеличивающее взаимодействие за счет трения. Подобное образование донной морены не может иметь места в полярных ледниках из-за отсутствия в них скольжения льда по ложу. Ориентировка отдельных обломков в донной морене указывает на активность и направленность процессов перемещения. Здесь, как и в ряде случаев перемещения обломочного материала, большая ось (ось *а*) частиц ориентирована по течению, тогда как малая ось (ось *b*) может быть ориентирована случайным образом. Последняя особенность напоминает свойства донных наносов, перемещаемых качением.

17в. Плейстоценовые и современные ледниковые фации. Большое разнообразие осадочных фаций порождается процессами таяния ледников и стока талых вод. Для удобства разделим все эти фации на три следующие группы: а) фации, образованные при течении льда и вытаивании из него обломочных частиц; б) фации, сформированные действием водотоков в зоне контакта со льдом; в) фации, образованные водными потоками на некотором удалении от контактной зоны.

Фации первой группы состоят главным образом из несортированных, литологически разнородных отложений, известных под названием валунной глины или *морены*. Известно множество типов морены. Упоминавшаяся уже *донная морена* представляет собой результат действия процессов, протекающих на контакте ледник – ложе. Моренные отложения могут иметь вытянутую форму (*друмлины*) и располагаться на коренных породах. *Абляционная морена*, или морена вытаивания, образуется при сезонном таянии льда, содержащего обломки горных пород, в ледниках умеренных широт (рис. 17.7). Эта морена, лишенная какой-либо внутренней текстуры или строения, перекрывает донную морену. *Флювиогляциальные отложения* (рис. 17.7) образуются в процессе интенсивной аккумуляции обломочного материала, освободившегося при таянии в зоне выклинивания ледника [100]. Этот несортированный материал переносится далее вниз по склону под действием

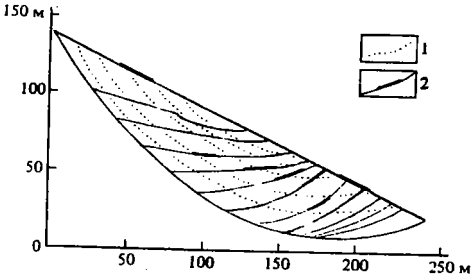


Рис. 17.6. Поперечный разрез карового ледника в Норвегии. Показаны вычисленные для 10-летнего интервала линии тока льда и последовательные положения зоны скопления обломочного материала. *1* – линии тока; *2* – перемещение поверхностей абляции (расчет) с обломочным материалом [546].

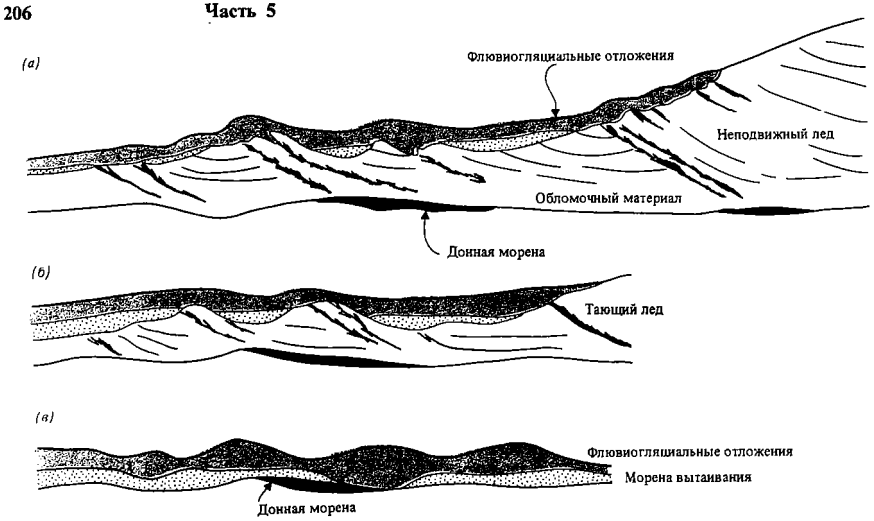


Рис. 17.7. Образование трехкомпонентного моренного комплекса в результате течения и таяния льда и накопления обломочного материала у разрушающегося фронта ледника [102].

процессов, сходных с процессами переноса обломочного материала в русловых потоках (гл. 7).

Как показано на рис. 17.7, флювиогляциальные отложения могут перекрывать абляционную и донную морены, образуя вместе с ними характерную трехслойную структуру [102]. В случаях когда край ледника оконтурен предледниковым озером или подходит к морю, образуются *подводные флювиогляциальные отложения и морена* (рис. 17.8), которые могут иногда переслаиваться с озерными или морскими отложениями [221, 748]. При разгрузке обломочного материала, который тем или иным способом транспортировал ледник, образуются *моренные гряды*. Высокие простирающиеся на большую длину гряды соответствуют периодам времени, когда поступление льда в точности уравновешивалось его таянием. Структура типичной моренной гряды, сформированной долинным ледником умеренных широт, показана на рис. 17.9.

Фации, образованные течением воды на контакте со льдом, включают в себя озы, отложения предледниковых озер, а также отложения шельфовых ледников. *Озы* (рис. 17.10) представляют собой вытянутые аккумулятивные формы, сложенные слоистым песчаным или гравийным материалом, который был принесен и отложен потоками талых вод. Эти потоки могут действовать на поверхности ледника, в туннелях, прорезающих его толщу, и в основании ледника. Отложения первых двух из указанных потоков накапливаются прямо на скальном основании, они подвержены действию оползней и связанных с ними разрывных нарушений. Считается, что некоторые озы образовались в подводных условиях предледниковых озер при разгрузке в них потоков талых вод. Большинство же озов связывают с ледниками умеренных широт, вблизи

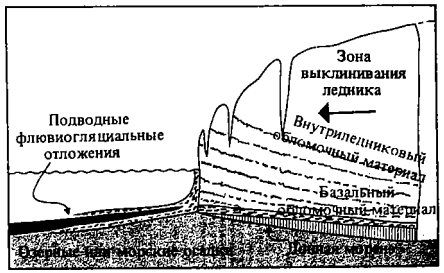
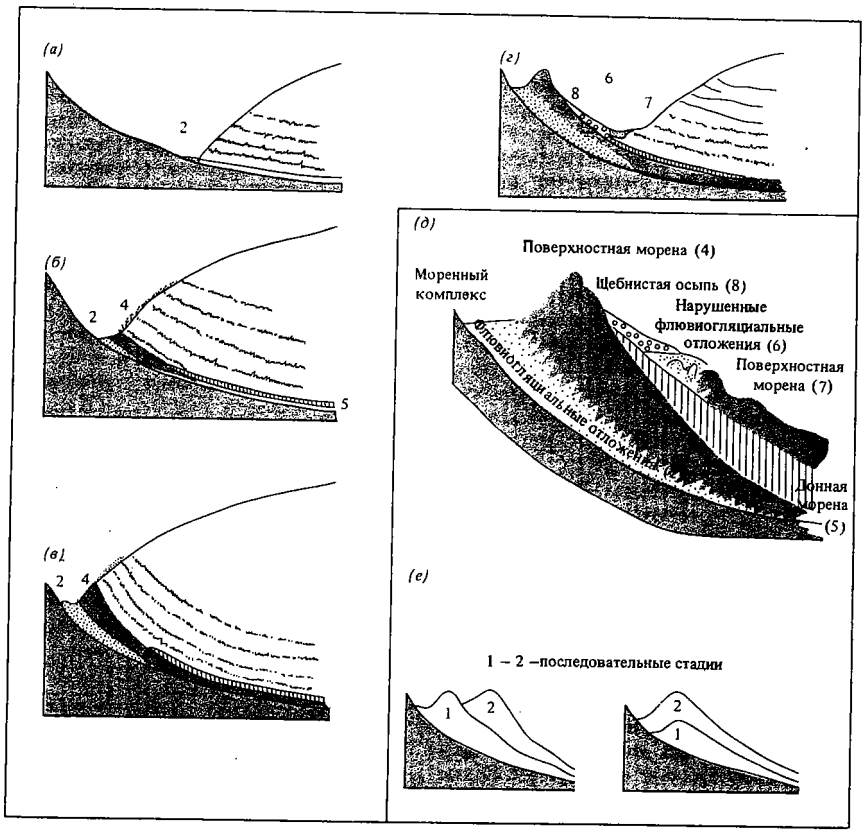


Рис. 17.8. Образование подводной морены вблизи края ледника, граничащего с озером или морем [221].

отступающего края которых и формировались озы. В отложениях озов преобладают структуры, созданные потоками воды, часто встречаются следы поперечной ряби и косая слоистость. Все это свидетельствует о высокой скорости осадконакопления (см., например, работы [20, 55]). Полагают, что последовательности озов (четковидные озы) образовались благодаря чередованию ускорений и торможений фронта подводных субгляциальных потоков [55]. Фации озов, образовавшихся в подводных условиях, сродни морским или озерным фациям.

Предледниковые озера наполняются при сезонном стоке талых вод, потоки которых, вливаясь в озеро, образуют дельту гильбертова типа (см. гл. 19) с круто наклоненной авандельтой. Эти дельты сложены грубозернистым материалом, крупность зерен которого уменьшается в направлении авандельты. Более мелкий материал разносится по озеру под действием приповерхностных, промежуточных и придонных течений, характеристики которых зависят от разности плотностей втекающего в озеро и несущего взвесь обломочных частиц потока и озерной

Рис. 17.9. Образование морены из флювиогляциального материала, а также материала, транспортируемого по поверхности и в толще ледника. *а–г* – последовательность отложений при наступании и отступании ледника; *д* – обобщенный разрез толщи моренных отложений; *е* – образование морены при наступании ледника (2 различных варианта) [103].



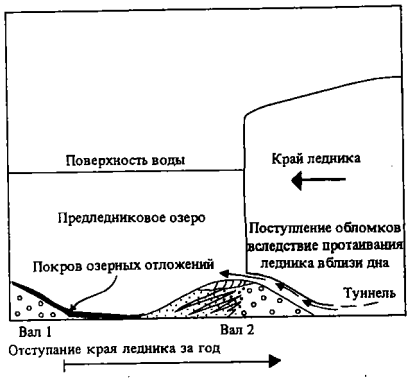


Рис. 17.10. Образование четковидных озов у края ледника и как следствие подъем зоны протаивания. Торможение водного потока на выходе у подледного туннеля приводит к осаждению обломочного материала [55].

воды (см. гл. 16). Чередование сезонных процессов таяния и замерзания приводит к образованию *ленточных отложений* с характерной внутренней ритмичностью [34].

Достигающие моря покровные ледники иногда порождают *шельфовые ледники*. От кромки шельфовых ледников отделяются айсберги (рис. 17.11). В зоне моря, примыкающей к шельфовому леднику, имеет место общее уменьшение крупности зерен материала от несортированной донной и абляционной морен до слоистых морских илов со случайными вкраплениями обломков из тающих айсбергов (рис. 17.12). В краевых проксимальных частях этих обстановок имеются также субаквальные флювиогляциальные отложения.

Среди водноледниковых фаций, встречающихся на некотором расстоянии от края ледника, явно преобладают *конусы выноса ледниковых потоков* (типа увлажненных конусов выноса, описанных в гл. 14 и 15). Эти бурные сезонные потоки талых вод откладывают здесь крупнозернистый материал (рис. 17.13). Вниз по склону конуса проявляется тенденция к уменьшению крупности зерен материала и одновременно к возрастанию роли русловых форм [95]. На рассматриваемых конусах выноса проявляются своеобразные эффекты, связанные с сезонным промерзанием русел до дна, а также с таянием погребенного льда. В связи с этим принято считать, что крупномасштабная косая слоистость и увеличение крупности зерен вверх по разрезу являются результатом заполнения обломочным материалом локальных депрессий, которые образовались при таянии погребенного льда. Многие конусы выноса имеют весьма пологие фронтальные склоны из-за очень малой глубины создавших их ледниковых потоков. Довольно типичными для окрестности ледника являются скопления гравия с уплощенной формой обломков, которые перемещаются влечением в придонном слое водноледниковых потоков [699].

17г. Древние ледниковые отложения. Для идентификации ледниковых отложений в толще горных пород желательно использовать все имеющиеся локальные и региональные данные о наступании и отступании ледников, их таянии и общем похолодании климата (см. работу [344]). Горную породу, образовавшуюся из древней морены, принято называть *микститом* или *тиллитом*, дабы подчеркнуть ее происхождение. При отыскании критериев для распознавания древних морен не следует забывать о большом разнообразии типов морен в современных ледниковых отложениях (см., например, работу [230]).

Одними из древнейших обнаруженных ледниковых отложений являются тиллиты Порт-Аскайг в далредской надгруппе Шотландии и Ирландии (~ 700 млн. лет). Эти тиллиты перекрываются известняками

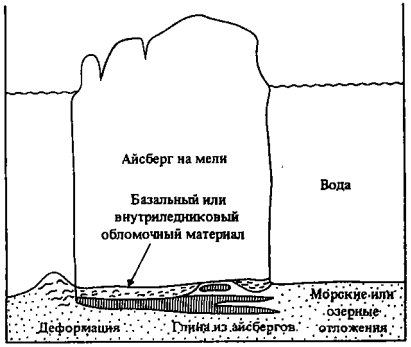


Рис. 17.11. Схема накопления водноледниковых глинистых отложений в основании сидящего на мели айсберга [221].

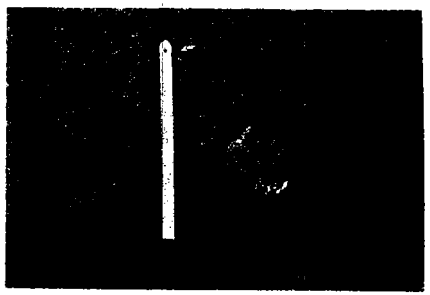
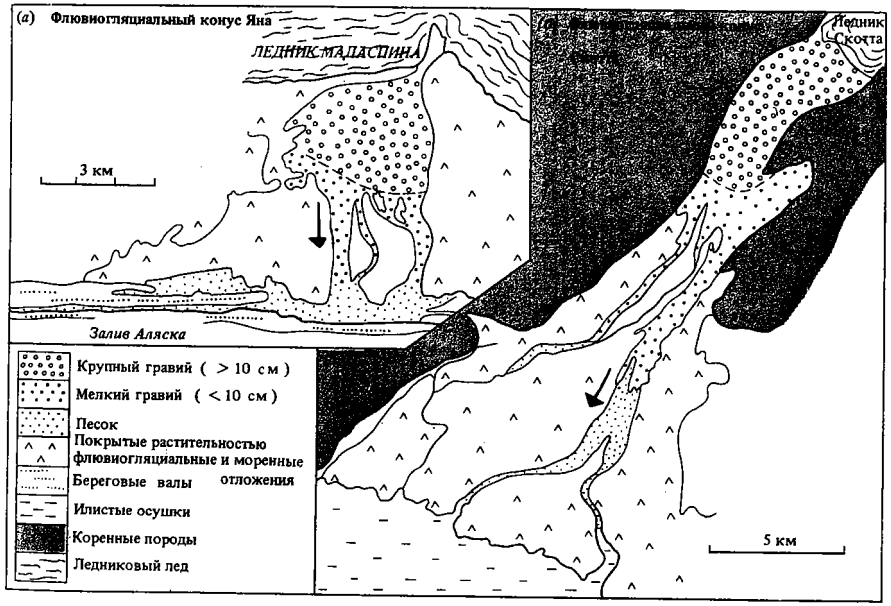


Рис. 17.12. Гранитный обломок в слоистом аргиллите. Заметны деформации и разрывы слоев вмещающей породы. Западная Австралия, верхний палеозой, формация Гоуганда. Длина линейки 30 см. Фото Брайана Джонса.

Рис. 17.13. Два самых больших на Аляске конуса выноса ледниковых потоков. Хорошо видны изменения крупности зерен материала вниз по склону конусов [95].



и доломитами с остатками строматолитовых биогермов и вторичными кварцитами. Фактически рассматриваемые тиллиты состоят из более чем 40 отдельных слоев, разделенных алевролитами, доломитами и косослоистыми песчаниками морского происхождения [781]. Ленточные аргиллиты, часто содержащие включения, относят к отложениям предледникового озера. Сами тиллиты интерпретируются как отложения шельфового ледника. По всей видимости, ледник, сформировавший тиллиты Порт-Аскайг, имел планетарное распространение, так как фациальные и палеомагнитные данные указывают на существование оледенения в экваториальных областях.

В ряд других детально изученных древних оледенений входят пермокарбоновое оледенение Гондваны [848, 332, 507] и раннеордовикское оледенение Северной Африки [81].

17д. Выводы. Устойчивость к действию эрозионных факторов у ледниковых отложений в общем невелика, за исключением случаев, когда они сформированы в областях общего тектонического погружения.

Образование ледниковых отложений связано с такими процессами, как течение льда, его таяние и движение талых вод. Наиболее характерным продуктом оледенения является морена. Этот обобщенный термин включает в себя донную, абляционную и поверхностную морены, а также различные сочетания этих несортированных отложений. Процесс таяния приводит к образованию флювиогляциальных отложений в форме гигантских зандров и отложений предледниковых озер. В геологическом прошлом выделяются по крайней мере четыре ледниковых периода.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Хороший обзор литературы о гляциальных процессах содержится в работе [239]. Ряд серьезных статей можно найти в сборниках [430, 221]. В работе [628] рассматриваются физические аспекты движения ледников, тогда как работа [101] является важной отправной точкой для исследования зависимости осадочных и эрозионных процессов от термики ледника. Дальнейшее развитие темы о динамике льда содержится в сборнике [159]. Развитие идеи о приложении знаний о четвертичном оледенении к исследованию древнеледниковых отложений содержится в работе [881].

6 Морские берега, шельф и фациальный анализ

Серебро прибоя брызг,
Что с песком шурша играет,
Рассыпается на пляже,
Изумрудами сверкает.

Бриггфлатс (Бантинг)

Фото 6. Панорама приливно-отливной равнины со стороны марша. Видна кочковатая поверхность марша с галофитной (солелюбивой) растительностью, переходящая на переднем плане в илистую приливно-отливную равнину с разбросанными на ней группами *Salicornia* и небольшими мелководными западинками. Солоноватоводные марши, расположенные в верхней части приливной зоны и в нижней части супралиторали, постепенно выдвигаются в море (Вильгельмсхавен, ФРГ).



Тема. Обломочный материал поступает в береговую зону в эстуариях и дельтах рек, морфологические и седиментационные процессы в которых являются результатом взаимодействия между русловыми течениями, волнением и приливами. И хотя немалое количество осадков осаждается в дельтах, значительное их количество перерабатывается волнами и приливами и идет на формирование выровненных аккумулятивных берегов, пляжей, приливно-отливных равнин[1], баров, кос и лагун. Облака тонкодисперсных взвешенных частиц выносятся из береговой зоны на шельф и на его бровку, где и осаждаются. Динамика шельфа определяется сложным взаимодействием между штормовыми волнами и приливными течениями, которые в свою очередь зависят от морфологии дна. На шельфах, где основную роль в седиментогенезе играют приливы, обнаруживаются значительные вариации в крупности осадков и размере донных форм, что связано с пространственной изменчивостью скорости приливных течений. При отсутствии сильных приливных течений распределение осадков на шельфе определяется мощностью штормовых волн, причем интенсивность их воздействия на дно ослабевает в направлении бровки шельфа.

В субтропических и тропических водах (и в меньшей степени в водах умеренных широт), где поступление обломочного материала ограниченно, высокая биологическая продуктивность способствует образованию биогенного карбонатного материала. Местами $CaCO_3$ осаждается в виде арагонитового ила. Эти орто- и аллохимические частицы подвергаются затем воздействию волн и приливных течений и образуют сложенные карбонатным материалом пляжи, приливно-отливные отмели, бары, косы и лагуны. Вблизи берега на надлиторали (себхе) многих аридных районов имеет место осаждение эвапоритов, протекающее в изолированных водоемах, а также в приповерхностных слоях отложенного материала при испарении грунтовых вод.

18

Физические процессы в береговой зоне и на шельфе

18а. Введение. Сложность условий в береговой зоне и на шельфе определяется разнообразием химико-биологического и кластического материала, поступающего в систему из различных по особенностям стока рек, а также широким спектром действующих в ней ветровых и приливных волн. Сравнительно недавний подъем уровня моря в голоцене и связанные с ним эффекты (затопление берегов, реликтовые отложения шельфа) еще больше осложняют ситуацию. По этим причинам совершенно очевидно, что береговые процессы и соответствующие им фации требуют тщательного изучения как в натуре, так и в лаборатории с привлечением целого арсенала методов и инструментов.

[1] Судя по материалам, изложенным в этой главе, подобные элементы рельефа в отечественной морской геоморфологии называются выровненными аккумулятивными берегами.— *Прим. ред.*

На рис. 18.1 представлен обобщенный энергетический спектр волн на морской поверхности. Термин «волны» включает в себя широкий диапазон движений, периоды которых различаются более чем на восемь порядков. Крайними членами этого ряда



Рис. 18.1. Энергетический спектр волн на водной поверхности [597].

являются, с одной стороны, совсем небольшие капиллярные волны (или водная рябь), а с другой – приливные волны, масштаб которых соизмерим с размером всего океана.

18б. Ветровые волны. В гл. 8 кратко упоминалось о том, что распространение энергии в волне происходит без результирующего перемещения частиц воды. Ветровые волны представляют собой одну из форм гравитационных волн, находящихся под действием сил инерции и тяжести. При строгом теоретическом описании волнового движения предполагается, что смещение поверхности можно аппроксимировать кривой той или иной формы. Простейшим из этих движений является гармоническое, которое и положено в основу линейной теории волн (теория Эри).

В простейшем случае гармонического движения смещение частицы воды y описывается уравнением

$$y = a \sin \omega t, \tag{18.1}$$

где a – амплитуда волны, t – время, ω – угловая скорость. В силу того, что $\tilde{\omega} = 2\pi/T$, где T – период волны, выражение (18.1) преобразуется следующим образом:

$$y = a \sin \frac{2\pi}{T} t. \tag{18.2}$$

Длина волны λ определяется как $\lambda = cT$, где c – скорость распространения волны, которую можно выразить через частоту f в виде $c = \lambda f$, где $f = 1/T$.

Рассмотрим простую синусоидальную волну на глубокой воде, когда глубина $> \lambda$. В этом случае волновое движение практически не достигает дна (рис. 18.2). Можно показать (см. приложение 18.1), что скорость волны на глубокой воде определяется соотношением

$$c = \sqrt{g\lambda/2\pi}. \tag{18.3}$$

Коэффициент $g/2\pi$ является константой, и поэтому

$$c = 1{,}25\sqrt{\lambda} \tag{18.4}$$

и

$$T = 0{,}80\sqrt{\lambda}. \tag{18.5}$$

Таким образом, видно, что поверхностные волны на глубокой воде являются *дисперсионными* в том смысле, что скорость их распространения зависит от длины вол-

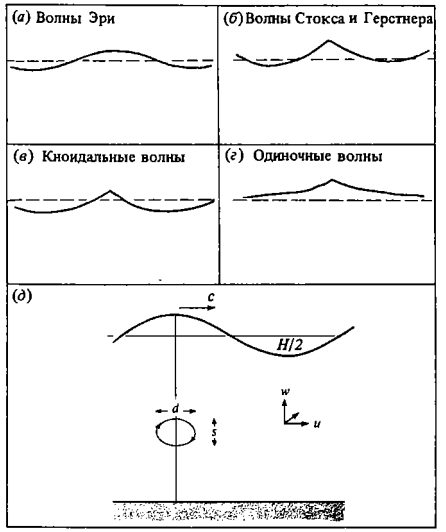


Рис. 18.2. Теоретические профили основных типов волн (*а* – *г*). В синусоидальной волне Эри движение частиц воды с горизонтальной скоростью u и вертикальной скоростью ω совершается по эллиптическим орбитам с большой осью d и малой осью s (*д*).

ны. В приложении 18.2 показано, что скорость частицы воды в синусоидальной линейной волне на глубокой воде есть величина постоянная, тогда как направление ее движения вращается с угловой скоростью ω. Радиус такого рода орбит постепенно уменьшается с удалением от свободной поверхности (рис. 18.3).

По мере выхода наших идеализированных синусоидальных волн на мелководье волновое движение охватывает всю толщу воды до самого дна (трение о дно несколько уменьшает энергию волн). Именно эти волны представляют особый интерес для седиментологов. Скорость распространения волн на мелкой воде пропорциональна квадратному корню из глубины и не зависит от длины волны или периода:

$$c = \sqrt{gh}. \qquad (18.6)$$

Частицы воды движутся по эллиптическим орбитам, причем с приближением ко дну эллипсы сжимаются и у самого дна вырождаются в отрезки прямых (рис. 18.3). Максимальная горизонтальная скорость частицы воды определяется соотношением

$$u_{\max} = \frac{H}{2h}\sqrt{gh}, \qquad (18.7)$$

где H – высота волны.

Что касается *энергии волн*, то в волновом движении идет ритмичный переход потенциальной энергии в кинетическую и обратно, на чем основаны наши построения в приложении 18.1. Отклонение свободной поверхности от среднего волнового уровня изменяет потенциальную энергию, которая в свою очередь переходит в кинетическую энергию орбитального движения. Полная энергия волны в расчете на единицу площади имеет вид

$$E = \frac{1}{8}\rho g H^2. \qquad (18.8)$$

Следует отметить квадратичную зависимость энергии от высоты волн и ее значение в схемах энергетического воздействия волнения на морские берега. Если допустить, что характерная средняя высота равна 1 м, то полная энергия волн, обрушивающихся на берега всего мира, составит величину

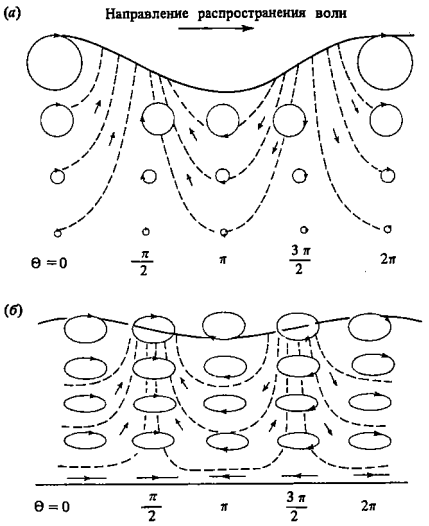


Рис. 18.3. Орбиты, орбитальные скорости и линии тока для волн на глубокой (*а*) и мелкой (*б*) воде [560].

около $4{,}5 \cdot 10^{17}$ Дж [560]. *Поток энергии*, или энергия волнения, характеризует скорость распространения энергии волнового движения по лучу волны и определяется зависимостью

$$w = Ecn = \frac{1}{8}\rho g H^2 cn, \qquad (18.9)$$

где $n = 0{,}5$ на глубокой воде и $n = 1$ – на мелководье. Перенос энергии волн на глубокой воде идет не со скоростью распространения отдельной волны, а со скоростью движения целой *группы волн*, или групповой скоростью, которая равняется приблизительно половине скорости отдельной волны [829].

Кинетическая энергия потока (momentum flux) в волне (или радиационное напряжение) представляет собой тот дополнительный поток энергии, который появляется благодаря волновому движению. Две ненулевые компоненты кинетической энергии потока имеют вид

$$S_{xx} = E(2n - \frac{1}{2}) = E/2 \text{ (глубокая вода)}$$

или $3E/2$ (мелкая вода) (18.10)

и

$$S_{yy} = E(n - \frac{1}{2}) = 0 \text{ (глубокая вода)}$$

или $E/2$ (мелкая вода), (18.11)

где ось x ориентирована по лучу волны, а ось y – вдоль линии волновых гребней.

Следует отметить, что в линейной теории волн Эри пренебрегается членами второго и более высоких порядков (приложение 18.1). Эти члены принимаются во внимание в *теории Стокса*, и их учет приводит к росту амплитуды гребня и уменьшению амплитуды ложбины волны. В результате волна становится более похожей на реальную волну. Хорошее приближение к природе дают трохоидальные волны (рис. 18.2), однако в силу сложности теории этих волн мы их здесь не рассматриваем.

Теория Стокса имеет одну интересную особенность по сравнению с линейной теорией, а именно: частицы воды движутся по разомкнутым траекториям, в результате чего появляется устойчивый перенос воды в направлении распространения волн. Интересно отметить, что теория Стокса, таким образом, предсказывает существование встречного течения, локализованного у дна. Однако последнее утверждение полностью противоречит данным лабораторного и натурного эксперимента [38]. Расхождение теории с реальностью обусловлено неучетом эффекта вязкости. Введение вязкости обеспечивает хорошее совпадение теории с результатами измерений [518]. Модифицированное выражение для скорости переноса воды к берегу («стоксова переноса») имеет вид

$$u^{-1} = \frac{5}{4}\left(\frac{\pi H}{\lambda}\right)^2 \left(\sinh\left(\frac{2\pi}{\lambda}h\right)\right)^{-2} \cdot c. \qquad (18.12)$$

Теория волн Стокса может быть использована для объяснения явления разрушения волн. Волны начинают разрушаться, когда скорость частиц воды в гребне становится равной скорости самой волны. Это происходит, когда угол между передним и задним склонами гребня равен 120°. Для случая глубокой воды условие разрушения можно записать в терминах предельной крутизны волны:

$$H/\lambda \simeq 1/7. \qquad (18.13)$$

Теперь перейдем к реальным, наблюдающимся в природе волнам. До сих пор продолжается дискуссия о механизме генерации волн. Ясно, что основную роль играет эффект воздействия волн на ветровой поток. При воздействии штормового ветра на морскую поверхность генерируется целый спектр волн. По мере выхода волн из зоны действия ветра начинается своеобразная сортировка волн, так как более длинные волны распространяются с большей скоростью (уравнение (18.3)). Однако образование волн идет в различных районах океана не одновременно, и поэтому волномерные посты практически всегда регистрируют какое-либо волнение. Такие статистические величины, как *представительные высота* и *период*, представляют собой средние величины из одной трети самых больших (по высоте или периоду) волн, измеренных за некоторый промежуток времени. Энергия подходящих к берегу волн (о ней мы говорили несколько раньше) может быть определена путем интегрирования спектра волн по всему диапазону частот.

Как и в некоторых других типах волнового движения, наложение двух ветровых волн может привести как к усилению, так и к ослаблению каждой из этих волн в зависимости от соотношения их длин. На глубокой воде, где скорость распространения волны находится в прямой зависимости от ее длины (уравнение (18.3)), суперпозиция волн – обычное явление. Группы гравитационных волн на глубокой воде разделены зонами, где волны как бы гасят друг друга и колебания имеют относительно небольшую амплитуду. Эти зоны распространяются со скоростью, вдвое меньшей скорости самих волн. Волны малой амплитуды выходят из указанных зон и постепенно группируются. При этом их амплитуда растет. После прохождения через центр группы амплитуда волн начинает уменьшаться, и они вновь попадают в зону слабых волн (уравнение (18.9)).

По мере выхода синусоидальной океанской зыби в область прибрежного мелководья волны начинают испытывать влияние дна, которое проявляется, начиная с глубин

$^1/_2$–$^1/_4$ длины волны на глубокой воде, и вызывает деформацию волн. Скорость и длина волн уменьшаются, тогда как их высота растет. Гребни волн становятся круче, а ложбины положе вплоть до начала разрушения волн. Разрушение волн можно подразделить на три основных типа: рассыпание, опрокидывание и вспухание (рис. 18.4). Весьма важным эффектом является *рефракция волн*, т.е. стремление волн на мелководье распространяться по нормали к изобатам (рис. 18.5).

Воздействие берега на динамику волн определяется уклоном подводного берегового склона [404]. На крутых берегах прибойная зона узка, а орбитальные скорости в волне, резко увеличивающей свою крутизну, достигают больших значений. Волны здесь разрушаются преимущественно опрокидыванием, и можно наблюдать интенсивное взаимодействие между разрушающейся волной и обратным потоком заплеска. Кроме того, на крутых берегах могут иметь место *циркуляционные ячейки*. На отлогих берегах прибойная зона имеет сравнительно

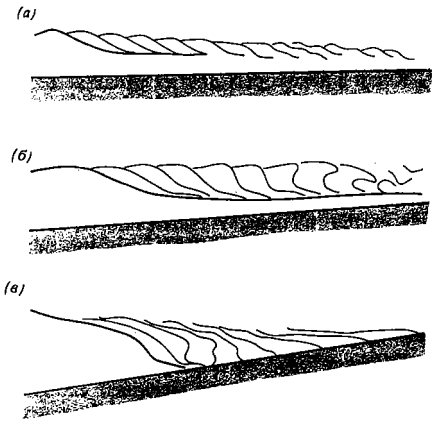


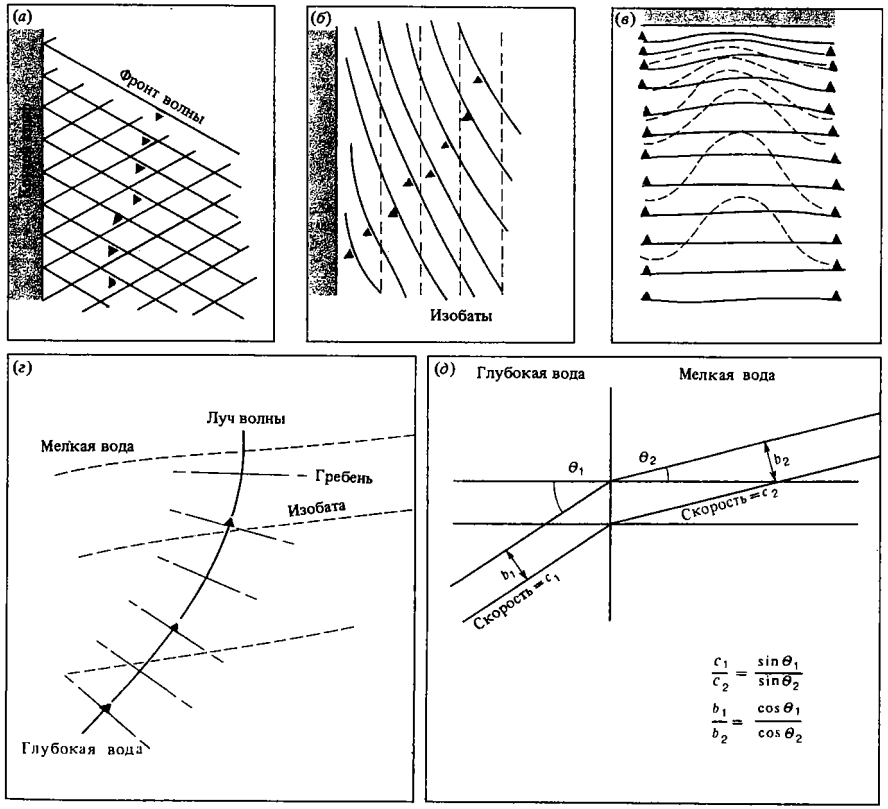
Рис. 18.4. Три основных типа разрушающихся волн. В волне, разрушающейся рассыпанием (*а*), гребень становится круче, а профиль – асимметричней до тех пор, пока с переднего склона гребня не начнет соскальзывать пенистый бурун. На переднем склоне гребня волны, которая разрушается опрокидыванием (*б*), действует мощный, достающий до дна вихрь. На переднем склоне вспухающего буруна (*в*) крутизна увеличивается так же, как при опрокидывании, однако вихрь не образуется [290].

большую ширину, крутизна волны увеличивается медленно, орбитальные скорости невелики, а разрушение (точнее, накат волн на берег) идет по типу вспухающего буруна с минимальным обратным потоком. Ячейки разрывных течений на таких берегах не образуются, однако существует устойчивое вдольбереговое течение.

В систему прибрежных течений входят компоненты, отличающиеся от возвратно-поступательных движений в деформированной волне. Первым примером может служить замечательная система циркуляционных ячеек, которая состоит из *разрывных* и *вдольбереговых течений* [755] (рис. 18.6). Узкие струи разрывных течений осуществляют своеобразный и мощный «слив» воды на многих берегах. Вместе с тем они представляют опасность для купальщиков, так как скорость этих течений достигает 2 м/с и более. Разрывные течения образуются вследствие вдольбереговых вариаций *волнового нагона* у приглубых берегов [520]. Волновой нагон представляет собой небольшой (порядка сантиметров – дециметров) подъем среднего волнового уровня над уровнем спокойной волны, вызванный действием волн мелководья (рис. 18.7). Он возникает из-за того, что часть кинетической энергии потока S_{xx} в волне (уравнение (18.10)) должна быть уравновешена градиентом гидростатического давления, который появляется вследствие переноса уровенной поверхности. Таким образом, высота волнового нагона находится в прямой зависимости от высоты разрушающихся волн. Данная зависимость означает существование продольного градиента давления, который и возбуждает вдольбереговые течения, направленные от зоны, где разрушаются большие волны, к зонам разрушения относительно малых волн [108, 109]. Эти течения поворачивают в море либо на участках берега с минимальным нагоном, либо в зонах конвергенции вдольбереговых течений (рис. 18.6).

Анализ ячеистой циркуляции опирается на некий механизм (или механизмы), управляющий вариациями высоты разрушающихся волн в продольном направлении. Одним из таких механизмов является рефракция волн, поэтому прослеживается отчетливая связь между существованием циркуляционных ячеек и рельефом подводного берегового склона (рис. 18.8). Однако в силу того, что циркуляционные ячейки наблюдаются также вблизи прямолинейных берегов с однородной топографией подводного склона, должен действовать какой-то другой механизм, обеспечивающий вдольбереговые вариации высоты волны. Этим механизмом, как считают, являются стоячие

Рис. 18.5. Особенности рефракции и отражения волн с приближением к береговой линии. *а* – отражение волн от крутого клифа; *б* – рефракция волн на мелководье (вспомним, что скорость волны убывает с уменьшением глубины); *в* – рефракция над понижением дна или затопленной долиной (*а* – *в* по [16]); *г* – луч волны, гребень волны и изобаты; *д* – схема рефракции волн (*г* – *д* по [165]).



краевые волны, образующиеся на относительно приглубых берегах в результате взаимодействия разрушающихся волн и обратного потока заплеска [403]. Суперпозиция основной системы волн и краевых волн является причиной неоднородности высот разрушающихся волн вдоль берега. Наибольших величин высота волн достигает там, где обе волновые системы находятся в фазе.

Вторая группа прибрежных течений связана с волнением, косо подходящим к берегу. (Следует отметить, что такого рода течения могут быть наложены на рассмотренные разрывные течения.) Течения второй группы обусловлены S_{xy}-компонентой радиационного напряжения, т.е. волновым импульсом во вдольбереговом направлении (y-координата), переносимым

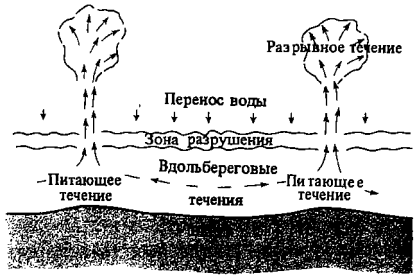


Рис. 18.6. Схема циркуляционных ячеек на мелководье (по [755]).

в сторону берега (x – координата). Таким образом,

$$S_{xy} = En \sin\alpha \cos\alpha, \qquad (18.14)$$

где α – угол между линией гребней и береговой линией. Лонге-Хиггинс [519] теоретически установил, что скорость вдольберегового течения определяется выражением вида

$$u_l = \left(\frac{5\pi}{8}\frac{\operatorname{tg}\beta}{G_f}\right) u_{\max} \sin\alpha, \qquad (18.15)$$

где $\operatorname{tg}\beta$ – уклон дна, C_f – коэффициент трения. Однако Комар и Инман обнаружили, что величина u_l не зависит от уклона [469]. Несколько позднее Комар предложил считать величину $\operatorname{tg}\beta/C_f$ приблизительно постоянной и переписал зависимость (18.15) в виде

$$u_l = 2{,}7 u_{\max} \sin\alpha \cos\alpha. \qquad (18.16)$$

Выражение (18.16) хорошо согласуется с результатами натурных измерений в средней части прибойной зоны (рис. 18.9).

Что касается переноса обломочного материала в береговой зоне, то Бэгнольдом была установлена зависимость между количеством переносимого волной песка (вес которого в воде равен i_b) и потоком волновой энергии (мощности) ω. Согласно этой зависимости, $i_b = k\omega$, где k – константа, по данным измерений приблизительно равная 0,28. При возвратно-поступательном движении воды волна просто поднимает во взвесь твердые частицы, без результирующего их перемещения. Перенос появляется при наличии дополнительного течения со скоростью u' типа того, что образуется при деформации волн, или вдольберегового течения или же в результате их комбинации. В этих случаях скорость чистого переноса рассчитывается по формуле

$$i' = k\omega \frac{u'}{u_{\max}}, \qquad (18.17)$$

которая для случая вдольберегового потока имеет вид

$$i_l = kECn \cos\alpha \frac{\bar{u}_l}{u_{\max}}. \qquad (18.18)$$

Последняя зависимость подтверждается данными измерений в натурных условиях [469].

Необходимо подчеркнуть, что итоговое вдольбереговое перемещение осадков за большой период времени определяется суммарным действием всех волновых систем, подходивших к берегу за этот период. Про-

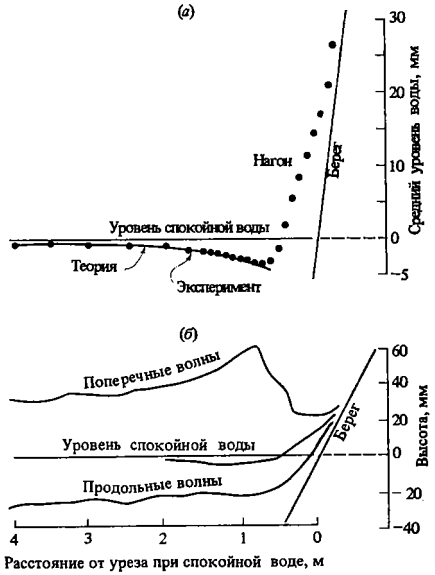


Рис. 18.7. a – отклонение среднего волнового уровня от уровня спокойной воды. Деформации уровенной поверхности обусловлены действием радиационного напряжения (потока кинетической энергии) волн, подходящих к берегу (по лабораторным данным); $б$ – экспериментальная зависимость высоты волн от среднего волнового уровня [110].

цессы с *большим характерным временем* затушевывают сезонные эффекты и производят сильное впечатление на случайного наблюдателя, оказавшегося на морском берегу и обнаружившего скопление наносов против волнорезов, естественные молы и волноломы вблизи уреза, а также изменения очертаний и ориентации песчаных кос.

В заключение сделаем несколько общих замечаний относительно волновых донных форм. Мы уже обсуждали вопрос о деформирующем воздействии чисто колебательного или смешанного потока на сложенное сыпучим материалом подвижное дно (гл. 8).

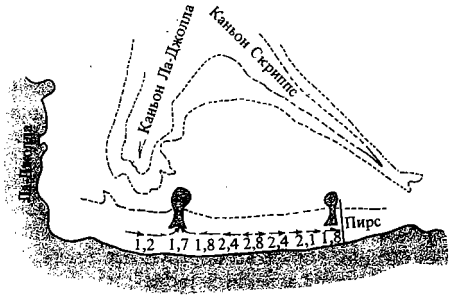


Рис. 18.8. Разрывные течения у Калифорнийского побережья. Вдольбереговые изменения высоты волн вызваны рефракцией над вершиной подводных каньонов. Высота волн указана в метрах [755].

В береговой и пляжевой зонах моря встречаются разнообразные комбинации колебательного и поступательного потоков воды, причем асимметрия полного потока воды, а вместе с нею и асимметрия донных форм увеличиваются в направлении береговой линии. Можно ожидать, что в береговой зоне существуют значительные сезонные вариации асимметрии донных форм, обусловленные сложными взаимоотношениями, зафиксированными в осадочных текстурах береговой линии и зоны пляжа.

18в. Приливы и приливные волны. Периодические подъем и опускание уровня, хорошо заметные с берега, давно завораживают как ученых, так и людей, отдыхающих у моря. Ньютон первым объяснил механизм приливов на основе своего знаменитого закона тяготения

$$F = \frac{Gm_E m_M}{r^2}, \qquad (18.19)$$

где F – сила притяжения; G – гравитационная постоянная; m_E и m_M – соответственно массы Земли и Луны; r – расстояние между этими планетами. Вследствие вращения в космическом пространстве системы Земля – Луна каждая частица воды в океане испытывает действие центростремительной силы соответствующей величины и направления. Поскольку величина F изменяется пропорционально $(1/r)^2$, а расстояние между фиксированной частицей воды и Луной есть величина переменная, то на эту частицу действует изменяющаяся во времени результирующая сила, равная векторной разности между силой притяжения и центростремительной силой (рис. 18.10). Приливный цикл в некоторой степени обусловлен тангенциальной компонентой этой силы (рис. 18.10), причем соответствующее ускорение приблизительно имеет величину

$$A_t = \frac{3}{2} g \frac{m_M}{m_E} \frac{R_E^2}{r^3} \sin 2\theta. \qquad (18.20)$$

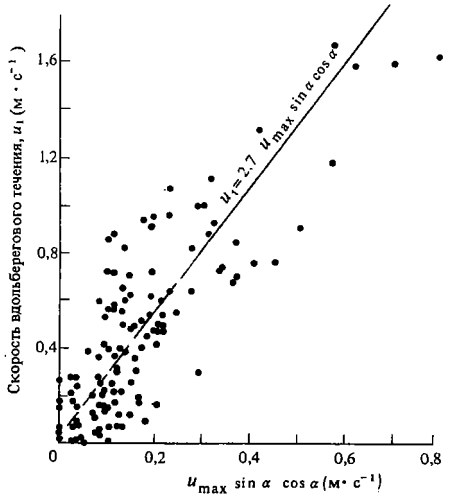


Рис. 18.9. График, подтверждающий справедливость зависимости в уравнении (18.16) в широком диапазоне натурных условий [469].

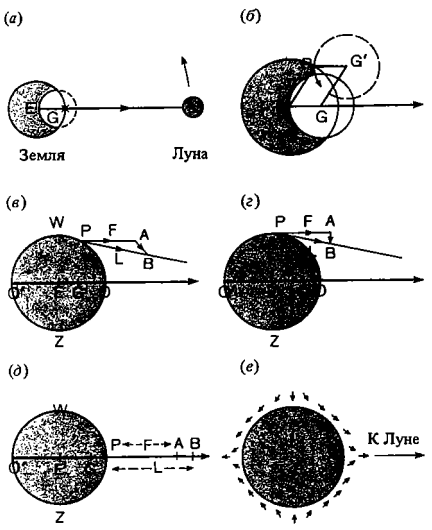


Рис. 18.10. Схема действия приливообразующих сил. *а* – вращение Луны вокруг центра масс системы Земля – Луна (G) совершается против часовой стрелки, если смотреть с Полярной звезды; *б* – центр Земли E и произвольная точка P на ее поверхности описывают окружности с радиусами EG, PG′ и т. д. при вращении вокруг точки G; *в* – *д* – отрезок PA, изображенный параллельным отрезку EG, представляет центростремительную силу, необходимую для того, чтобы точка P совершала вращательное движение. Величина PA постоянна для любой точки P на земной поверхности. Отрезок PB соответствует силе притяжения Луны, которая по закону всемирного тяготения убывает от экватора к полюсу. Сила PB равна сумме сил PA и AB. Сила AB – приливообразующая, направление ее изменяется от экватора к полюсу; *е* – обобщенная картина направлений приливообразующей силы на поверхности Земли. Горизонтальная компонента обеспечивает равенство приливов [829].

Указанная сила невелика, но ее действие проявляется до тех пор, пока она не будет уравновешена градиентом давления в приливной волне. Так называемое *равенство* приливов обусловлено этой силой и имеет место одновременно в двух пунктах, один из которых расположен прямо «под Луной», а другой – в диаметрально противоположной точке Земли. Из-за вращения Земли в зоне гребня приливной волны оказываются различные точки океанской поверхности, причем каждая точка проходит гребень дважды в сутки. В результате дважды за каждые 24 ч происходит смена полной и малой воды (полусуточный прилив). Из уравнения (18.20) видно, что величина приливной силы изменяется как $\sin 2\theta$, и, следовательно, она становится равной нулю в точке, расположенной прямо под Луной, а также в точке, расположенной на нормали к первой. Максимальное значение приливообразующей силы, как следует из теории, достигается между указанными точками.

Действие Солнца с его огромной массой ослабляется гигантским расстоянием, и вклад нашего светила в *полную* приливообразующую силу составляет около 50%[1]. Совместное действие Солнца и Луны приводит к важному эффекту: прохождение обеих планет над данным пунктом океана вызывает максимальный подъем воды (*сизигийный прилив*), тогда как их расположение с противоположных сторон Земли – минимальный подъем уровня (*квадратурный прилив*). Сизигии и квадратуры чередуются с периодом в две недели. Вариации этих приливов имеют место вследствие эксцентриситета лунной орбиты. Так, наивысшие сизигийные приливы образуются, когда Луна находится в перигее (новая, или полная, Луна). Другая причина неравенства приливов связана с изменением расстояния между Землей и Луной зимой и летом. Целый ряд затруднений в теории приливов возникает из-за наклона земной оси (23,5°) к плоскости ее околосолнечной орбиты. Наклон земной оси по отношению как к Солнцу, так и к Луне приводит к неравенству приливов, так что два последовательных прилива могут иметь различную высоту. Помимо этого на океанские приливы оказывают воздействие и другие длиннопериодные колебания системы Земля – Луна – Солнце.

До сих пор, говоря о приливах, мы в значительной мере опирались на теорию Ньютона. В природе действуют дополнительные усложняющие картину факторы, обусловленные неравномерным покрытием Земли водой, сложностью очертаний береговой линии и рельефа морского дна, действием силы Кориолиса, которая возникает вследствие вращения Земли, инертностью водных масс и тормозящими эффектами.

[1] Приливообразующая сила, вызванная Солнцем, в среднем в 2,16 раза меньше, чем вызванная Луной (БСЭ, т. 20), поэтому составляет лишь около 30% суммарных сил. – *Прим. ред.*

Характеристики приливных колебаний существенно зависят от периода собственных колебаний данного океанического бассейна. Так, в Атлантическом океане совпадение указанного периода с 12-часовым циклом приливообразующих сил порождает *полусуточные приливы*. Собственные колебания Мексиканского залива близки по периоду к 24-часовому циклу приливообразующих сил, и это обусловливает *суточные приливы*. Для Тихого океана, в котором регулярные колебания невозможны, характерны смешанные приливы.

С точки зрения неподвижного относительно Земли наблюдателя приливные волны должны распространяться с востока на запад. Однако в проливах и узких местах они распространяются в самых разных направлениях. К тому же приливы нередко проявляются в форме стоячей волны, в узлах которой скорость течения воды близка к нулю, а в пучностях достигает наибольших величин. Во время полной и малой воды эти скорости повсеместно равны нулю, тогда как при переходе уровня через среднее положение скорости максимальны. Амплитуда приливов является наибольшей в тех случаях, когда период собственных колебаний бассейна совпадает с периодом океанских приливов, т. е. приблизительно равен 12 ч.

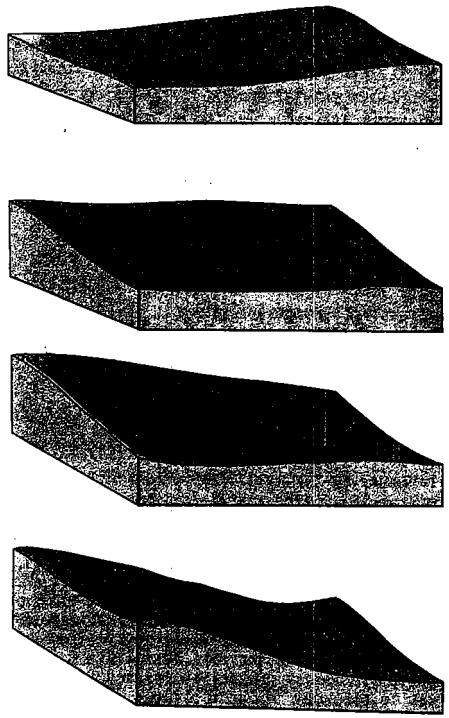


Рис. 18.11. Движение приливной волны вокруг амфидромной точки в направлении против часовой стрелки [468].

Явление резонанса приводит к существенному увеличению высоты океанских приливов ($\sim 0{,}5$ м). Характерный размер пролива или залива, в котором возбуждаются резонансные колебания с периодом около 12 ч, находится в прямой зависимости от глубины. В заливе Фанди возбуждается резонансная стоячая волна, узел которой располагается на входе в залив. В результате высота прилива увеличивается по длине залива от 3 до 15,6 м.

Тот факт, что акватории многих морей, по существу, являются полузамкнутыми, а также действие силы Кориолиса приводят к ротации приливной волны. В Северном полушарии волна движется против часовой стрелки вокруг *узловой* (амфидромной)[1] точки, в которой амплитуда прилива равна нулю. По мере удаления от амфидромной точки высота прилива растет (рис. 18.11). Длина гребня приливной волны соизмерима с «радиусом» бассейна, в котором происходит указанное вращение, а сам «радиус» является линией равных фаз прилива, или *котидальной* линией. Концентрические кривые с центром в амфидромной точке представляют собой линии *равной высоты* прилива. Таким образом, высота прилива увеличивается по мере удаления от центра вращения. В некоторых полузамкнутых морях, таких, как Северное море, имеется несколько амфидромных точек (рис. 18.12). Приливы на шельфе можно в первом приближении классифицировать на *высокие* (высота > 4 м), *средние* (высота 2–4 м) и *низкие* (высота < 2 м).

[1] Точка, где теоретически отсутствуют приливные течения. – *Прим. ред.*

Совершенно очевидно, что в полузамкнутой морской акватории с вращательными приливными движениями скорость прилива в точке изменяется как по величине, так и по направлению. Изменение вектора скорости во времени удобно представлять в форме эллипса прилива, неравенство осей которого прямо связано с асимметрией векторов приливных скоростей (рис. 18.13).

Из природы приливных эллипсов вытекает важное седиментологическое следствие. Заметная периодичность скорости приливных течений ведет к цикличности движения взвешенного материала, когда фаза перемещения взвеси сменяется фазой выпадения ее из потока. В результате такой цикличности формируется своеобразное расслоение (по содержанию взвеси) приливного течения. При смене направления течения вновь формируется расслоенность, существование которой наряду с другими факторами наводит на мысль о способности приливов воздействовать на реликтовые морские отложения.

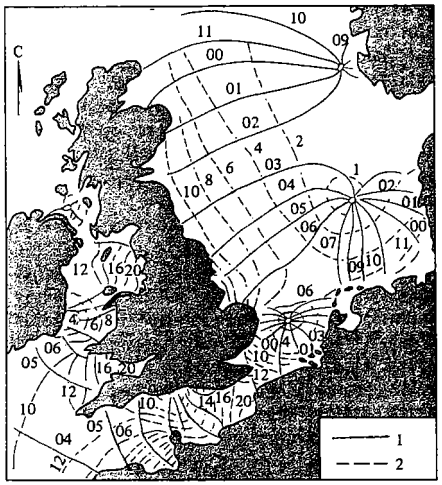


Рис. 18.12. Амфидромные точки, котидальные линии и линии равных приливов для шельфа Северо-Западной Европы. *1* – котидальные линии, ч; *2* – высота прилива, футы [468].

Последнее касается увеличенных (относительно среднего уровня) приливов, которые возникают тогда, когда очень сильный за счет ураганов или циклонов ветер со стороны моря совместно с низким барометрическим давлением приносит к берегу воду и увеличивают высоту прилива на 1000%. Восстановление хороших погодных условий ведет к тому, что возникает громадная направленная к морю волна (отливная штормовая волна), которая может перемещать воду с мелководья и выносить в море детрит и фауну с межприливных областей.

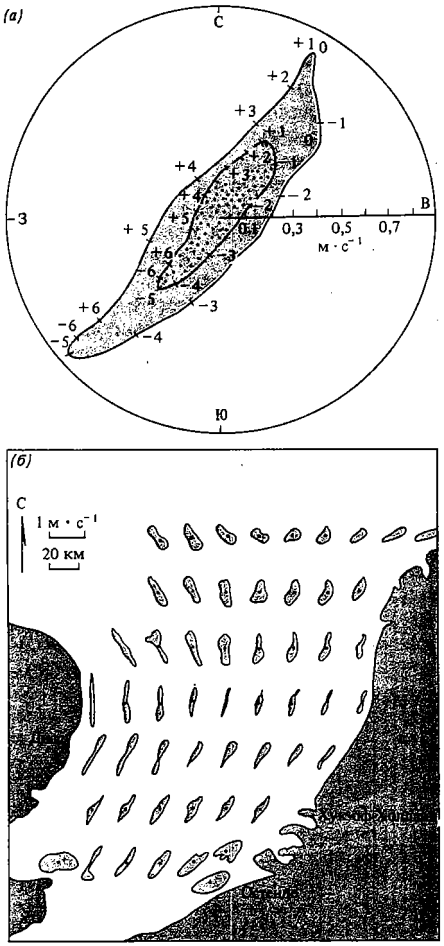


Рис. 18.13. *а* – эллипс приливного течения в южной части Северного моря. Внешний эллипс соответствует приповерхностному течению, а внутренний – придонному. Эллипс строится путем нанесения векторов скорости для последовательных моментов приливного цикла с интервалом, равным, например, 1 ч. В случае 12-часового приливного цикла соседние векторы отстоят друг от друга на 360/12 градусов. Таким образом, скорость приливных течений изменяется во времени как по величине, так и по направлению. Вместе с тем может иметь место результирующий перенос (гл. 21) [549]; *б* – эллипсы приливных течений (в 1 м от дна), построенные для южной части Северного моря [547].

18г. Выводы. Основную роль в физических процессах береговой зоны и шельфа играют ветровые и приливные волны. Движение воды в ветровых волнах на глубине является чисто колебательным. На мелководье в придонном слое волнового потока действует направленное к берегу переносное течение, которое накладывается на основное колебательное движение. Волны, распространяющиеся из глубоководной зоны, на шельфе начинают взаимодействовать с дном. Скорость и длина волн уменьшаются, а их высота растет вплоть до разрушения волн вблизи берега. Помимо возвратно-поступательного движения воды при подходе волн по нормали к береговой линии и вдольберегового течения при косом подходе, в береговой зоне встречаются циркуляционные ячейки, которые образуются вследствие вариации высоты волн из-за рефракции и краевых волн. Часть наносов, переносимых к берегу асимметричной мелководной волной, возвращается в море благодаря действию мощных разрывных течений. Образование приливной волны обусловлено действием и неравенством силы гравитационного притяжения и центростремительной силы, т. е. сил, которые существуют благодаря вращению Луны вокруг Земли и этих двух планет вокруг Солнца. Распространение приливной волны над сложным рельефом дна шельфа и береговой зоны сопровождается ротационными деформациями волны и ее усилением. По этой причине приливные течения на мелководье чрезвычайно разнообразны как по величине, так и по направлению.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Очень полные и полезные обзоры по физике береговых процессов составлены Комаром [468], а также Стэнли и Свифтом [782]. В работе Триккера [829] приводится теория волновых процессов, основанная на положениях общей физики.

Приложение 18.1

Теория волн на глубокой воде

Начнем с предположений о том, что наша волна гармоническая и ее амплитуда A мала по сравнению с глубиной. Тогда смещение y в стационарной волне будет равно (рис. 18.14, *а*)

$$y = A \sin kx, \tag{18.21}$$

и в силу того, что длина волны $\lambda = 2\pi/k$,

$$y = A \sin \frac{2\pi}{\lambda} x. \tag{18.22}$$

Теперь «остановим» нашу волну, искусственно задав встречное течение со скоростью c, равной по величине скорости распространения волны. Если бы не это течение, то частицы воды двигались бы по горизонтали вперед в гребне волны и по горизонтали назад в ее ложбине, и это движение являлось бы составной частью орбитального движения. Предположив симметричность движения, обозначим скорости движения вперед и назад символами $+u$ и $-u$ соответственно. В подвижной системе координат эти поверхностные скорости будут равны $c+u$ и $c-u$ (рис. 18.14, *а*).

Теперь рассмотрим энергетические соотношения применительно к волновому движению. Увеличение потенциальной энергии частицы жидко-

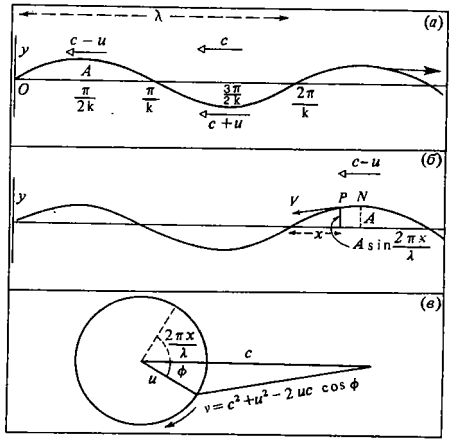


Рис. 18.14. Диаграммы (*а* – *в*), иллюстрирующие теорию волн на глубокой воде [829].

сти при ее переходе из ложбины волны в гребень, т.е. изменение ее вертикальной координаты на величину $2A$, должно быть уравновешено равным уменьшением кинетической энергии, или

$$2mgA = \frac{1}{2}m[(c+u)^2 - (c-u)^2]. \quad (18.23)$$

Из уравнения (18.23) следует, что

$$2mgA = 2mcu,$$

так что

$$gA = cu. \quad (18.24)$$

Проанализируем переход частицы воды через ось x. Горизонтальная компонента скорости при этом равна c, а вертикальная – некоторой величине v. Полная скорость частицы равна $\sqrt{c^2+v^2}$, а ее кинетическая энергия $\frac{1}{2}m(c^2+v^2)$. На основании закона сохранения энергии должно выполняться равенство между кинетической энергией воды выше средней линии и соответствующим уменьшением ее потенциальной энергии:

$$mgA = \frac{1}{2}m(c^2+v^2) - \frac{1}{2}m(c-u)^2. \quad (18.25)$$

Из последнего равенства нетрудно найти, что

$$gA = \frac{v^2-u^2}{2} + uc, \quad (18.26)$$

но так как по формуле (18.24) $gA = cu$, находим, что

$$v^2 = u^2. \quad (18.27)$$

Из рис. 18.14, *б* следует, что для произвольной точки P синусоидальной кривой, достаточно близкой к оси абсцисс, выполняется условие $y/x = 2\pi A/\lambda$, или, в терминах скоростей,

$$\frac{u}{c} = \frac{2\pi A}{\lambda}, \quad (18.28)$$

откуда

$$u = \frac{2\pi Ac}{\lambda}. \quad (18.29)$$

На основании уравнения (18.24)

$$u = \frac{gA}{c},$$

поэтому

$$\frac{gA}{c} = \frac{2\pi Ac}{\lambda}, \quad (18.30)$$

откуда

$$c^2 = \frac{\lambda g}{2\pi},$$

или

$$c = \sqrt{\frac{\lambda g}{2\pi}}. \quad (18.31)$$

Полученное выражение представляет собой зависимость скорости распространения волны на глубокой воде от длины волны, из которой следует, что длинные волны бегут быстрее коротких. Заметим, что величина скорости не зависит от глубины.

Перейдем к движению частиц воды в волне и рассмотрим точку P на рис. 18.14, *б*. Принимая во внимание наличие встречного течения, имеющего скорость c, запишем скорость воды на гребне волны как $c-u$. Из закона сохранения энергии с учетом того, что y-координата точки P равна $A\sin 2\pi x/\lambda$, следует равенство

$$v^2 - (c-u)^2 = 2gA\left(1 - \sin\frac{2\pi x}{\lambda}\right). \quad (18.32)$$

Но так как $gA = uc$, имеем

$$v^2 - c^2 - 2uc - u^2 = 2uc\left(1 - \sin\frac{2\pi x}{\lambda}\right), \quad (18.33)$$

или

$$v^2 = c^2 + u^2 - 2uc\sin\frac{2\pi x}{\lambda}. \quad (18.34)$$

Введем обозначение (рис. 18.14, *в*)

$$\phi = \frac{2\pi x}{\lambda} - \frac{\pi}{2} \quad (18.35)$$

и получим, что

$$\sin\frac{2\pi x}{\lambda} = \cos\phi. \quad (18.36)$$

Окончательно имеем

$$v^2 = c^2 + u^2 - 2uc\cos\phi. \quad (18.37)$$

Геометрическое толкование полученной зависимости дано на рис. 18.14, *в*, на котором видно, что величина v включает в себя скорость противотечения c и постоянную величину u. По мере прохождения нашей частицы через последовательные точки волны (как формы) величина $2\pi x/\lambda$ убывает. Таким образом, скорость u как бы перемещается по окружности (рис. 18.14, *в*) в направлении часовой стрелки. Переходя к неподвижной системе координат, получаем, что в волнах малой амплитуды на глубокой воде частицы воды имеют в первом приближении циклические орбиты.

Все проделанные выше расчеты заимствованы из монографии Триккера [829], в которой читатель может найти изящную теорию ветровых и приливных волн, построенную на принципах общей физики.

19

Дельты

19а. Введение. Пристальное внимание к седиментации в дельтах вызвано теми колоссальными запасами угля, нефти и природного газа, которые сосредоточены в древних дельтовых отложениях. Интерес человечества к дельтам насчитывает тысячи лет: в историческое время именно в дельтах, таких, как дельты Нила, Тигра и Евфрата, зарождалась цивилизация, складывалась культура земледелия.

Изучение более чем тридцати современных дельт [163] выявило большое разнообразие их строения, обусловленное интенсивностью руслового, волнового и приливного процессов в приустьевой зоне (табл. 19.1, рис. 19.1). Так, в классической по форме дельте Нила (которую Геродот впервые назвал «дельтой» за сходство ее формы с начертанием одноименной греческой буквы) преобладают волновые процессы, тогда как в дельте Миссисипи – русловые. Таким образом, с самого начала очевидно, что дельта – результат противоборства реки и моря, противодействия между русловой седиментацией и переработкой речных наносов волнами и течениями.

Несмотря на разнообразие строения дельт и действующих в них процессов седиментации, каждая активная дельта включает в себя *фронт дельты* и *собственно дельту*. Последнюю составляет субаэральная часть дельты с разветвленными протоками, маршами, болотами и озерами. Фронт дельты включает приустьевые зоны отдельных проток, лагуны, приливные каналы, береговые бары и межпротоковые заливы.

Таблица 19.1. Факторы, определяющие режим, морфологию и фации дельт [237]

Морфология и седиментационные фации дельты	Режим дельты	Величина речного стока
Режим дельты	Величина речного стока	
		Климат, тектоническое погружение, количество осадков, рельеф
	Высота волн и приливных течений	

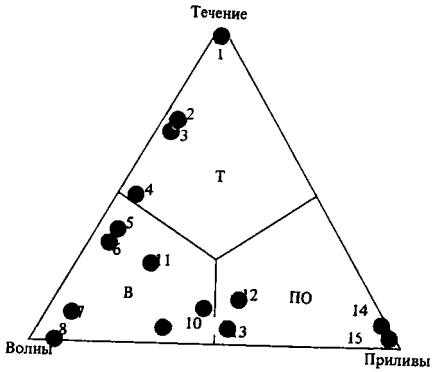


Рис. 19.1. Диаграмма, показывающая качественную зависимость морфологии дельт от типа преобладающего на приустьевом взморье дельты процесса(-ов). Дельты: *1* – Миссисипи; *2* – По; *3* – Дуная; *4* – Эбро; *5* – Нила; *6* – Роны; *7* – Сан-Франциско; *8* – Сенегала; *9* – Бердекина; *10* – Нигера; *11* – Ориноко; *12* – Меконга; *13* – Коппера; *14* – Ганга – Брахмапутры; *16* – залива Папуа [289, 238]. Преобладающее действие: течений (Т), волн (В), приливов – отливов (ПО).

19б. Физические процессы. Попытаемся выяснить, что происходит с речной водой и осадками после того, как они покидают русло и выносятся в море. Степень их переработки волнами и приливами в общих чертах определяет морфологию всей дельты, а значит, и дельтовых фаций. Вначале рассмотрим дельты, в окрестностях которых доминирует русловой процесс. Такого рода дельты формируются в озерах и небольших морях с низкими приливами. Русловым процессам принадлежит господствующая роль и вблизи дельт, имеющих протяженный и отлогий фронтальный (морской) склон, на котором теряется энергия подходящих к берегу волн. Согласно Райту [882], способность вытекающей речной струи транспортировать наносы на приустьевом взморье зависит от следующих факторов: а) энергии и турбулентной диффузии, б) турбулентного донного трения, в) силы плавучести.

Струи, динамика которых определяется преимущественно процессом турбулентной диффузии, имеют плотность приблизительно такую же, как и плотность окружающей струю морской или озерной воды, и называются *гомопикнальными*. Сравнительно высокие значения числа Рейнольдса (> 3000) на выходе таких струй из русла свидетельствуют об их интенсивной турбулентности. На рис. 19.2 показана обобщенная схема растекания турбулентной струи, а также образуемая ею дельта так называемого «гильбертова типа». Подобные дельты встречаются, когда поток с большим градиентом скорости втекает в глубоководное озеро. В морях дельты этого типа относительно редки.

Тормозящее действие дна приустьевой области на втекающую в море турбулентную речную струю нередко весьма значительно, поскольку дно здесь имеет малые уклоны. В этом случае струя быстро замедляет свое движение и растекается вширь (рис. 19.3). Там, где преобладает *тормозящее действие дна*, струя быстро разгружается, а оседающие наносы формируют приустьевой бар, оконтуренный с обеих сторон протоками, с образованием структуры в форме буквы Y. Бары этого типа являются одним из доказательств современного выдвижения отдельных участков дельты Миссисипи.

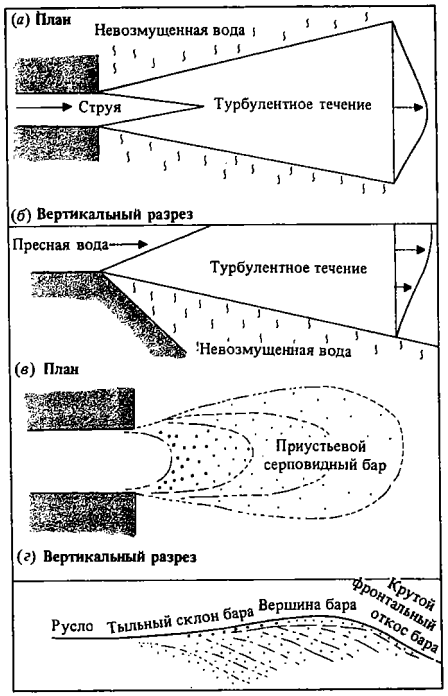


Рис. 19.2. Растекающаяся речная струя и образованный ею распластанный приустьевой бар «гильбертова типа» [882].

Размер области, внутри которой поведение струи определяется эффектом плавучести, характеризуется модифицированным числом Фруда

$$F' = \frac{\bar{u}}{\sqrt{gh'\gamma}}.$$

Здесь $\bar{u}$ – средняя скорость струи, h' – толщина однородного по плотности слоя, $\gamma = 1 - \rho_f/\rho_s$, где ρ_f и ρ_s – плотности речной и морской воды соответственно. При малых величинах числа Фруда ($F' \ll 1$), когда архимедова сила имеет решающее значение, вытекающая из русла струя распространяется над *клином более плотных соленых вод*. При этом струя незначительно растекается и может проникать в море на большие расстояния. Подобные струи называются *гипопикнальными*. В дальнейшем, обсуждая седиментацию в эстуариях (гл. 20), мы будем говорить о том, что наиболее подходящие условия для образования клина соленой воды – это достаточная глубина русла на выходе в море и слабые приливно-отливные движения. На границе пресноводной струи и соленого клина имеет место генерация внутренних волн (рис. 19.4). Последние усиливают вертикальное перемешивание, что в свою очередь приводит к торможению потока и осаждению крупного материала на приустьевом баре. При высоком уровне воды в реке клин соленой воды оттесняется в море, и его граница проходит чуть мористее гребня приустьевого бара (рис. 19.5). Здесь же завершается отложение основной массы влекомого материала; отложение более тонкой его разности продолжается на морском склоне бара. Хорошими примерами баров с уменьшающейся в море крупностью осадков служат приустьевые бары большинства проток Миссисипи.

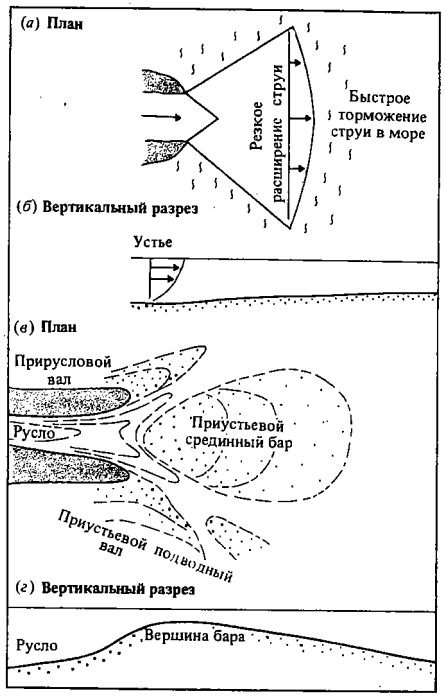


Рис. 19.3. Речная струя при наличии донного трения и образованный ею приустьевой срединный бар [882].

Теперь проанализируем воздействие штормовых волн и течений на структуру и режим дельт. Рассмотрим эти механизмы с помощью простых моделей втекающей в море струи [883].

По мере распространения волн над протяженной областью прибрежного мелководья их энергия заметно уменьшается (гл. 18), и в пределе на чрезвычайно пологом профиле может рассеиваться вся волновая энергия. При достаточно сильном волнении втекающая в море речная струя будет разрушена и перемещена. Напротив, при относительно слабом волнении главную роль на приустьевом взморье играет действие речной струи (табл. 19.2). На долю волн остается лишь перенос песка к берегу и формирование подводных валов вблизи широкого серповидного приустьевого бара. Косоподходящие волны способствуют нарастанию парал-

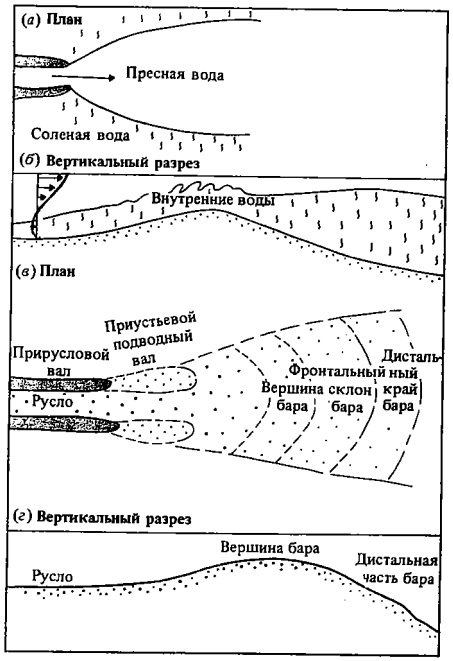


Рис. 19.4. Струя пресной, более легкой, чем морская, воды и ее приустьевой бар [882].

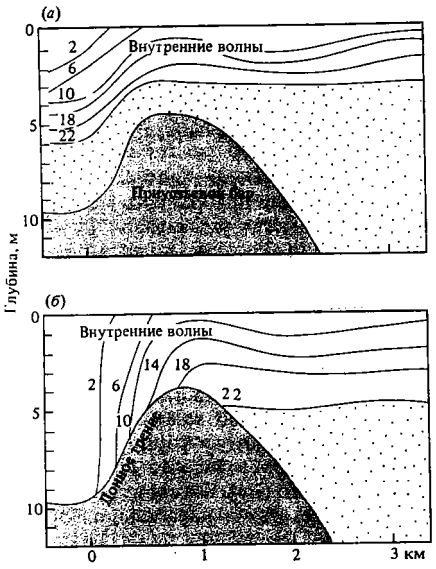


Рис. 19.5. Продольный разрез через южную протоку дельты Миссисипи при низком (*а*) и высоком (*б*) уровнях воды. Хорошо заметно проникновение клина соленых вод при низком уровне. Осадки, отложенные ниже этого клина, обычно перемываются при высоком уровне воды. Числами обозначена соленость воды в промилле [883].

лельных берегу кос и подводных валов (рис. 19.6). Перед устьем образуется обширная система островных баров, которые состоят из песка, принесенного вдольбереговыми течениями.

Как мы уже видели (см. также гл. 20), приливные течения в приустьевых зонах с высоким приливом стремятся разрушить клин соленой воды. Возвратно-поступательные приливные течения накладываются на однонаправленную речную струю, и в результате устье, во-первых, стремится приобрести воронкообразную форму и, во-вторых, выдвинуться в море вплоть до зоны вытянутых приливных отмелей, образовавшихся из песка эродированного приливом приустьевого бара (рис. 19.7).

Проведенное обсуждение физики явлений в приустьевой зоне позволяет нам вновь обратиться к рис. 19.1 и объяснить основные черты морфологии дельт с позиций руслового, волнового и приливного процессов.

19в. Современные дельтовые фации. Из всех дельт, развитие которых определяет преимущественно речной сток, наиболее хорошо исследована дельта Миссисипи. На протяжении более чем 50 лет собрано огромное количество данных о характере ее поверхно-

Таблица 19.2. Величины отношения речного расхода к волновой энергии для семи крупных дельт [883]. *Среднегодовой индекс эффективности расхода* определяется как результат деления единичного расхода (полный расход в кубических футах в секунду/суммарная ширина всех проток реки в устье) на удельную мощность волны (полная мощность/длина фронта). Этот не корректный в смысле размерности показатель все-таки дает представление о соотношении «сил» реки и моря. *Среднегодовой показатель ослабления* волновой энергии определяется как отношение величин мощности волн на глубокой воде и вблизи берега, умноженное на величину коэффициента рефракции (показатель концентрации или рассеивания энергии из-за рефракции). Величина показателя ослабления, равная 1, указывает на отсутствие потерь энергии за счет донного трения. Величина 100 означает, что сохранился только 1% первоначальной энергии волн

Дельта	Среднегодовая величина мощности волн на глубокой воде, фунт-сила-фут/с	Среднегодовая величина мощности волн вблизи берега фунт-сила-фут/с	Средний расход, фут^3/с·10^3	Среднегодовой индекс эффективности расхода	Среднегодовой показатель ослабления
Миссисипи	237,4	0,03	624,6	5477,0	7913,3
Дунай	51,7	0,03	222,0	1171,0	2585,0
Эбро	168,8	0,11	19,5	267,8	1299,5
Нигер	152,1	1,48	384,8	4,4	202,8
Нил	306,2	7,49	52,2	3,2	42,5
Сан-Франциско	834,6	22,40	110,2	1,3	37,2
Сенегал	351,9	84,60	27,2	0,3	4,2

сти и толще осадков [261, 263, 162, 164]. Эту дельту пересекает несколько крупных проток и множество мелких (рис. 19.8). Из-за очень малых уклонов поверхности дельты русла проток близки к прямолинейным (разд. 15б). Когда дельта нарастает, в ней часто возникают прораны – протоки ищут новые, с более подходящим уклоном пути в море. С возникновением прораны форма дельты напоминает «птичью лапу»: ее «когтями» являются русла, а «перепонками» — бухты в промежутках между руслами. Эти небольшие солоноватые бухты (соленость в них увеличивается в сторону моря) постепенно заполняются наносами, поступающими из устьев проток, а также во время приливов. Со временем они превращаются в марши дельтовой равнины (рис. 19.9). Пространство между нарастающими маршами и протоками занимают отложения с разнообразным изменением крупности зерен по вертикали. На этой территории, по-

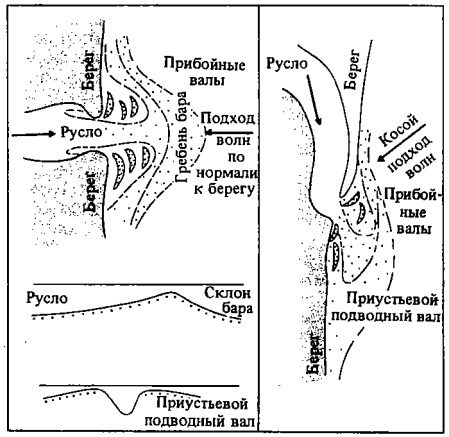


Рис. 19.6. Воздействие штормового волнения на морфологию приустьевой зоны и седиментацию в ней [882].

крытой густой растительностью, выделяются четкие контуры отложений, зернистость которых убывает снизу вверх и которые являются результатом осаждения наносов в мелких протоках [235]. На взморье напротив устья расположены четко выраженные серповидные приустьевые бары. Уменьшение глубины от устья к бару означает, что бар не является неизменным. Продолжающийся рост дельты служит причиной формирования мощной (50–150 м) толщи глинисто-песчаных отложений приустьевого бара, зернистость материала в которой растет снизу вверх. В некоторых местах в отложения приустьевого бара вклиниваются устьевые пески с характерным для них увеличением зернистости вниз по разрезу. На

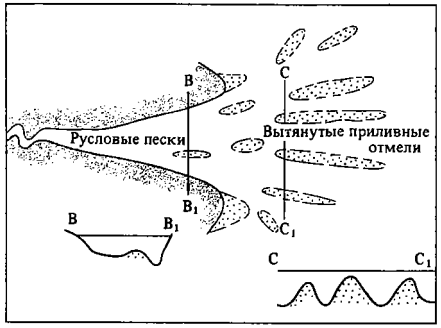


Рис. 19.7. Воздействие сильных приливных течений на морфологию и осадконакопление приустьевой зоны [882].

фронте дельты накапливаются мощные толщи ила, что способствует развитию здесь разного рода пластических деформаций, оползней, а также сбросовых структур (рис. 19.10).

На протяжении нескольких последних тысячелетий активные части дельты Миссисипи испытали периодические миграции (гл. 15) вдоль берега Луизианы, так как протоки мигрировали в поисках наиболее благоприятных условий стока (рис. 19.11). В результате смещения проток созданные ранее части дельты оказались брошенными рекой [691, 277]. Уплотнение илов в этой части авандельты способствовало ее погружению, а это в свою очередь – переработке дельтовых отложений волнением. Таким образом формируются характерные фации брошенных дельт, располагающиеся в верхней части комплекса фаций лопастных дельт (рис. 19.12). Действует специфический механизм, циклично «переключающий» работу дельт и обусловленный общим тектоническим опусканием дельтовой области (как это происходит в Мексиканском заливе).

Перейдем теперь к анализу смешанного

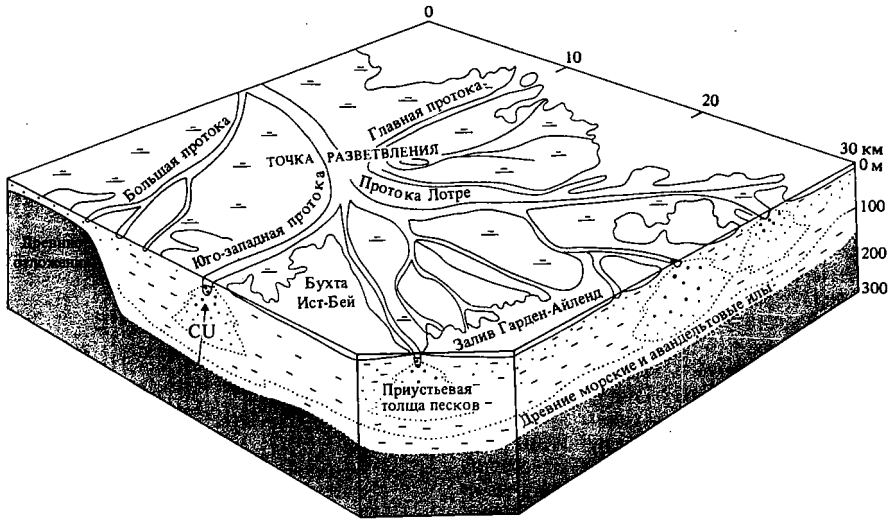


Рис. 19.8. Блок-диаграмма строения и основных фаций современной дельты Миссисипи типа «птичья лапа». CU – увеличение крупности отложений снизу вверх. Приустьевые песчаные формы образуются в результате нарастания и выдвижения в море приустьевого бара [263].

(прилив – волнение) режима на примере дельты Нигера [9, 621], которую рассмотрим для сравнения с дельтой Миссисипи. Для наиболее низкой части дельты характерны прибрежные бары, отделенные друг от друга приливными промоинами (рис. 19.13). Основное русло Нигера (а это седьмая по величине расхода река в мире) разбивается здесь на множество мелких рукавов, каждый из которых подвержен действию приливов. Песчаный материал в дельте, отложенный при отливе, перераспределяется вдоль берега во время штормов, которые достигают здесь большой силы. На фациальной блок-диаграмме (рис. 19.13) показано, что на фронте дельты Нигера преобладают отложения, аккумулирующиеся в приливных промоинах, а также пески прибрежных баров. Дальнейшее продвижение дельты может привести к частичной переработке и размыву фаций из верхнего осадочного слоя.

Дельты на побережьях с высоким приливом и умеренным волнением, такие, как дельты Ганга – Брахмапутры [160] и залива Папуа [260], имеют своеобразный набор фаций фронта дельты. Здесь также разбросано множество островков, разделенных приливными промоинами. По мере удаления от берега острова приобретают вытянутые очертания и ориентацию по нормали

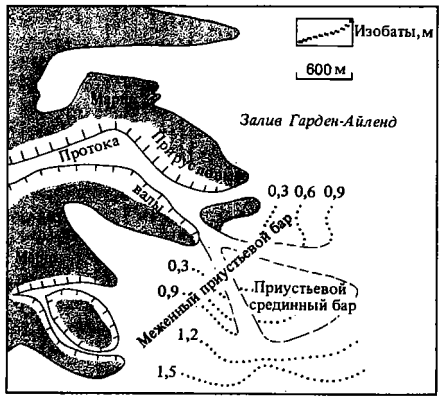


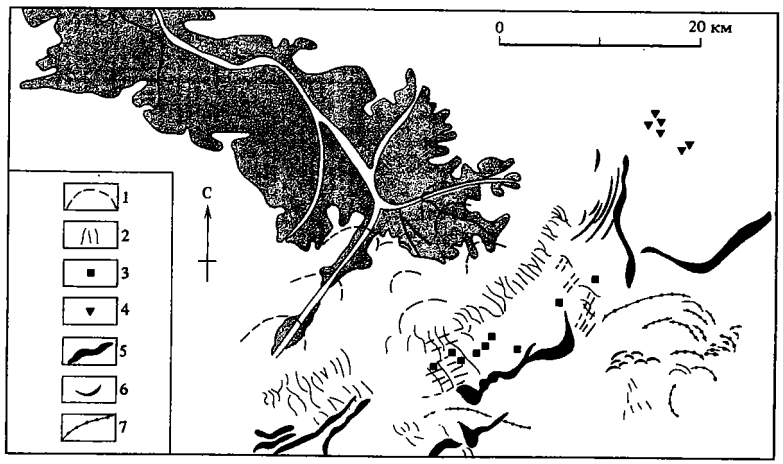
Рис. 19.9. Схема меженного приустьевого бара (преобладание трения и торможения, ср. с рис. 19.3) перед устьем протоки, впадающей в залив (о. Гарден) [164].

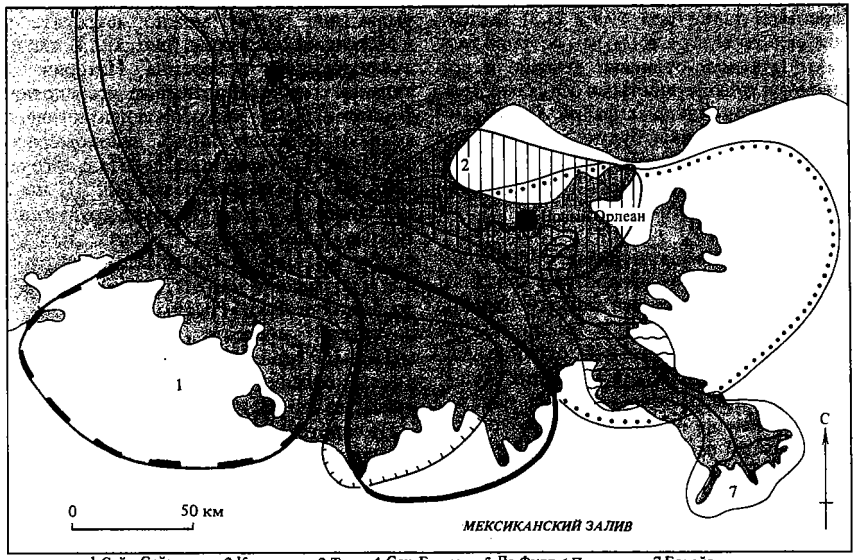
к береговой линии (рис. 19.7 и 21.3). Выдвижение дельты ведет к тому, что острова разделяют приливно-отливные течения и покрываются тонкозернистыми осадками приливных и надприливных фаций. Пространства между островами, будучи первоначально приливными промоинами, в конце концов, по мере разрастания дельты, становятся руслами проток.

19г. Древние дельтовые фации. Многие из современных дельт развиваются в условиях погружающихся континентальных окраин, особенно на неактивной в тектоническом отношении континентальной окраине Атлантического океана. Исследования дельтовых толщ при разведке на нефть показали, что многие из них представляют собой окончательный результат очень длительного в геологическом смысле унаследованного процесса выноса твердого материала. Поэтому под современными дельтами залегает толща древних дельтовых отложений большой мощности (2–8 км). Превосходное подтверждение этому можно встретить как в Мексиканском заливе (рис. 19.14), так и на атлантическом побережье Нигерии. Детальные электрокаротажные исследования, фациальный и микропалеонтологический анализы помогли понять закономерности строения дельт и их последовательного продвижения. Несколько позже (гл. 31) мы будем говорить о том, что такие крупномасштабные выдвижения дельт приводят к образованию почти идеальных условий для улавливания нефти. Данные электрокаротажа эоценовой группы Уилкокс (гл. 31) позволили провести разделение аллювиальных осадков и отложений дельт, в формировании которых большое значение имели волновые процессы [258, 259].

На основе изучения керна и геологических разрезов угленосных отложений каменноугольного времени в зоне Мидконтинента и в Аппалачах, США, были составлены впечатляющие фациальные карты (рис. 19.15), демонстрирующие широкое распространение дельтовых литофаций [849]. При дальнейшем обследовании бассейнов Покахонтас и Данкард в Западной Виргинии и Пенсильвании [254, 253] была найдена древняя дельта, в формировании которой основная роль принадлежала волновым процессам. Вдоль ее фронта протягивается обширный пояс однородных песчаников, которые образовались из отложений древнего берегового вала (рис. 19.16).

Рис. 19.10. Процессы подводного перемещения обломочного материала и разломы в осадочной толще вблизи дельты Миссисипи [161]. *1* – периферийные разломы и оползни; *2* – оси грабенов; *3* – диапиры (глинистые бугры); *4* – выходы газа и грязевые вулканы; *5* – мутьевые потоки; *6* – дугообразные разломы и оползни; *7* – глубинные разломы.





Наиболее детальное изучение фаций древних дельт проведено на севере Англии: отложения Юрдельского цикла намюрского яруса были описаны Эллиотом [236], а дельты Милстон-Грит (также намюрского яруса) – целой группой геологов [7, 665, 870, 166, 545]. Юрдельский цикл содержит отложения трех лопастей дельт, при образовании которых доминировали русловые процессы.

Расшифровка этих толщ стала возможной благодаря маркирующим фациям брошенных дельт (таким, как угли, а также береговые и баровые песчаники), аналогичных островам Шанделур у внешнего края дельты Миссисипи (рис. 19.17).

Комплекс дельтовых отложений «Милстон-Грит» включает в себя две толщи, в основании каждой из которых залегают аргиллиты, которые выше по разрезу замещаются турбидитовыми песчаниками. Последние в свою очередь переходят в песчаники, образовавшиеся в дельтах очень больших рек с почти прямолинейным руслом. Склон дельты пересекался глубокими руслами подводных каналов, по которым обломочный материал транспортировался вплоть до конусов выноса (рис. 19.18). Заметно также некоторое изменение фаций дельты за счет переработки отложений волнением и приливами.

Рис. 19.11. «Лопасти» дельты Миссисипи в голоцене [463, 161].

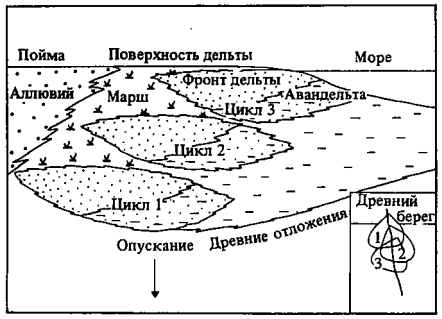


Рис. 19.12. Цикличность дельтовых отложений в условиях общего опускания дельтовой области и нарастания берега [162].

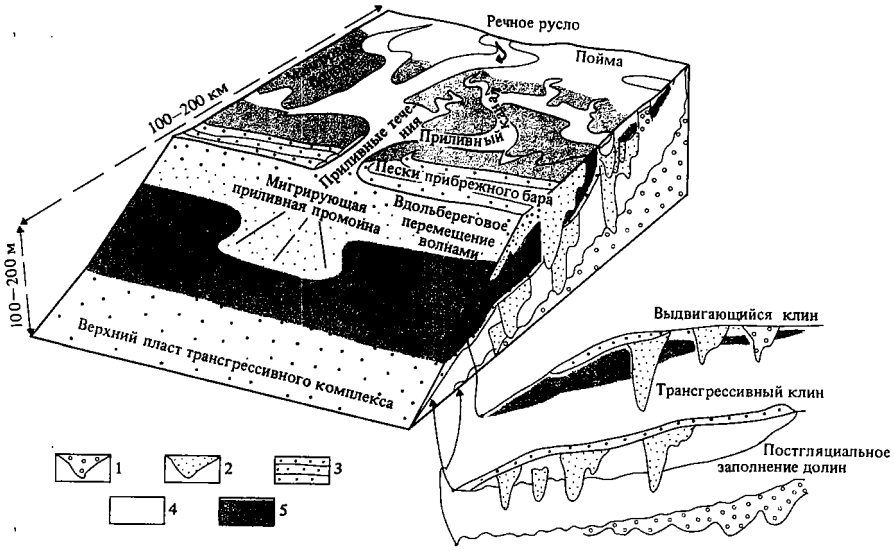


Рис. 19.13. Блок-схема позднечетвертичных фаций дельты Нигера [621]. Обсуждение см. в тексте. *1* – русло реки; *2* – приливный желоб; *3* – прибрежный бар; *4* – солоноватоводные и пресноводные алевриты и глины; *5* – морские алевриты и глины.

В схожих фациях отложений намюрского яруса в западной Ирландии [682] обнаружены разломы (гл. 11).

19д. Выводы. Для правильного понимания процессов осадконакопления в дельтах следует помнить о том, что речная струя, выходя на предустьевое взморье, подвергается воздействию: а) тормозящей силы, возникающей за счет диффузии и турбулентности; б) силы донного трения; в) силы плавучести; г) волн; д) приливов. Взаимодействие этих различных динамических факторов и определяет наблюдаемое разнообразие строения дельт. Дельты и соответственно дельтовые отложения могут быть классифицированы по относительной роли русловых, волновых и приливных процессов. Циклически построенные отложения фронта дельты с характерным увеличением зернистости снизу вверх нарушаются вклинивающимися песчаными отложениями русел и приустьевой зоны (зернистость убывает снизу вверх) или отложениями приливных желобов. Самая верхняя часть клина выдвигающейся дельты включает в себя мелкозернистые

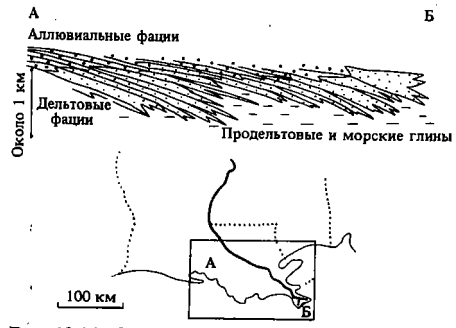


Рис. 19.14. Схематический обобщенный разрез через Южную Луизиану, показывающий последовательное нарастание дельты Миссисипи в миоцене на фоне периодических трансгрессий. Заметен диахронизм трех основных фаций [189].

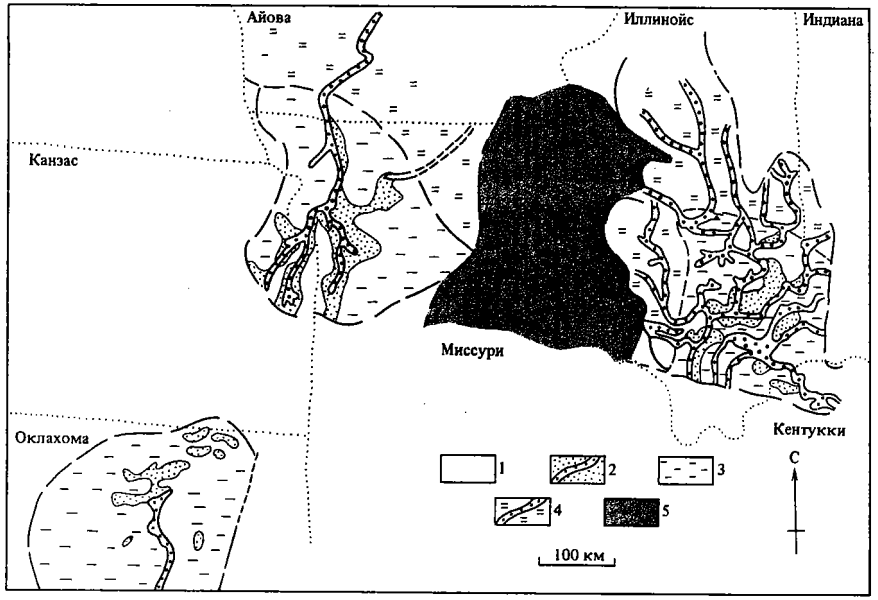


Рис. 19.15. Распределение фаций, связанных с тремя большими комплексами дельтовых отложений группы Марматон (средний пенсильваний), на северо-востоке США [849]. *1* – морские фации; *2* – дельтовые песчаники; *3* – дельтовые аргиллиты; *4* – аллювиальные фации; *5* – невысокие возвышенности.

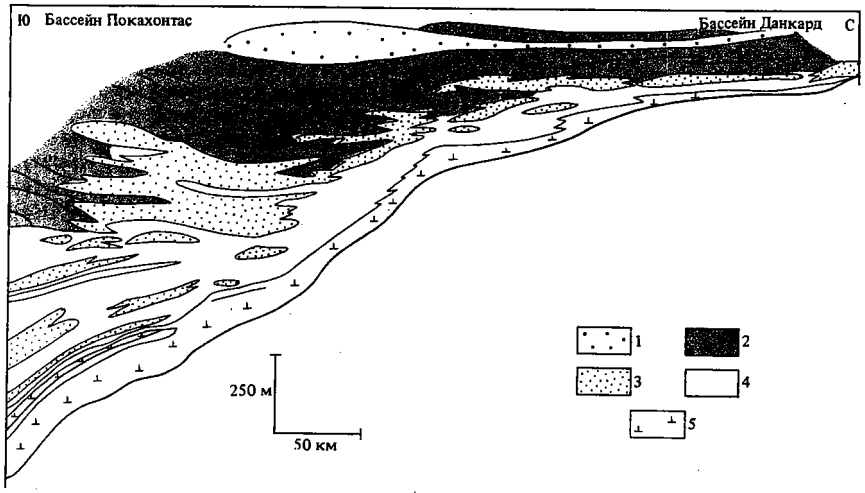


Рис. 19.16. Разрез через бассейны Покахонтас и Данкард в Западной Виргинии и Пенсильвании, на котором хорошо видны фации дельт и прибрежного бара, развитого на фронте [254]. *1* – аллювиальные фации; *2* – фации дельтовой равнины и уголь; *3* – кварцевые пески фации бара; *4* – прибрежные фации; *5* – морские известняки.

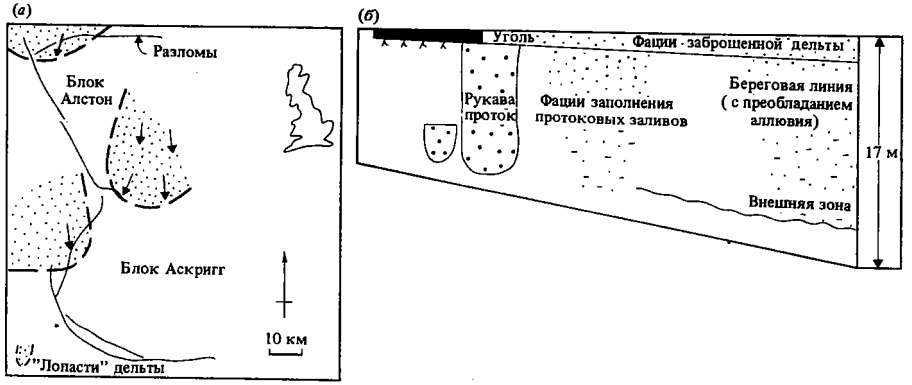


Рис. 19.17. Лопасти дельты с сильным развитием русловых процессов (отложения каменноугольного Юрдельского цикла в северной части Англии). *а* – карта, показывающая три отдельные дельтовые лопасти; *б* – меридиональный (С–Ю) разрез через центральную лопасть [236].

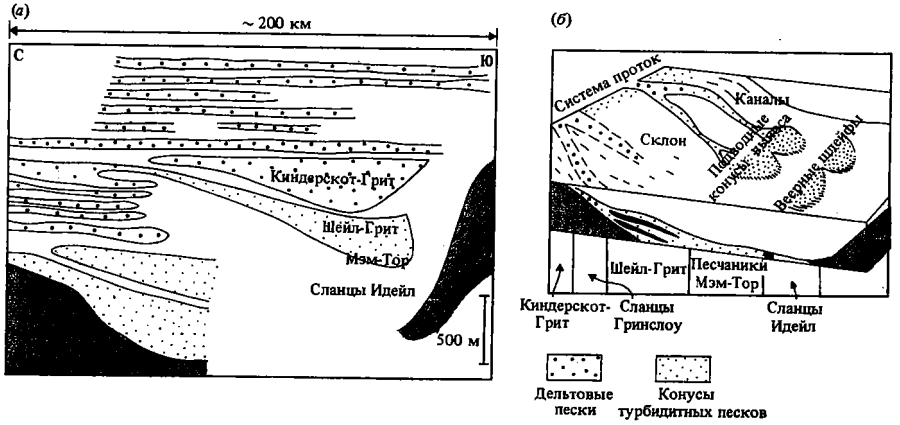


Рис. 19.18. *а* – меридиональный (С–Ю) разрез через центральную часть намюрского бассейна Пеннин в Северной Англии. Показаны основные литостратиграфические единицы и их общепринятое толкование; *б* – палеогеографическая реконструкция системы дельт Киндерскот [7, 665, 166, 545, 238].

осадки и торфяники, образовавшиеся в болотах поблизости от края дельты. Относительно крупнозернистые осадки фронта дельты и желобов являются превосходными коллекторами нефти и газа, тогда как в болотах, где мало обломочного материала, формируются отложения угля, обязанного своим происхождением болотным торфяникам.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Предложенная Бейтсом [59] концепция о роли речных струй в жизни дельты удачно развита Райтом [882]. Обобщенное описание современных и древних дельтовых отложений дано Колманом [161] и Эллиотом [238]. Множество интересных статей содержится в монографиях под редакцией Моргана [587] и Бруссарда [129].

20

Эстуарии

20а. Введение. Эстуарий по определению Д. Притчарда – это «полузамкнутая прибрежная акватория, имеющая свободное сообщение с открытым морем и в которой морская вода в значительной степени смешана с пресной речной водой» [650]. Приведенное определение ограничивает термин «эстуарий» условием взаимодействия морских и речных вод, поэтому ни реки, по которым поднимается приливная волна, ни большие воронкообразные морские акватории (такие, как залив Фанди, губа Северн) к разряду эстуариев не относятся. Следует отметить, что многие приустьевые части рек в дельтах имеют черты эстуариев.

Важнейшим типом современных эстуариев являются затопленные речные долины, которые оказались под водой вследствие раннеголоценовой послеледниковой трансгрессии. Такие эстуарии весьма характерны для приморских низменностей, примыкающих к континентальным окраинам атлантического типа (пассивным). Прекрасные образцы эстуариев можно увидеть в Новой Англии, а также в южной части США на Приатлантической низменности. На побережье Северо-Западной Европы встречается множество эстуариев воронкообразной формы. Та сравнительно заметная роль, которая принадлежит эстуариям на некоторых современных побережьях, а также высокая скорость осадконакопления в них могут дать неверное представление о значении эстуариев в геологическом прошлом. Эстуарии, без всякого сомнения, имели место в геологическом прошлом, однако встречались эти природные объекты значительно реже, чем современные обширные затопленные долины.

20б. Динамика эстуариев. Перемешивание пресных и соленых вод в эстуариях порождает специфическую циркуляцию, особенности которой зависят от поля градиента плотности. Осадочный материал здесь может быть как речного, так и морского происхождения, а при осадкообразовании может идти как флокуляция частиц и устойчивое накопление их на дне, так и взвешивание уже осажденного материала [473, 474, 715].

Динамика вод и осадков в эстуариях тесно связана с относительной интенсивностью приливных, русловых и волновых процессов. Фундаментальный подход к динамике эстуариев основан на принципе солевого баланса [649], согласно которому быстрота изменения солености в данной точке определяется двумя процессами: *диффузией* и *адвекцией*, т.е. латеральным и вертикальным перемешиванием вод. Диффузия ограничена рамками турбулентного перемешивания, тогда как адвекция связана с потоками пресной и соленой воды, входящими в общую циркуляцию, а также с разрушающимися внутренними волнами. По динамическому режиму воды и осадков эстуарии могут быть подразделены на четыре типа, переходящие один в другой [651, 714].

Для *эстуариев типа А* характерно господство русловых процессов, тогда как роль приливов и ветровых волн в них сведена к минимуму (рис. 20.1, *а*) Важной частью такой системы является сходящий на нет вверх по течению клин соленой воды, над которым идет сток речных вод. Картина в точности повторяет ту, что была рассмотрена выше на примере предустьевого взморья дельты Миссисипи (гл. 19). На четкой границе между соленой и пресной водой образуются внутренние волны, которые способствуют проникновению в ограниченных пределах соленой воды в пресную (адвекция), но не наоборот. В зоне выклинивания соленого слоя может появиться отмель, так как скорость реки в придонном слое уменьшается, и вследствие этого начинается отложение влекомого рекой материала. Эта зона аккумуляции мигрирует вверх или вниз по течению в зависимости от величины расхода воды в реке и в значительно меньшей степени – от приливных колебаний. Таким образом, мелкий донный материал, а также осажденные на дно флокулы взвеси периодически (при высоком уровне воды в реке) размываются и выносятся из эстуария.

Эстуарии типа Б (рис. 20.1, *б*) называются «частично перемешанными». Заметное влияние на структуру эстуариев этого типа оказывают турбулентные приливные течения, которые разрушают поверхность раздела между соленой и пресной водой и благодаря процессам адвекции и диффузии формируют более плавный градиент солености между дном и водной поверхностью. Вращение Земли обусловливает небольшой перекос поверхности смешения и отклонение влево (в Северном полушарии) приливного течения, направленного вверх по реке. Сильное воздействие на динамику осадков оказывают знакопеременные подвижки соленой воды в различные фазы прилива [6]. Так, осадочные частицы речного происхождения двинутся по различным и сложным траекториям (обычно типа «мертвой петли») вследствие попадания их в соленый слой и перемещения приливным течением вверх по реке. Таким способом формируется *максимум мутности*, локализованный в нижних слоях толщи эстуариевых вод (рис. 20.2).

Важно отметить, что во многих эстуариях отмечаются переходные типы (А/Б или Б/В) в зависимости от относительной интенсивности русловых и приливных потоков в отдельные времена года.

Эстуарии типа В (рис. 20.1, *в*) характеризуются вертикальной однородностью водной толщи по всему поперечному сечению, поскольку сильные приливные течения в эстуариях этого типа полностью размывают границу раздела между соленой и пресной водой. Здесь господствуют процессы продольной и поперечной адвекции, а также поперечной диффузии. Вертикального градиента солености больше не существует, а общая для всего сечения соленость возра-

Рис. 20.1. Четыре типа эстуариев [651]. Описание их см. в тексте.

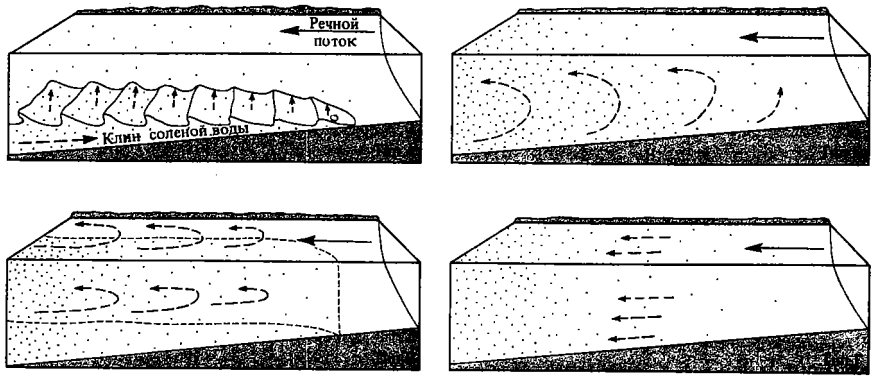




Рис. 20.2. Схематический продольный разрез через частично перемешанный эстуарий; показаны ядро мутности и зона аккумуляции жидкого ила вблизи нулевой точки [5].

стает вниз по течению. Небольшой горизонтальный градиент солености в поперечном направлении все же имеет место. Как и в эстуариях типа Б, он обусловлен вращением Земли. Динамика осадков находится под контролем мощных приливных течений, а также своеобразной циркуляции, которая обусловлена поперечным градиентом солености. Во внутренних частях некоторых приливных эстуариев вблизи дна обнаружены зоны с чрезвычайно высокой концентрацией взвешенного осадочного материала, которая, по-видимому, обусловлена флокуляцией (?) (см., например, [648]). В то же время осаждения материала, связанного с эффектами на соляном клине, как правило, не происходит в связи с сильным приливным перемешиванием.

Эстуарии типа Г (рис. 20.1, *г*) завершают классификацию эстуариев и обнаруживают как вертикальную, так и поперечную однородность по величине солености. В равновесных условиях диффузия соли вверх по течению возмещает ее потери при адвективном перемешивании. Движение осадков полностью определяется приливными движениями, и какое-либо осаждение их здесь не наблюдается.

В нашем коротком обзоре, посвященном динамике эстуариев, сделан упор на взаимодействие между рекой и приливом. Бóльшая часть всех эстуариев относится к типу Б, и все такие эстуарии имеют «склонность» к аккумуляции осадков, особенно тонких фракций. Признавая важность этого эффекта, тем не менее необходимо отметить, что адвективные, направленные в море потоки тонкозернистых мелких осадков могут подхватываться приливными и волновыми течениями и выноситься далеко на шельф.

20в. Современные фации эстуариев. Эстуарии типов Б, В и Г, т. е. эстуарии, в которых ощущается действие приливов, окружены низменно-отливной отмелью с засоленными маршами (мангровыми болотами в тропических эстуариях), пересеченной небольшими естественными каналами стока. Выдвижение всего эстуария вместе с прилегающей приморской низменностью в море приводит к тому, что донные отложения эстуария перекрываются отложениями приливно-отливных отмелей, крупность материала которых убывает снизу вверх (гл. 21). При изучении наиболее ярких представителей эстуариев типа С, таких, как эстуарий Паркер в Новой Англии, были обнаружены приливно-отливные желоба и обширные дюнные поля, их окружающие [351]. Обломочный материал в подобные эстуарии поступает преимущественно со стороны открытого моря. Так, в эстуарии Темзы в Англии крупность донных отложений убывает вверх по течению, а раковины морских остракод обнаруживаются в 20 км вверх по эстуарию от их местообитания [648]. В вертикальном разрезе можно обнаружить пачки поперечнослоистых отложений, ориентированных в направлении приливно-отливных течений, которые чередуются с глинистыми прослоями, осажденными при размыве смежных участков дна эстуария.

Существенные фациальные различия отмечаются в тех довольно многочисленных эстуариях, которые окаймлены со стороны моря барами. Эти бары сложены мелкозернистым материалом, в том числе с флазерной лентовидной и волнисто-слоистой текстурой [386]. Эстуарии типов В и Г постепенно переходят в приливный шельф с характерными для него грядами.

Вследствие постоянного перемешивания пресных и соленых вод в эстуарии фауна в нем должна быть хорошо приспособлена к пространственно-временны́м изменениям солености. Для оконтуривания зон с относительно высокой соленостью при фациальном анализе отложений эстуариев особенно полезны остракоды. Соотношение количеств раковин пустых и с моллюсками дает к тому же возможность проследить направление результирующего переноса донного материала в эстуарии [648].

20г. Древние фации эстуариев. В условиях, когда берег без дельт выдвигается в сторону моря, фации эстуариев могут перекрывать и отчасти внедряться в разнообразные прибрежно-морские фации. При такой пестроте фаций успешная идентификация фаций эстуариев зависит от нахождения следов воздействия приливов на отложения, а также от доказательства их образования в условиях промежуточной солености. Деятельность приливов относительно легко устанавливается в обломочных породах. Сведения о величине солености могут быть получены только на основе биологических данных (см., например, [397]). Указанный подход позволяет идентифицировать дофанерозойские эстуариевые фации.

При исследовании эоценовых отложений Лондонского бассейна были выделены два типа фаций древних эстуариев [98]. Образование фаций первого типа, которые состоят из илов, в различной степени литифицированных, и включают флазерные, а также ленточные прослои с косой слоистостью, связывается с боковым нарастанием за счет аккумуляции в приливном канале. Второй тип фаций, состоящий из образовавшихся из сложенных илистыми катунками конгломератов с плоскопараллельной косой слоистостью, связывают с выполнением эрозионных промоин. Привести какие-либо доказательства морского приливного генезиса этих слоев не удается из-за отсутствия фауны и редкой встречаемости ходов илоедов. Таким образом, осадконакопление в древних эстуариях в принципе было возможно, однако доказать это, опираясь на имеющиеся данные, пока затруднительно (детальное обсуждение можно найти в работе [308]).

Совершенно иной подход к проблеме дал возможность Кемпбеллу и Оаксу [140] сделать предположение об эстуариевом происхождении нижнемеловой формации Фолл-Ривер в шт. Вайоминг. Здесь песчаники предположительно эстуариевого генезиса образуют черепитчато перекрывающие друг друга по направлению к морю комплексы, в которых более молодые отложения выполняют эрозионные промоины в более древних отложениях. Эти промоины окантурены фациями приливно-отливных отмелей или морскими отложениями и внедряются в толщу косослоистых флювиальных песчаников. Залегающие сверху эстуариевые фации охватывают обширные площади. Эти отложения имеют косую слоистость, тогда как залегающие ниже эстуариевые фации обнаруживают знаки ряби и флазерную внутреннюю слоистость. Расположение предполагаемых эстуариевых фаций в мелководных эрозионных промоинах связывается с периодическим отчленением от моря отдельных рукавов эстуария. Эта модель седиментогенеза подтверждается некоторыми палеонтологическими данными. Довольно близким современным аналогом, по-видимому, является приливный эстуарий Нит в Салуэй-Фёрт в Шотландии, где периодически наблюдается отчленение эстуария от реки [873]. Такой механизм должен приводить к переслаиванию фаций приливно-отливной отмели и эстуариево-речных фаций при наличии почти повсеместных донных форм [591].

20д. Выводы. Эстуарии являются полузамкнутыми прибрежно-морскими образованиями, имеющими свободный водообмен с морем. Перемешивание соленых и пресных вод приводит к развитию эстуариевой циркуляции. По степени важности процесса перемешивания все эстуарии могут быть подразделены на четыре типа. Эстуариевые фации, включающие русловые илы, алевриты и пески, формируются под действием сезонных русловых и ритмических приливных процессов. В сторону моря эти фации постепенно замещаются «чисто» морскими отложениями, а в сторону реки – чисто аллювиальными. Обычно эстуарии окаймлены приливно-отливной отмелью, сложенной тонкозернистым материалом с солоноватыми маршами. Фации древних эстуариев следует идентифицировать с помощью остатков чувствительных к изменениям солености фауны и флоры, а также с учетом региональных фациальных тенденций.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Хорошим введением в динамику эстуариев являются работы [714, 728]. При дальнейшем изучении проблемы целесообразно обратиться к двухтомному сборнику [863], в статьях которого рассмотрен широкий круг чисто научных и прикладных задач.

21

Линейно-вытянутые побережья с терригенным осадконакоплением

21а. Введение. Основные обстановки прибрежного осадконакопления включают: а) *пляжи* и *приливно-отливные отмели*, б) *бары*, *косы* и *лагуны*, в) *грядово-ложбинные прибрежные равнины – ченирлейны* и г) *прибрежное мелководье*. В природе встречаются сложные сочетания этих обстановок, и все они могут существовать одновременно в дельтах и эстуариях.

До сих пор нет удовлетворительного определения различий между пляжем и приливно-отливной отмелью, но обычно под пляжем понимают узкую полосу, расположенную между линиями полной воды и средним уровнем и подверженную активному воздействию волн. Размер зерен осадков на пляже возрастает в сторону берега. Напротив, приливно-отливная отмель имеет сравнительно большую ширину, в этой зоне преобладают приливно-отливные движения, а размер зерен материала убывает вверх по склону. Приливно-отливные отмели характерны для открытых берегов, подверженных высоким приливам, а также для тыльных сторон островных баров в обстановке умеренных приливов.

Для образования и поддержания прибрежных баров необходимо устойчивое поступление песчаного материала из какого-либо источника, например реки или вдольберегового течения. На берегах с высоким приливом бары не образуются. Бары у берегов с низким приливом имеют прямолинейные очертания и большую длину. Седиментационные процессы протекают в лагунах на тыльной стороне баров и связаны преимущественно с явлением *перелива штормовых волн* через бар. На берегах с умеренными приливами бары прорезаются частыми приливными промоинами, на выходе из которых, в лагуне, формируются крупные *приливные дельты*. На тыльной стороне бара, защищенной от действия штормовых волн, образуется типичная приливно-отливная отмель.

Грядово-ложбинная пребрежная равнина, или *ченирлейн*, – это участок приморской низменности, занятый глинистым маршем и пересеченный протяженными валами, которые сложены створками мелководных моллюсков и имеют до 3 м в высоту и до 50 км в длину. Классические ченирплейны можно встретить в шт. Луизиана (США) к западу от современного выступа дельты реки Миссисипи. Периоды нарастания илистой отмели совпадают здесь по времени с интенсивным выносом илистого материала из дельты Миссисипи, который разносится вдольбереговыми течениями. Когда же твердый сток реки мал, происходит размыв илистой отмели. Волны не только эродируют ее поверхность, но и выбрасывают на нее ракушу, формируя характерные ракушечные валы, ограничивающие илистую отмель со стороны моря.

21б. Физические процессы. В общих чертах мы уже обсуждали некоторые особенности динамики волн и приливов (см. гл. 18). Теперь мы остановимся на тех деталях этих процессов, которые в первую очередь влияют на морфологию берега. Хейс [354, 355] показал, что изменения морфологии зависят как от высоты прилива (рис. 21.1), так и от энергии волн (рис. 21.2). На берегах с высокими приливами действуют сильные приливные течения. Предполагая наличие осадков с разной величиной зерен, получим, что величина зерен слегка увеличивается в сторону моря на поверхности приливно-отливной отмели, сформировавшейся в результате нарастания берега. Теперь энергия волн в значительной степени рассеивается на этой слабо наклоненной поверхности, и, кроме того, волны не могут продолжительное время разрушаться в одной и той же зоне приливно-отливной отмели. Таким образом, эффективность воздействия волн на такого рода берегах при наличии высоких приливов заметно уменьшается. Противоположный вывод можно сделать для случая, когда приливы малы и к берегу подходят волны с большой энергией. Различные типы морфологии берегов представлены в обобщенном виде на рис. 21.3.

Возвращаясь к более детальному анализу, кратко остановимся на особенностях подводного берегового склона (рис. 21.4). Сравнение зимнего и летнего профилей обнаруживает значительные различия (рис. 21.5). Летом пологие волны зыби переносят осадки к берегу и образуют *бермы*. Зимой крутые штормовые волны выносят осадки в море, формируя *валы внешней зоны*. Ячейки разрывных течений зимой наблюдаются вблизи относительно крутых пляжей. Уклон подводного берегового склона определяется

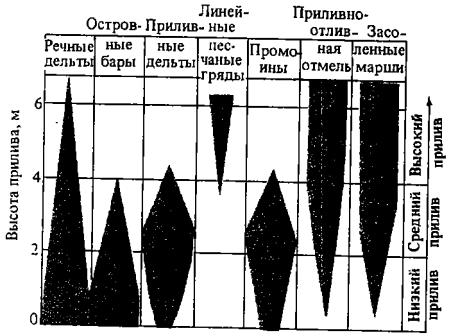


Рис. 21.1. Изменение морфологии берега в зависимости от высоты прилива [354].

асимметрией переноса наносов к берегу и от него. Вследствие трения и фильтрации волновые движения воды от берега, как правило, несколько слабее, чем к берегу. Осадки, таким образом, перемещаются вверх по склону до тех пор, пока не установится динамическое равновесие. Галечные отложения имеют наибольшую проницаемость, а галечные пляжи соответственно – наибольший уклон. Допустив, что сила тяжести противодействует перемещению осадков к берегу, Инман и Бэгнольд [411] нашли следующее выражение для локального уклона ($\operatorname{tg}\beta$) подводного берегового склона:

$$\operatorname{tg}\beta = \operatorname{tg}\phi\left(\frac{1-c}{1+c}\right), \qquad (21.1)$$

где ϕ – коэффициент внутреннего трения; c – показатель асимметрии потока энергии (к берегу – от берега). Когда асимметрия отсутствует ($c = 1$), уклон равен нулю. Если же

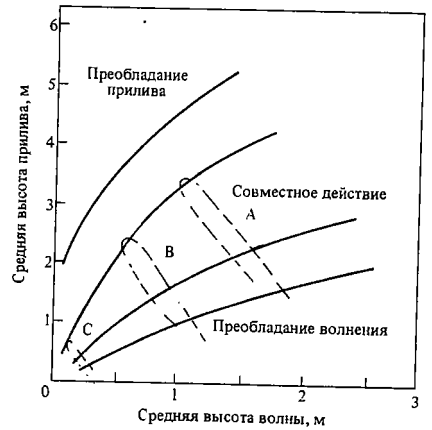


Рис. 21.2. Зависимость изрезанности береговой линии от отношения интенсивности волнения и высоты прилива. Зона высокой энергии A соответствует условиям бухты Джеман, зона средней энергии B – условиям бухты Джорджия и зона низкой энергии C – условиям западной части бухты Флорида [352].

асимметрия велика ($c \to 0$), то $\operatorname{tg}\beta \to \operatorname{tg}\phi$, и уклон приближается к естественному откосу.

Увеличение размера зерен осадков в направлении уреза наблюдается почти на всех берегах и объясняется тем фактом, что прямое орбитальное движение воды под гребнем мелководной волны имеет малый период и большую мощность в сравнении с обратным движением [38]. Поэтому движение к берегу для крупного материала оказывается более предпочтительным.

Происхождение и динамика приливно-отливных отмелей зависят от стабильности поступления осадков, и в первую очередь алеврита и глины, а также от степени волновой активности. Поступление мелкодисперсного обломочного материала в при-

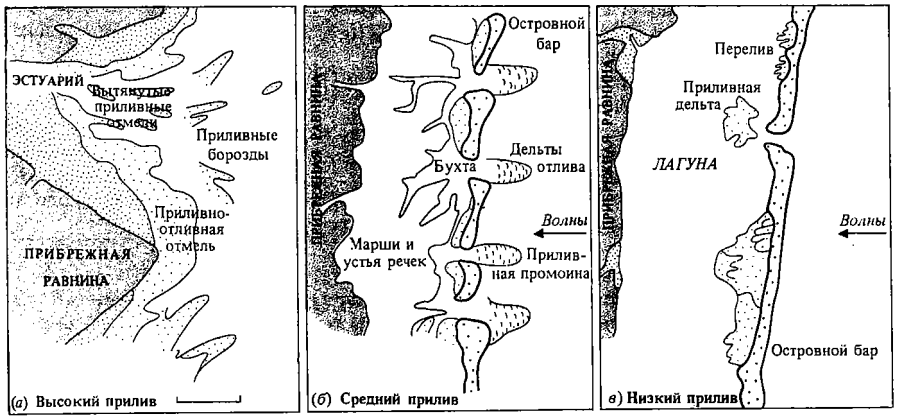


Рис. 21.3. *а* – обобщенная морфология идеализированного берега с большими приливами и умеренной волновой активностью. Обращает внимание отсутствие островных баров и наличие приливных борозд; *б* – идеализированный берег со средними по высоте приливами и умеренным волнением. Видны бары, приливные промоины и дельты, образующиеся при отливе; *в* – идеализированная схема берега со слабыми приливами и умеренным волнением. Наблюдаются обширные переливы и приливные направленные к берегу дельты, приуроченные к редким приливным промоинам [352].

брежную зону контролируется двумя сходными процессами: запаздыванием при влечении твердых частиц и запаздыванием при их осаждении (рис. 21.6). Именно эти процессы контролируют аккумуляцию алевритовых и глинистых частиц на высоких приливно-отливных отмелях. Ограниченное из-за когезии осадков просачивание воды в осадки приливно-отливных отмелей способствует поверхностному стоку по ним и развитию сети *приливных желобов*. Эти желоба работают подобно артериям и венам, при приливе направляя воду на приливную отмель, а при отливе концентрируя ее сток. Кроме того, по желобам идет сток дождевой воды, выпадающей на приливно-отливную отмель при отливе или невысоком приливе [124].

Вопрос об образовании баровых систем до сих пор остается дискуссионным, несмотря на более чем столетние исследования. В ранних теориях предполагалось, что такие системы образуются вследствие роста и выхода на поверхность подводных валов, расположенных первоначально во внешней зоне. Однако отсутствие под современными лагунами характерных для внешней зоны фаций ставит под сомнение это предположение, хотя некоторые бары все же имеют именно такое происхождение. Подтверждением тому может служить дуга островных баров, образующих острова Шанделур, которые оконтуривают дельту одного из бывших рукавов реки Миссисипи – Сент-Бернард (см. гл. 19). Время от времени некоторые из этих островов размываются при ураганных штормах, однако затем намываются вновь на сохранившихся подводных частях песчаных баров [622]. По более поздним воззрениям, бары – результат погружения обычного причлененного пляжа во время трансгрессии [388]. Наконец, согласно

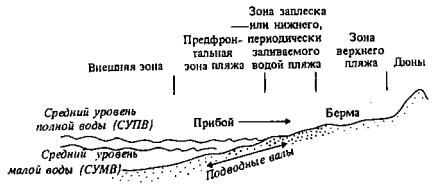


Рис. 21.4. Морфологические элементы береговой зоны.

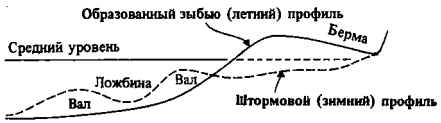


Рис. 21.5. Различия между зимним и летним профилями берегового склона [468].

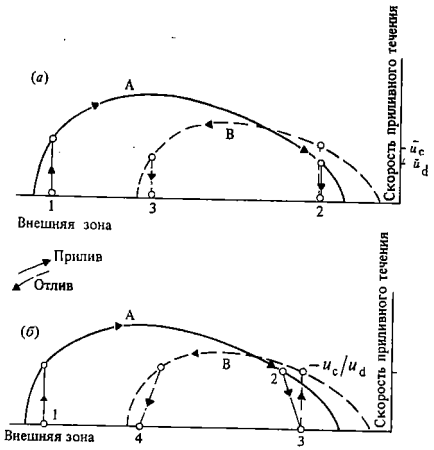


Рис. 21.6. *а* – запаздывание при влечении. Обломочная частица, находящаяся на приливной равнине в точке 1, во время прилива увлекается потоком (водная масса А), скорость которого в этой точке равна u_c. Вследствие уменьшения скорости течения до величины u_d частица прекращает движение. Когда при отливе водная масса А возвращается в точку 2, ее скорость оказывается меньше критической величины u_c, необходимой для перемещения частицы. Эта скорость достигается только в водной массе В, которая при отливе уходит не столь далеко от берега, как водная масса А. Таким способом осуществляется перемещение частицы из точки 1 в точку 3; *б* – запаздывание при осаждении. Обломочная частица, находящаяся в точке 1 на приливно-отливной отмели, поднимается во взвесь во время прилива и попадает в водную массу А. В точке 2 замедление потока делает невозможным поддержание частицы во взвеси, и частица начинает оседать. При этом горизонтальное перемещение частицы приливным течением продолжается, и в конце концов она достигает дна в точке 3, расположенной ближе к берегу, чем точка 2. Следовательно, при отливе водная масса А уже не в состоянии вновь поднять частицу во взвесь; это проделывает водная масса В, которая подхватывает частицу и переносит ее в точку 4. Таким способом осуществляется результирующий перенос частицы в сторону берега (из точки 1). Обе схемы заимствованы из статьи [591], которая в свою очередь основана на результатах работы [797].

концепции, впервые предложенной Гилбертом [297], бары образуются вследствие отчленения и изоляции кос.

Новая комплексная теория, объясняющая локализацию баров, была не так давно разработана на основе детального картирования морского дна вблизи полуострова Делмарва в бухте Делавэр (США) [331]. Эта теория, хотя и ставит целью объяснить происхождение баров, признает роль в современных процессах древнего рельефа, который сформировался при низком стоянии уровня моря в последнюю ледниковую эпоху. Регрессионная стадия оставила после себя сеть водотоков, разделенных водоразделами. Когда началась фландрская трансгрессия, на берегах, прилегающих к водоразделам, стали формироваться пляжи, а в приустьевых зонах рек – эстуарии. По мере продолжения трансгрессии в зависимости от высоты водоразделов и густоты сети водотоков в различных частях бывшей суши формировались бары, косы, лагуны и приливно-отливные равнины. Указанная модель *унаследованного развития* может быть широко использована при изучении эволюции баров (см. также работу [616]).

Совершенно очевидно, что происхождение баров тесно связано с трансгрессией моря, однако менее очевидно, каким способом в системе бар – лагуна поддерживается морфологическое равновесие. Новейшие исследования [658] показывают, что в трансгрессивную стадию развития берега быстрый подъем уровня и небольшое поступление песка способствует пошаговому отступанию бара. Постепенно бар отмирает, и лагунные фации оказываются в прибрежной зоне (или даже на шельфе). Одновременно на месте бывшей лагуны образуется новый бар. На берегах, где скорость трансгрессии невелика, а песок поступает в достаточном количестве (например, с суши, имеющей достаточно расчлененный рельеф; см. работу [107]), может образоваться протяженная зона деформации волн и даже произойти нарастание берега.

Приливные промоины в теле бара образуются преимущественно на берегах с приливами средней высоты и имеют важное значение – по ним идет поступление осадков в лагуну, расположенную с тыльной стороны бара, и благодаря им по обе стороны

от бара поддерживается динамическое равновесие наносов в поле приливных течений. Бары, расположенные вдоль берегов с низкими приливами, не способны поддерживать такого рода равновесие; основной механизм поступления материала в лагуну связан с переливом воды через бар во время штормов.

21в. Современные фации линейно-вытянутых побережий. Основные морфологические элементы выровненных аккумулятивных берегов показаны на рис. 21.3. Как уже говорилось, вообще на морских берегах имеет место увеличение размера зерен донных отложений в направлении к урезу. Поверхность подводного берегового склона осложнена различного рода валами, «холмами» и желобами, а также образованными волновыми течениями рябью и дюнами (рис. 21.7, 21.8).

Валы внешней зоны встречаются на всех берегах, за исключением берегов с очень высокой волновой активностью, причем их расположение сложным образом зависит от положения линии разрушения волн. Высота располагающихся сериями параллельных берегу или же серповидных подводных валов возрастает в сторону моря (и может превышать 1,5 м), что, по всей вероятности, согласуется с глубиной обрушения волн различной высоты. В разрезе отложения подводного вала (рис. 21.8) обнаруживают косую слоистость с довольно крутым падением слоев в сторону суши. Отложения межваловых ложбин имеют мелкомасштабную косую слоистость, обусловленную движением к берегу волновой ряби [191, 192]. Подобные морфологические элементы, хотя и меньшей амплитуды, встречаются в зоне заплеска широких песчаных приливно-отливных отмелей, а также на пляже, обусловливая своеобразный рельеф, состоящий из невысоких гряд с промоинами на обращенных к берегу склонах. Характерные для прибрежных условий ячейки разрывных течений иногда распространяются вплоть до внешнего подводного вала и служат причиной образования пересекающих вал промоин (рис. 21.9). В промоинах залегают косослоистые отложения с наклоном слоев в сторону моря.

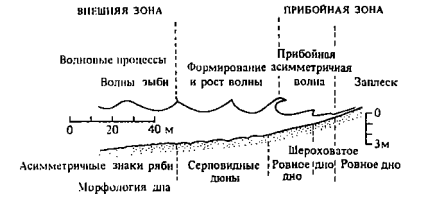


Рис. 21.7. Соотношение характера поверхностного волнения и донных форм на примере побережья с активными волновыми процессами (шт. Орегон) [156].

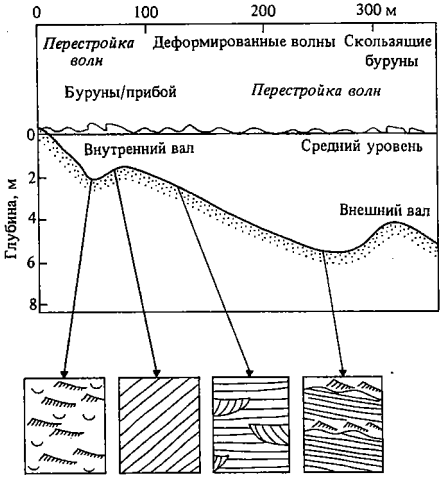


Рис. 21.8. Связь седиментационных текстур с морфологией дна прибрежного мелководья и характером волнового процесса [191].

В случае относительного подъема берега образуются отложения, в которых размер зерен увеличивается вверх по разрезу (рис. 21.10). Детали текстур, сохранившихся в донных отложениях подводного берегового склона, зависят от сложного взаимодействия процессов, протекающих при различных волновых условиях. Можно ожидать, что основная роль здесь принадлежит процессам, действующим при слабом волнении и зыби, поскольку такие периоды, как мы уже говорили, являются благоприятными для нарастания берегового склона и пляжа.

Фациальный разрез выдвигающегося

в море островного бара в значительной мере схож с рассмотренным выше типичным разрезом пляжа. Индивидуальные особенности связаны с наличием *лагуны в тыловой части бара* и *приливных промоин* (это относится к условиям средних по высоте приливов [395]). Фации лагун изменяются чрезвычайно сильно в зависимости от климата, скорости течения в промоинах, стока рек и протяженности зоны штормовых переливов. В регионах с низкими приливами мощные отложения формируются благодаря главным образом штормовым переливам, поэтому лагунные биотурбированные алевриты и глины переслаиваются здесь с прослоями горизонтальнослоистых песков мощностью до 1,5 м. Эти пески приносятся с размываемого штормом обращенного к морю подводного склона островного бара. Образующиеся таким способом *конусы выноса переливов* имеют плоскопараллельную косую слоистость с наклоном слоев в сторону суши [730]. В семиаридном климате в условиях низких приливов в лагунах (например, в лагуне Мадре в Техасе) идет



Рис. 21.9. Типичное сочетание валов внешней зоны и ячеек разрывного течения (по [468]).

формирование эвапоритов типа себхи, осаждение карбонатов в форме оолитов и рост водорослевых матов [262, 698]. Приливные дельты в таких лагунах возникают с внутренней, а не с внешней стороны промоины вследствие растекания и ослабления приливного потока [355]. Подводная поверхность дельты покрыта мегарябью, «направленной» к берегу. Остальная часть лагуны в этих условиях очень напоминает приливную равнину, о чем будет сказано ниже.

Подводя итоги, следует отметить, что перемещение островного бара в море, вызванное особенностями поступления к нему осадочного материала, приводит к формированию толщи отложений, в которых размер зерен увеличивается снизу вверх. Только отложения приливных промоин нарушают эту закономерность. Для них характерно уменьшение размера частиц в указанном направлении (рис. 21.10). С течением времени бар может оказаться перекрытым либо лагунными отложениями, либо отложениями приливно-отливных отмелей, что кардинально изменяет тенденцию укрупнения материала снизу вверх. Развитие островного бара во время регрессии моря противоположно его развитию при трансгрессии [472]. В последнем случае лишь немногие из береговых фаций сохраняются в разрезе, и то если трансгрессия идет медленно, а поступление осадков мало́. Переработка волнением донных отложений при

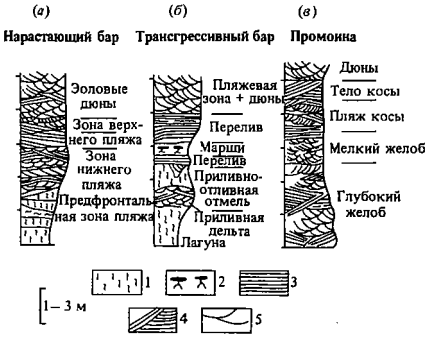


Рис. 21.10. Три «окончательных» результата процессов, образующих барьерные острова. *1* – биотурбация; *2* – корни/торф; *3* – горизонтальные слои; *4* – плоскопараллельная косая слоистость; *5* – корытообразная косая слоистость [677].

трансгрессии приводит к образованию тонкого песчаного покрова во внешней зоне, который по мере продолжения трансгрессии может перекрыть лагунные отложения (рис. 21.10, 21.11) [471]. В условиях умеренных приливов лагунные фации могут быть перемещены вследствие миграции приливных промоин [478]. Высокий темп поступления осадков совместно с быстрой трансгрессией может привести к консервации и сохранению островного бара [107].

Как уже отмечалось, в фациях приливно-отливных отмелей преобладает тенденция к уменьшению размера зерен донных отложений в направлении к берегу (рис. 21.12)

[670, 248]. Эпизодически заливаемые приливами маршевые луга с растениями – *галофитами* постепенно переходят в глинистую приливно-отливную отмель с обильной инфауной. Тенденция к росту размера зерен осадков в сторону моря приводит к образованию смешанных песчано-глинистых приливно-отливных отмелей с разнообразной слоистостью, в том числе флазерной (гл. 8). Здесь также наблюдается интенсивная биотурбация благодаря обильной инфауне. Песчаные приливно-отливные отмели вблизи границы низкой воды обнаруживают большое разнообразие донных форм типа обусловленной действием волн и течений ряби, сложно взаимодействующих с теми формами на поверхности дна, которые образовались вследствие гравитационного стока. Если приливные течения достаточно сильны, то могут образоваться крупные донные формы типа дюн. Как отмечалось ранее, на многих приливно-отливных отмелях (особенно на малопроницаемых для воды глинистых поверхностях) формируется густая сеть меандрирующих *приливных желобов* (рис. 21.13) [668, 124]. Водные потоки в желобах перерабатывают отложения приливной отмели и способствуют *горизонтальному причленению* наклонных слоев алеврита и глины (рис. 21.14). Быстрое отложение на оконечностях береговых валов не способствует сохранению фауны, и поэтому данные отложения относительно слабо переработаны биотурбацией. В некоторых местах с высоким приливом, особенно на побережье ФРГ и Дании, а также в заливе Фанди, приливные желоба, спускаясь по приливно-отливной отмели, разрастаются в целые каналы с большими донными формами типа дюн, которые мигрируют и сра-

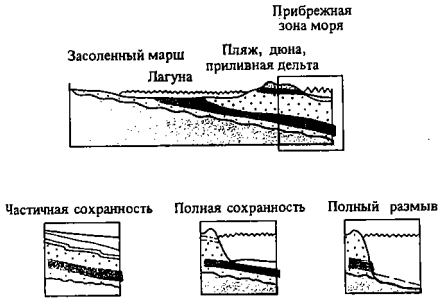


Рис. 21.11. Схема, показывающая степень сохранности трансгрессивных баровых фаций в зависимости от того, был ли подъем уровня быстрым (полная сохранность), умеренным (частичная сохранность) или же медленным (полный размыв) [471].

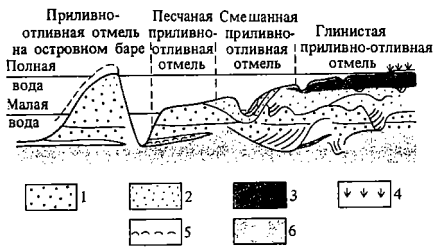


Рис. 21.12. Разрез через комплекс отложений приливно-отливной отмели, сформировавшейся при выдвижении берега. *1* – песчаная приливно-отливная отмель; *2* – смешанная приливно-отливная отмель; *3* – илистая приливно-отливная отмель; *4* – засоленный марш; *5* – остаточные отложения; *6* – древние отложения [672].

стаются во время периодических отливов [670, 671]. Зачастую приливные и отливные каналы пространственно разделены, и в косой слоистости песка, устилающего их дно, прослеживается тенденция к преобладанию либо прилива, либо отлива и редко – следы действия и того, и другого. Нетрудно видеть, что на нарастающей в море приливно-отливной отмели формируются отложения, в которых размер зерен убывает снизу вверх. На приливно-отливной отмели такая последовательность может нарушаться приливными желобами, а на маршах – отложениями растительных остатков и аккумуляцией торфа (рис. 21.12).

Грядовые пески или ракушечные фации преобладают в местах сильного проявления штормового перелива. Они представляют собой слабо наклоненные в сторону суши слои и расположены с тыльной стороны выпуклого берегового вала. Граница с нижележащими отложениями может быть различной: от четкого контакта с фациями маршей на обращенном к суше склоне вала до постепенного перехода к фациям мелководья

и глинистой приливно-отливной отмели на морском его склоне.

21г. Древние кластические береговые фации. Идентификация береговых фаций чрезвычайно важна в палеогеографических реконструкциях, так как дает надежные сведения о положении морских границ в определенный период времени. Помимо этого изучение береговых фаций позволяет сделать вывод о величине приливов, об относительной роли приливов и штормов, а также о приглубости берега. В качестве иллюстрации рассмотрим несколько примеров.

Клифтон с соавторами [156] провел детальное исследование разреза четвертичных песков и гравия и обнаружил его близкое сходство по своему строению с современными фациями берегов, подверженных воздействию сильных штормов (например, берега шт. Орегон, см. рис. 21.15). Сопоставления юрских отложений из верхних горизонтов так называемой нижней угольной серии на острове Борнхольм в Дании с современными фациями [742] позволяет классифицировать первые как прибрежно-морские отложения, образовавшиеся при выдвижении в море приливно-отливной отмели (песчаной, песчано-глинистой и маршевой) в условиях преобладания приливно-отливного побережья. Сформированная при этом толща характеризуется уменьшением вверх по разрезу размера зерен и включает в себя волновые, ленточные и флазерные прослои, двунаправленную («елочкой») косую слоистость, сохранившиеся фрагменты дюн с «бронирующим» поверхность глинистым покрытием, а также отложения желобов стока, причлененных к береговому валу. Как указывает Селлвуд, раннеюрское море, по общепринятой концепции, было эпиконтинентальным, а согласно Шоу [747], такие



Рис. 21.13. Меандрирующий приливный желоб на илистой приливно-отливной отмели в Солвей-Фев, Шотландия. Видна оконечность вала и отчлененная потоком отмель.

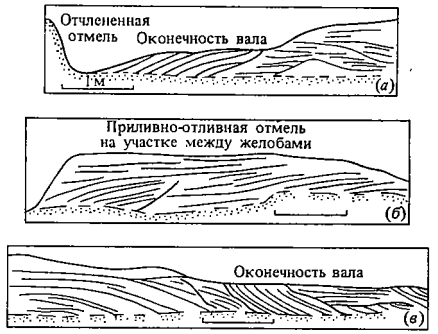


Рис. 21.14. Схематический разрез через илисто-глинистую оконечность вала. Хорошо заметно горизонтальное причленение слоев. Показана поверхность размыва (рис. 21.14, *в*) [124].

моря должны были быть бесприливными. Последнее предположение полностью опровергается данными о фациях острова Борнхольм. Более того, Клейном была сделана оценка высоты прилива: в отложениях острова Борнхольм он измерил расстояние по вертикали между отложениями маршей как показателя среднего уровня полной воды, с одной стороны, и приливных желобов как показателя уровня малой воды – с другой [458]. Полученная величина оказалась равной 6–8 м, что явно указывает на условия с высоким приливом.

Толщи песчаных отложений древних островных баров благодаря их пористости, проницаемости и динамической устойчивости могут являться важными коллекторами нефти. Хорошим примером служат нижнемеловые аргиллитовые песчаники нефтяного месторождения Белл-Крик в шт. Монтана (США) [193]. Эллиот дал прекрасное описание развивающейся системы островной бар – лагуна, которая сформировалась на месте погруженного выступа дельты на севере Англии в каменноугольном периоде [236].

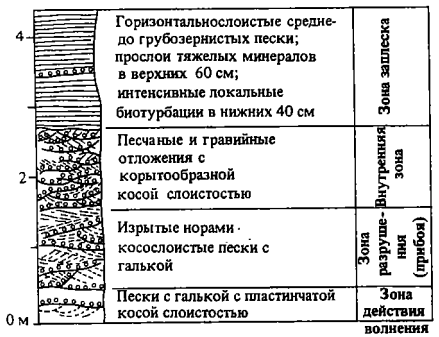


Рис. 21.15. Стратиграфический разрез четвертичных отложений (Калифорния), которые интерпретируются как прибрежно-морские, сформировавшиеся в условиях высокой волновой активности. См. также рис. 21.7 [156].

Особенности отложений островного бара во время периодических, а также непрерывных трансгрессий хорошо иллюстрируются фациями группы Месаверде (верхний мел) в шт. Юта и Колорадо [540] и меловыми песчаниками Галлап в Нью-Мексико [138]. На рис. 21.16 представлено детальное толкование фаций бара и промоины на примере формаций Блуд-Ресерв–Сант-Мэри-Ривер в южной части провинции Альберта [885].

21д. Выводы. Морфология линейно-вытянутых побережий определяется соотношением эффективности приливных течений и волнения. В случае преобладания на открытых берегах волновых процессов наблюдается тенденция к выносу тонкого материала в море. Количество подводных валов на таких берегах может быть различным. Защищенные от штормов берега или берега с высокими приливами обрамлены широкой приливно-отливной отмелью. Действие на этой отмели процессов запаздывания при переносе и осаждении обломочных частиц имеет следствием тенденцию к уменьшению размера зерен осадков по направлению к берегу (от песка до глинистых отложений надприливных засоленных маршей). Формированию линейно-вытянутых побережий с их лагунами и приливными промоинами способствует целый ряд факторов. На берегах с низким приливом промоины редки, и весь грубозернистый материал попадает в лагуны при штормовых переливах через бар.

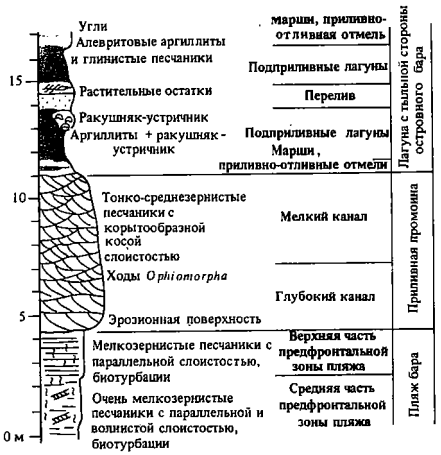


Рис. 21.16. Стратиграфический разрез меловых отложений Альберты, которые истолковываются как прибрежно-морские, сформировавшиеся при выдвижении комплекса бар–промоина–лагуна в условиях приливов умеренной высоты [885].

На берегах с приливами средней высоты промоины в теле бара встречаются часто. Их миграции приводят к преобладанию в таких условиях фаций приливных дельт и промоин.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Полезные сведения о физических аспектах процесса седиментации в береговой зоне содержатся в работе [468], а также в монографиях [327, 199, 198]. Хороший обзор работ о древних и современных прибрежных фациях дан в работах [237, 677]. Статьи [672, 300] представляют собой отлично иллюстрированные отчеты о современных фациях. В нескольких главах монографии [489] описаны современные фации островных баров на примере восточного побережья США.

22

Шельфы с терригенным осадконакоплением

22а. Введение. Вероятно, континентальный шельф в большей степени, чем любая другая обстановка, представляет собой пример динамики «потребления и выделения» осадочного вещества. Кластические осадки, выносимые на шельф, должны пройти такие «ловушки» осадочного материала в прибрежной зоне, как эстуарии, заливы, лагуны, дельты и приливно-отливные отмели. Только на шельфе сложно взаимодействуют приливно-отливные течения, волнения, океанские и плотностные течения, разносящие осадочный материал и позволяющие части его транзитно проходить через шельф и поступать в глубоководные океанские бассейны. Для полноты картины следует указать, что 11 тыс. лет назад уровень моря находился примерно на краю шельфа (рис. 22.1). В результате фландрской трансгрессии сформировалась изрезанная прибрежная равнина с локальными участками ледниковых отложений. Таким образом, современные шельфы – это в большей или меньшей степени *реликты* (рис. 22.2) в том смысле, что они покрыты доголоценовыми осадками, переработанными современными волнениями и течениями. Многочисленные свидетельства реликтовой морфологии и прогрессирующего смещения береговой линии находятся на большинстве современных шельфов. В самом деле, особенности строения береговой линии дают возможность проследить следы ее смещения на шельфе в течение фландрского времени вплоть до современного положения. (В гл. 21 уже обсуждались примеры ограниченных барьерными островами берегов.)

Шельфы простираются от мелководной внешней зоны побережья (условно принята десятиметровая глубина) до рельефно выраженного перегиба, являющегося вершиной континентального склона. Глубина края шельфа (20–550 мм) и его ширина (2–1500 км) чрезвычайно разнообразны и в значительной мере зависят от тектонического положения. Шельфы на континентальных окраинах атлантического типа («пассивных»), как правило, более широкие, нежели шельфы андского и тихоокеанского типов. Относительно ровные, спокойные открытые склоны большинства шельфов, по

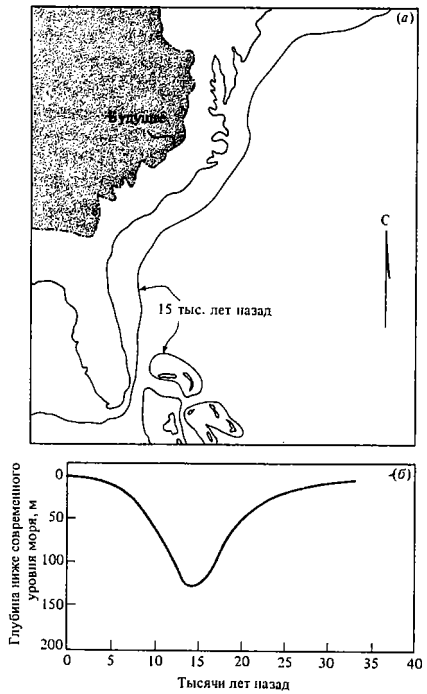


Рис. 22.1. *а* – положение береговой линии Атлантического побережья США в настоящее время, 15 тыс. лет назад и в будущем, если растают полярные льды; *б* – обобщенная кривая изменения уровня моря во времени, полученная на основе общемировых данных [241].

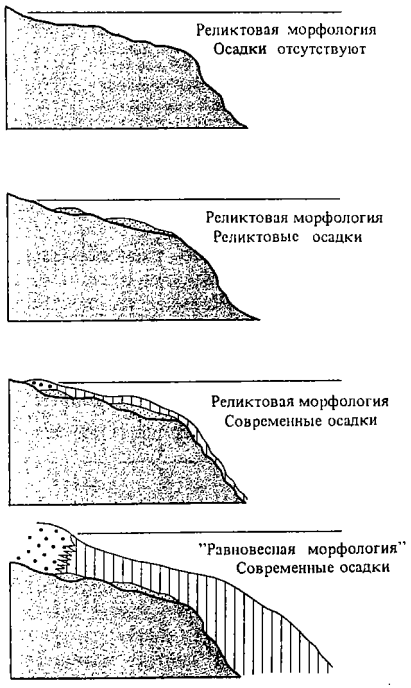


Рис. 22.2. Переход от реликтового к равновесному шельфу, связанный с трансгрессией и установлением равновесия между волновыми и приливно-отливными процессами и новообразованным осадком [182].

сути дела, представляют собой формы, образованные шельфовыми течениями, накоплением осадков и соответствующим прогибанием. Последний фактор особенно важен, поскольку геофизические данные отчетливо показали, что большинство шельфов покрыто очень мощным осадочным покровом, который залегает в ограниченных разломами бассейнах или в более широких зонах прогибания. В большинстве этих шельфовых бассейнов осадки формировались в очень мелководных условиях, и это означает, что шельфы имеют тенденцию к непрерывному спокойному прогибанию.

Наиболее обычным типом являются шельфы, где осадочный комплекс имеет в сечении форму призмы, наклоненной в сторону океана. Вместе с тем существуют и важны примеры «подпруженных» (damming) шельфов. Здесь шельфовые отложения отделены от океана положительными формами рельефа, образованными блоковой тектоникой (Тихоокеанское побережье Америки), рифами (Красное море, северо-восток Австралии) или диапирами (Мексиканский залив).

22б. Динамика на шельфах. Как уже отмечалось выше, гидродинамика и перемещение осадков на шельфах очень сложны. Виды течений на шельфе и их компоненты обобщены в табл. 22.1. Наиболее важными компонентами являются приливно-отливные процессы и волны, причем последние включают как общий перенос водной массы под действием касательного ветрового давления, так и перенос штормовыми нагонными волнами. Хотя большинство шельфов подвержено воздействию обоих компонентов, в конкретных случаях обычно преобладает один из них. Поэтому шельфы можно подразделить на преимущественно *приливно-отливные* и преимущественно *связанные с погодными условиями* (последний вариант термина предпочтительнее, чем предложенный Свифтом термин «существенно волновые» [805]).

Как отмечалось в гл. 18, из-за вращательного характера приливной волны по отношению к своей амфидромной точке векторы течения редко оказываются равными по всем радиусам. При измерениях в какой-либо точке обычно устанавливается эллипс приливно-отливных течений с неравенством между приливом и отливом, вызывающим появление результирующего (разностного) течения со скоростью до 0,5 $м \cdot с^{-1}$. Так как величина массопереноса осадка является кубической функцией от скорости течения (см. гл. 6), нетрудно понять, что даже очень малое разностное течение может вызвать ощутимый общий перенос осадка в направлении этого результирующего течения [67]. Другое не менее важное соображение вытекает из того факта, что интенсивность турбулентности во время замедляющегося течения больше, чем во время ускоряющегося [549], что связано с большей неритмичностью в перепадах давления (см. гл. 5). Возрастающее тангенциальное напряжение вдоль поверхности дна во время отливного торможения будет, таким образом, увеличивать перенос осадка по сравнению с переносом во время ускорения, так что направление общего переноса осадка будет составлять некоторый угол с длинной осью приливно-отливного эллипса [549].

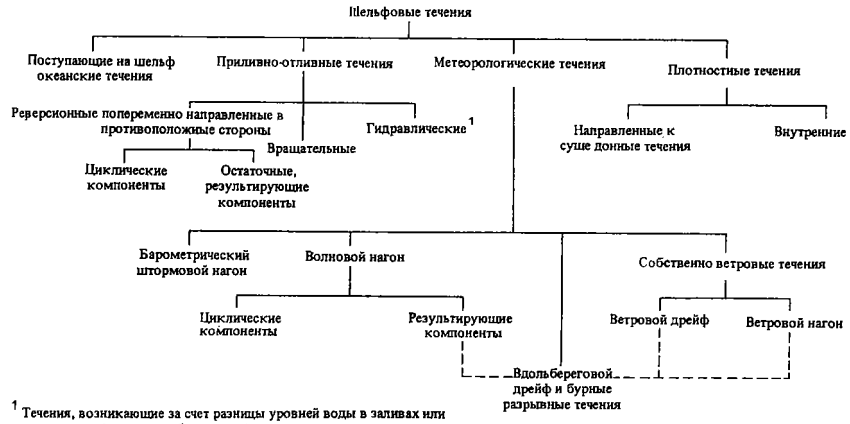
В ходе детальных исследований существенно приливно-отливных шельфов Северо-Западной Европы [799, 446, 67] были прослежены *пути переноса осадков приливно-отливными течениями* (рис. 22.3). Они были закартированы на основании данных измерений поверхностных скоростей приливов и отливов, удлинения и асимметрии эллипсов приливно-отливных течений, ориентировки песчаных волн и полосчатости песков, а также их гранулометрического состава. (Читателям предлагается сопоставить такой подход с методическими принципами, положенными в основу построения трасс переноса песка в больших эргах («песчаных морях») пустыни Сахары и рассмотренными в гл. 13.)

Шельфы, связанные с погодными условиями, обычно характеризуются низкой амплитудой приливов (менее 3 м) и слабыми приливно-отливными течениями (менее 0,3 $м \cdot с^{-1}$). Господствующим фактором переноса здесь являются зимние ветры, вызывающие появление результирующих течений, складывающихся из ветрового дрейфового течения, ветрового нагона и штормового прибоя. Воздействие поверхностного волнения на донные осадки состоит просто во взмучивании тонкой фракции и образовании взвеси во всем столбе воды. Эта взвесь может участвовать в общем переносе упомянутыми выше результирующими течениями (рис. 22.4). На континентальном шельфе побережья, шт. Орегон, США [466], волны, вызванные продолжительными штормами, приходящими с юго-запада, поднимают осадки со дна глубиной до 200 м. Эта вторичная взвесь затем переносится в поверхностном и срединном слоях воды, минуя шельф, чтобы отложиться на континентальном склоне. Общий перенос осадка в южном направлении, характерный для шельфа южного побережья шт. Техас [756], приписывается главным образом транспортировке разностными дрейфовыми течениями, которые служат отражением преимущественно зимней гидродинамической активности. Частые зимние штормы отличаются довольно сильными северными ветрами, которые сопровождают прохождение холодных атмосферных фронтов и являются, по-видимому, главными региональными агентами переноса осадков (рис. 22.5).

Ранее указывалось, что поскольку боль-

Таблица 22.1. Компоненты шельфовых течений [805]

Таблица 22.1. Компоненты шельфовых течений [805]



[1] Течения, возникающие за счет разницы уровней воды в заливах или проливах, обусловленной различной в разных местах амплитудой приливов и отливов. – *Прим. ред.*

шая часть неорганического глубоководного осадочного материала имеет континентальное происхождение, то прежде чем достичь океана, он должен пересечь область шельфа [717], однако пути и механизмы такого транзитного переноса остаются неясными. Несомненно, значительная часть тонкозернистого материала теряется в процессе транспортировки в мутьевых потоках и струях, которые берут начало в прибрежных приливно-отливных протоках, эстуариях и дельтах (рис. 22.5, 22.6). Следует все же иметь в виду, что даже при пиковом паводковом стоке окисленных терригенных осадков с гор Санта-Барбара в Калифорнии концентрация их во взвеси была недостаточно высока, чтобы обеспечить перенос слоистыми и мутьевыми течениями за пределы шельфа. Установлено, что большая часть этих наносов с характерным обликом была отложена на самом шельфе [219]. Важное значение имеют также диффузионные процессы, связанные с турбулентностью. Действительно, многими исследователями установлено снижение с удалением от берега концентрации взвешенных осадков по широкой экспоненте (см. выводы в работе Мак-Кейва [548]).

22в. Современные шельфовые фации. Распределение осадков по гранулометрическому составу в пределах существенно приливно-отливного шельфа довольно сложно, так как оно зависит от положения конкретной точки относительно приливно-отливных течений, проходящих в данном месте. Существует все же общая тенденция уменьшения размеров зерен осадка в направлении этого течения от крупнозернистых песков до илов, которая связана с падением общей силы течения. Наносы на верхних отрезках трасс приливно-отливных течений, где скорости

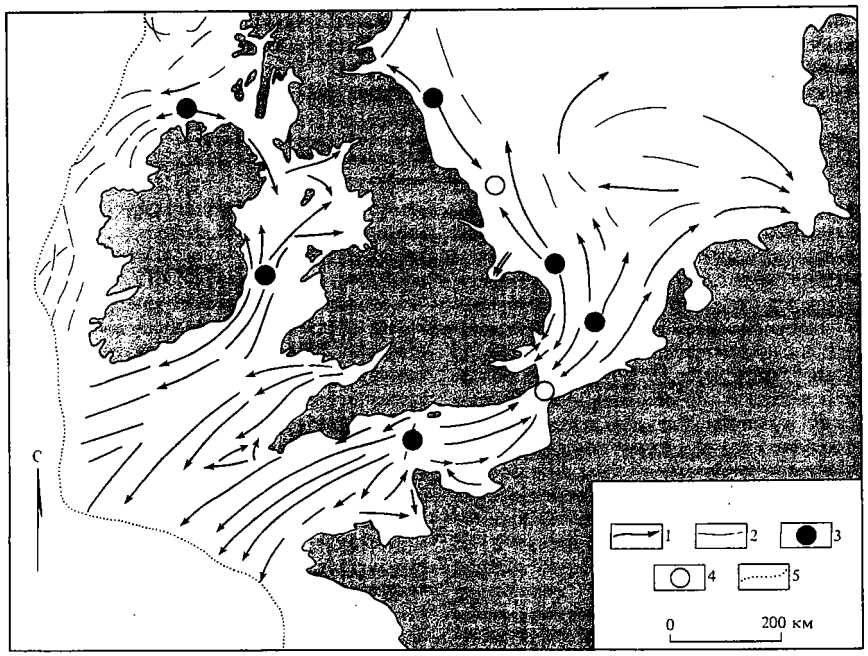


Рис. 22.3. Пути переноса песков приливно-отливными течениями на шельфе Северо-Западной Европы. *1* – установленные; *2* – предполагаемые; *3* – точки расхождения путей твердого донного стока; *4* – точки схождения путей твердого донного стока; *5* – кромка шельфа [799, 446].

превышают 1 м·с$^{-1}$, характеризуются развитием *песчаной полосчатости*, прослеживающейся в длину до 20 км и в ширину до 200 м при мощности до 0,1 м (рис. 22.7). Эти формы наносов распространены на глубинах 20–100 м и возникают на гравийном субстрате, покрытом разобщенными лентами крупнозернистых песков. Простые параллельные песчаные полосы своим формированием, по-видимому, обязаны парным противовращающимся спиральным водоворотам (вторичные струи; см. гл. 5). Другой характерной формой наносов на участках путей переноса осадков с высокой энергией приливно-отливных течений являются крупные дюноподобные песчаные волны высотой 3–15 м и длиной до 600 м. При достаточном количестве поступающего песка эти формы на участках заметной асимметрии с появлением приливно-отливного эллипса будут асимметричными, а на участках расхождения путей донного твердого стока, где асимметрия отсутствует, – симметричными [547]. На прибрежье, где волновая активность высока, песчаные волны ис-

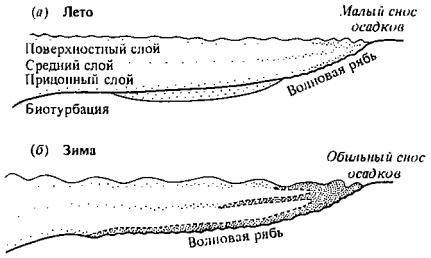


Рис. 22.4. Характер осадконакопления на шельфе шт. Орегон в сезоны затишья и ветров [477].

чезают (рис. 22.8). О внутреннем строении этих форм наносов известно очень мало, хотя можно предположить, что они сложены преимущественно однообразными крупными косослоистыми пачками и противоположно ориентированными пачками меньшего размера. Очевидно, в песчаных волнах с пологими, падающими по течению склонами будут наблюдаться многочисленные косослоистые пачки с внутренними поверхностями раздела, также падающими по направлению течения (см. гл. 8) [669, 12, 56].

Дистальные конечные отрезки трасс приливно-отливной транспортировки сложены изолированными песчаными линзами и небольшими песчаными волнами с многочисленными знаками ряби и признаками биотурбаций. Пути переноса заканчиваются отложениями илов. Биотурбированные илы с богатой инфауной могут присутствовать только в относительно глубоководных участках с низкой волновой активностью и высокой скоростью осадконакопления

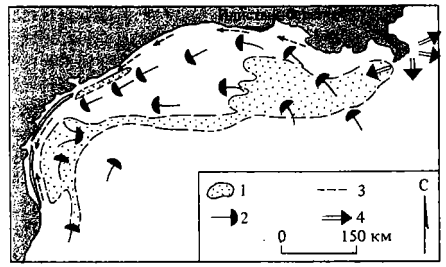


Рис. 22.5. Участки отложения илов и результирующие течения в северо-западной части Мексиканского залива. Отчетливо видно влияние стока реки Миссисипи (восточная часть схемы). *1* – илы; *2* – результирующие течения; *3* – прибрежные дрейфовые течения; *4* – сброс реки Миссисипи. Рисунок составлен Мак-Кейвом [548] по данным работ [180, 29].

(3–5 мм в год) и указывают на постоянное выпадение осадка из взвеси, значительная доля которой образована во время штормов [669, 287]. При изучении полосы распространения илов в Гельголандской бухте (Северное море) [675, 673] были обнаружены частые маломощные слои песка и рыхлого ракушняка, переходящие друг в друга и обязанные своим образованием плотностным течениям, возникающим при штормовых нагонах, которые переносят внутрилиторальные пески и фауну в глубоководные части открытого моря на расстояние до 40 км от берега (см. рис. 10.1).

Весьма примечательная особенность шельфа южной части Северного моря – многочисленные крупные *приливно-отливные гряды*, вытянутые параллельно направлению разностных приливно-отливных течений (рис. 22.9, 22.10). Гряды сложены среднезернистыми хорошо отсортированными ра-

кушечными песками и имеют протяженность до 60 км, ширину до 2 км и высоту до 40 м. Интервалы между грядами составляют от 5 до 12 км. Форма гряд асимметричная, с крутым фронтальным склоном, падающим под углом не более 6°. Внутреннее их строение было выяснено при помощи съемки со вспышкой, которая показала наличие на фронтальных склонах параллельных им пологопадающих передовых слоев, указывающих на направление миграции гряд (рис. 22.10). Хотя системы гряд в настоящее время находятся в равновесии с приливно-отливным режимом, по всей вероятности, они формировались через определенные промежутки времени в качестве прибрежных линейных баров, разделяющих приливные и отливные пути переноса осадков во время фландрской трансгрессии. Периодическое обособление гряд от предфронтальной зоны пляжей создало комплекс *отступающих мелей*, который далеко (до 200 км) вдается в Северное море [689, 385, 147, 806].

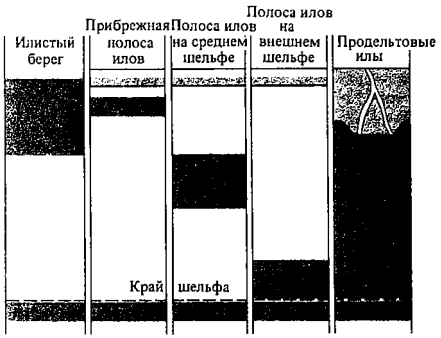


Рис. 22.6. Места возможной аккумуляции шельфовых илов [548].

Для шельфов, связанных преимущественно с погодными условиями, отмечается тенденция общего уменьшения размера зерен с удалением от берега в соответствии с затуханием силы волн. Она хорошо прослеживается на примере шельфа Берингова моря, побережья шт. Орегон и юго-западной части Мексиканского залива [745, 477, 756]. Илистые отложения обычно формируются вблизи кромки шельфов благодаря процессам диффузии и транспортировки, вызываемым разностными дрейфовыми течениями; последние генерируются штормами и влияют на потоки тонких фракций, связанные с устьями рек и приливно-отливных проливов. На внешнем шельфе эти тонкозернистые осадки затем перемешиваются с частично переработанными трансгрессивными реликтовыми песками. Как уже отмечалось, на шельфе шт. Орегон следы во-

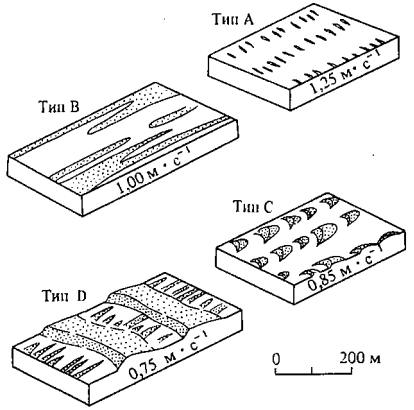


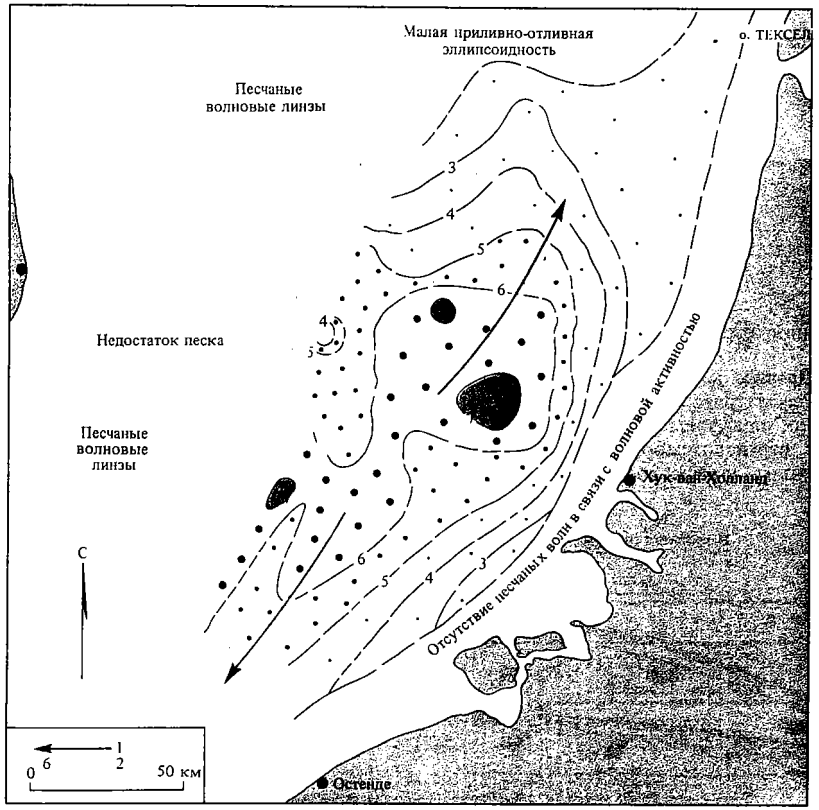
Рис. 22.7. Типы песчаных полос существенно приливно-отливных шельфов [445]. Объяснение см. в тексте.

лновой ряби могут присутствовать на глубинах до 200 м, свидетельствуя о возможном распространении ряби среди песчаных отложений многих других удаленных от берега районов. Эта слоистость, возникающая в периоды штормов, может нарушаться илоедами, перерабатывающими осадки в периоды затишья.

Шельф восточного, Атлантического побережья США (рис. 22.11) представляет собой наиболее хорошо изученный пример сложно построенного шельфа, связанного преимущественно с погодными условиями. Для него характерны врезанные доголоценовые речные и эстуариевые русла и дугообразные массивы отступающих мелей, образовавшихся во время трансгрессии около обрывистых выступов суши (см. разд. 21б). Особенно широко распространены здесь поля вытянутых в северо-восточном направлении

подводных гряд высотой до 10 м и с углами падения склонов, достигающими нескольких градусов. Сходящиеся в пучки серии таких гряд сливаются под водой с современной предфронтальной зоной пляжей на глубине всего 3 м. С существующей береговой линией эти гряды образуют острые (менее 35°) углы, а сейсмические профили через них выявляют поверхности, полого падающие на юго-восток, в направлении широкого и пологого склона асимметричной в сечении гряды. Активные мели пляжной зоны формируются и в настоящее время в результате действия вызванных штормами течений, следующих примерно параллельно гребням. По-видимому, во время фландрской трансгрессии периодически происходило отчленение этих гряд от пляжа, и обособившиеся таким образом гряды продолжают развиваться вплоть до настоящего времени в результате действия штормовых нагонов и ветровых течений [810, 255]. О внутреннем строении таких шельфовых гряд известно немного, хотя можно предположить, что внутренние наклонные плоскости представляют собой поверхности штормовой эрозии. Серии внутренних поверхностей размыва разделяются тонкозернистым осадком с мелкой косой слоистостью во

Рис. 22.8. Песчаная дюноподобная возвышенность в дюнном поле южной части Северного моря. *1* – направление переноса; *2* – высота дюны, м [547].



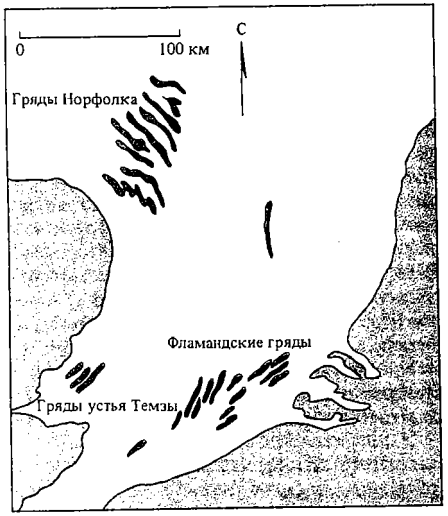


Рис. 22.9. Область распространения приливно-отливных песчаных гряд в южной части Северного моря [385].

впадинах песчаных волн, образованных волнением в условиях тихой погоды. Читателю следует иметь в виду, что эти линейные гряды преимущественно волнового происхождения весьма похожи на упоминавшиеся ранее существенно приливно-отливные гряды. Различить их только по внутреннему строению бывает очень трудно [427, 428].

22г. Древние кластические шельфовые фации. Рассматриваемый ниже первый пример древних шельфовых фаций взят из немых толщ верхнедокембрийской Дальредской надгруппы – юрских кварцитов и их стратиграфических аналогов [31]. Как показано на рис. 22.12 и 22.13, в этой мощной почти пятикилометровой толще с широким развитием слоистости течения косослоистые кварциты с редкими горизонтами тонкослоистых песчаников и алевролитов вниз по течению переходят в переслаивание параллельнослоистых и косослоистых песчаников и аргиллитов. Весь разрез интерпретируется как результат аккумуляции осадков вдоль устойчивого пути их транспортировки приливно-отливным течением (аналог ситуации, наблюдающейся на современных существенно приливно-отливных шельфах типа шельфа Северного моря). Исходя из этого, крупнозернистые фации с пластами косослоистых пород мощностью до 4,5 м сопоставляются с осадками подвижных дюн и песчаных волн на высокоэнергетических отрезках путей переноса. Изредка встречающиеся мелкие промоины и устойчиво прослеживаемые по простиранию поверхности размыва, по-видимому, обязаны своим происхождением усилению приливно-отливных течений за счет штормовых нагонов. Мелкозернистые фации с многочисленными признаками ослабленного течения в маломощных (0,01–0,5 м) пластах песчаников с угловатыми зернами принадлежат к отложениям замедляющихся штормовых течений на нижнем конечном отрезке пути транспортировки. Илистые прослои в мелкозернистых фациях регистрируют осаждение ила из взвеси при тихой погоде после штормов.

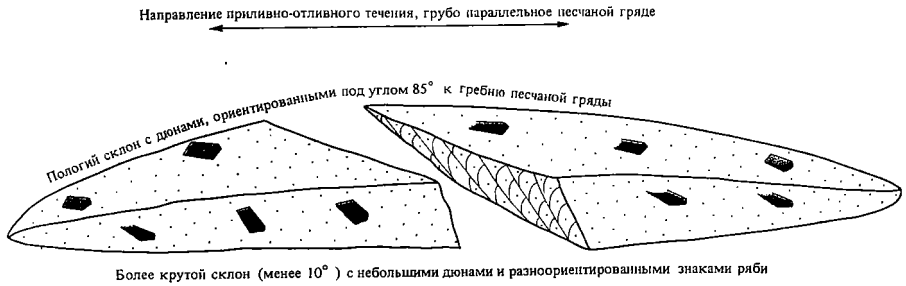
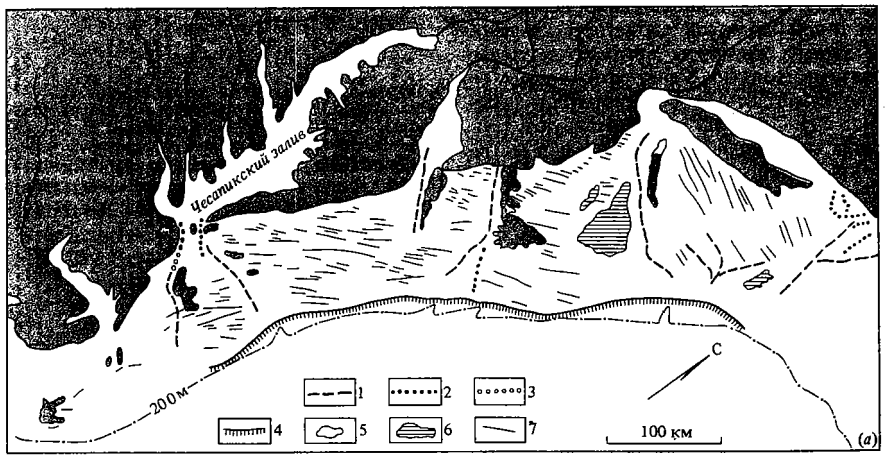


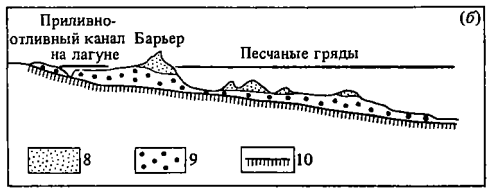
Рис. 22.10. Морфология, течения и предполагаемое внутреннее строение приливно-отливной песчаной гряды ([385], с изменениями).

В вертикальных разрезах через отдельные комплексы песчаных волн высотой до 20 м, образованных морскими эоценовыми песчаниками формации Рода в Испанских Пиренеях [611], обнаруживается характерный порядок смены фаций, знаменующих начало, рост и затухание развития форм наносов, образованных приливно-отливными процессами (рис. 22.14). Шельфовое происхождение песчаников, связанных с течениями, очевидно, приливно-отливного характера, хорошо доказывается данными изучения нижнемеловых песчаников Шеннон и Сассекс в шт. Вайоминг [68, 778]. Здесь описаны разрезы, характеризующиеся увеличением размера зерен пород кверху и образовавшиеся при миграции линейных песчаных гряд по течению и по латерали. Они сложены косослоистыми хорошо отсортированными зрелыми глауконитовыми песчаниками с векторами палеотечения, преимущественно расположенными параллельно удлинению тел. Последние имеют мощность до 30 м, ширину 60 м и длину до 160 км.

Интересное сопоставление фландрской трансгрессии с великой лландоверийской трансгрессией в Уэльсе сделано Бриджесом [123]. В последнем случае устанавливается трансгрессивное залегание отложений на твердом и неровном ложе шельфа. Во время штормов здесь формировались многочисленные слои песчаников и ракушняков, переслаивающихся с илами [307]. В ходе нарастания трансгрессии вплоть до ее кульминации прибрежная зона песков, расположенная сначала на востоке, постепенно переме-

Рис. 22.11. *а* – морфология шельфа Средне-Атлантического побережья США с признаками реликтового и трансгрессивного происхождения; *б* – профиль через шельф с трансгрессивным барьером и последовательно остающимися песчаными грядами на шельфе. *1* – каналы, выходящие на поверхность; *2* – скрытые каналы; *3* – предполагаемые каналы; *4* – обрывы; *5* – массивы отступающих мелей; *6* – куэсты; *7* – песчаные гряды; *8* – пески; *9* – отложения лагуны; *10* – доголоценовый субстрат [810, 806].





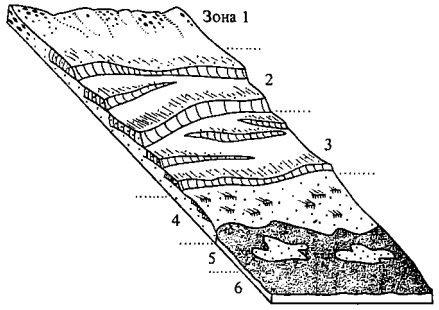


Рис. 22.12. Блок-диаграмма осадконакопления приливно-отливного шельфа, объясняющая образование серии юрских кварцитов [31]. См. также рис. 22.13.

щалась к западу, где представлена илами с маломощными прослоями песка.

Примеры фаций нижнекаменноугольных отложений района Каунти-Корк в Ирландии, имеющих исключительно волновой генезис, приведены в работе Раафа и др. [657]. В разрезах снизу вверх увеличивается размер зерен пород и наблюдается полный набор типов волновой слоистости, включая пламенные структуры аргиллитов, линзообразную тонкую слоистость, косую, согласную и пологую косую слоистость песчаников. Эти разрезы интерпретируются как осадки, возникшие при латеральной миграции мелководных береговых баров, которые были образованы главным образом под влиянием волнения.

22д. Выводы. Кластические осадки на шельфе формируются приливно-отливными и волновыми течениями. Окончательное распределение современных шельфовых фаций зависит не только от скорости и направления этих течений, но и от наличия самих осадков, поступающих либо с берега, либо за счет размыва реликтовых континентальных пород, принесенных на шельф в ходе голоценовой трансгрессии. Размещение фаций на шельфах приливно-отливного характера контролируется векторами разностных приливно-отливных течений. Основные изменения размера зерен и форм наносов прослеживаются вдоль трасс переноса осадков этими течениями. На шельфах, связанных преимущественно с погодными условиями, господствующую роль приобретают серии зимних штормов, вызывающих появление результирующих (разностных) течений, которые складываются из ветрового дрейфа, нагона и штормового прибоя. Поднятые со дна в результате взмучивания осадки участвуют в общем переносе течениями и достигают глубин 200 м.

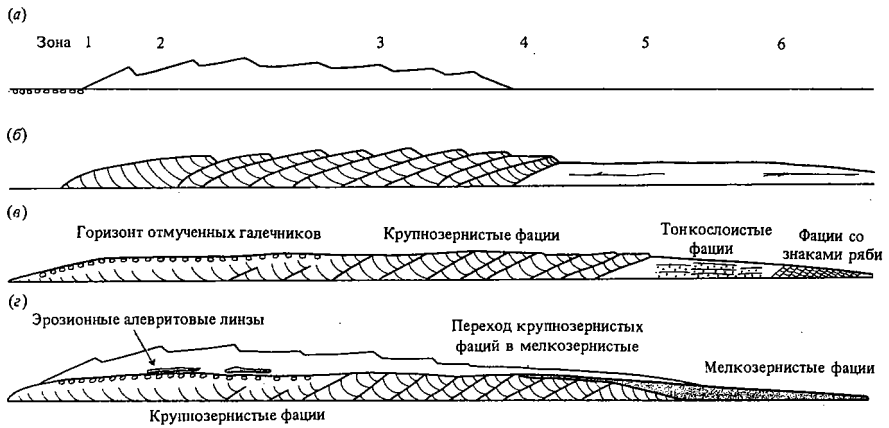


Рис. 22.13. Влияние штормов на разрез шельфовых осадков. *а* – условия затишья; *б* – штормы умеренной силы частично размывают и уносят песок; *в* – сильные штормы отмучивают пески из зон 2 и 3 и намного передвигают дюны вниз по течению; *г* – восстановление обстановки затишья [31].



Рис. 22.14. Схематический разрез через идеализированную древнюю песчаную волну формации Рода [611, 428]. Объяснение см. в тексте.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Многочисленные статьи, посвященные физическим аспектам шельфовых процессов и осадконакоплению на шельфе, можно найти в сборниках под редакцией Свифта и др. [809] и Стэнли и Свифта [782]. В работе Джонсона [428] дан полный обзор современных и древних шельфовых фаций.

23

Побережья, шельфы и бассейны с карбонатным и эвапоритовым осадконакоплением

23а. Введение. Хотя большинство мелководных (непелагических) карбонатных фаций очень похожи на фации силикатных кластических осадков, между ними существуют и весьма значительные различия, которые связаны прежде всего с местным биогенным происхождением многих зерен карбоната (табл. 23.1).

Как видно на рис. 23.1 и 23.2, важнейшим источником карбонатного материала является мелководная, хорошо прогреваемая и доступная проникновению света (фотическая) часть сублиторальной зоны, откуда штормами и гравитационными течениями детритовый материал переносится соответственно в надлиторальную зону или в зону абиссальных впадин. Высокая органическая продуктивность мелководного шельфа в тропиках и субтропиках приводит к образованию *карбонатных платформ* с крутыми шельфовыми окраинами, на которых формируются органогенные постройки (рис. 23.3). Такие окаймленные шельфы характерны для карбонатного осадконакопления во многих современных тропических областях. Крупные *удаленные от берега* (мористые) *банки* полностью изолированы от источников сноса терригенного кластического материала и представляют собой как бы отдельные микроконтиненты, отторженцы континентальной коры, окруженные абиссальными плато и глубокими проливами. Примером таких структур могут служить Багамские банки – одна из самых крупных и хорошо изученных карбонатных платформ.

Уилсон [874] предпринял попытку усовершенствовать методы изучения карбонатных осадков и горных пород, предложив обобщенный схематический ряд стандартных фациальных зон (рис. 23.4), в котором отражены такие факторы, как положение на склоне, геологический возраст, гидродинамическая энергия и климат. Он показал, однако, что в конкретных случаях современных или древних карбонатных провинций не обязательно будут представлены все фациальные зоны его ряда.

Образование древних карбонатных фаций нельзя понять без представления о палео-

экологии фауны и флоры, а также о раннем диагенезе карбонатных осадков (гл. 29). Отправной точкой в исследовании древних известняковых фаций может служить схема фациальной зональности, предложенная Уилсоном, но при этом важно учитывать региональные и местные особенности, зависящие от палеогеографических, экологических и климатических условий. Исходя из этого, в следующем разделе мы сосредоточим внимание на современных карбонатно-эвапоритовых фациях.

23б. Приливно-отливные отмели и себхи аридной зоны. Приливные отмели и себхи аридной климатической зоны лучше всего изучены вдоль южного побережья Персидского залива [453, 249] и по окраинам глубоко проникающих в сушу языков залива Шарк в Западной Австралии [512, 514, 515]. (Химические изменения в диагенезе отложений надлиторальной себхи мы обсудим в гл. 29 и 30.)

Оба упомянутых района характеризуются господством режима испарения, который вызван сочетанием чрезмерной засушливости и высоких среднегодовых температур. Так, сумма годовых осадков в районе залива Шарк приблизительно равна 230 мм, а суммарное испарение – 2200 мм. В Персидском заливе сумма осадков колеблется в пределах 40–60 мм, а испарение равно

Таблица 23.1. Некоторые различия между карбонатными и силикатными кластическими осадками (в основном по данным Джеймса [418])

Карбонатные осадки	*Силикатные кластические осадки*
Встречаются главным образом в мелководной тропической обстановке	Встречаются повсеместно и на любых глубинах
Осадки преимущественно морские	Осадки как континентальные, так и морские
Размер зерен обычно отражает первоначальный размер твердых известковых частиц	Размер зерен осадка отражает гидродинамическую энергию среды
Наличие известкового ила часто указывает на обилие водорослей, карбонатные компоненты которых являются агрегатами тонких кристаллов иловой размерности	Наличие ила указывает на отложение из взвеси
Тип осадка в соответствии с эволюцией организмов меняется во времени	Тип осадка в разные геологические эпохи остается неизменным[1]
Тела мелководных известковых песков первоначально образуются при физико-химической или биологической фиксации карбонатного материала	Тела мелководных песков образуются при взаимодействии течений и волнения
Локальный рост органогенных построек не сопровождается изменением гидродинамического режима, но позже сам меняет окружающую обстановку осадконакопления	Изменение обстановки осадконакопления главным образом вызвано общими изменениями гидродинамического режима
Осадки обычно цементируются на дне моря	В обстановке отложения и на дне моря осадки остаются рыхлыми
Периодический выход осадка на поверхность в ходе его отложения вызывает интенсивный диагенез, и прежде всего цементацию и перекристаллизацию	Периодический выход осадка во время отложения на поверхность мало на него влияет, за исключением образования поверхностной корки

[1] В связи с эволюцией в истории Земли состава областей сноса обломочного материала, характера и глубины химического выветривания и других факторов минеральный и петрографический составы обломочного материала последовательно изменялись; эволюция тектонического режима ведет также к изменению ассоциаций обломочных пород, т.е. формаций.– *Прим. ред.*

1500 мм. Главное следствие аридности, сказывающееся на литоральных и надлиторальных осадках, состоит в существенном увеличении солености поровых вод этих осадков, что приводит к выпадению эвапоритов и доломитизации.

Литоральное осадконакопление в обоих районах выражается прежде всего в росте строматолитовых водорослей, образующих пластообразные залежи (маты) (см. гл. 10); обнаруживается отчетливая зональность по формам роста, связанная с разницей в освещенности. На оманском берегу Персидского залива зона литоральных водорослевых матов, достигающая ширины 2 км, пересекается неправильной сетью каналов и покрыта прерывистыми мелкими озерками. Штормами на поверхность приливно-отливных отмелей выносятся сублиторальные лагунные осадки и поставляется основная масса пеллетового материала, который задерживается и скрепляется водорослевыми матами. Обрывки захороненных матов, извлеченные через отверстия в ложе наступающей себхи, показывают, что лишь немногие поверхностные формы водорослей остаются живыми. Причиной такой низкой степени выживаемости является как кристаллизация гипса внутри погребенных матов, так и уплотнение и бактериальное разложение богатых органическим веществом водорослевых пленок [625, 626].



Рис. 23.1. Расположение основной области биогенного карбонатообразования [418].

В обстановке низкой гидродинамической активности в районе залива Шарк (в частности, в заливе Нилема) осадконакопление ведет в основном к образованию непрерывных водорослевых матов. Под участками гладких матов в нижней части внутрилиторальной зоны находятся четко слоистые осадки с мелкими уплощенными *полостями усыхания*, а под бугристыми матами в средней и верхней частях собственно литорали залегают неясно слоистые отложения с пустотами усыхания неправильной формы. Преобладающими типами зерен в осадках приливно-отливных отмелей являются пеллеты, измененные скелетные зерна и интракласты, причем последние рассматриваются как обломки, сорванные штормами с участков частично литифицированных осадков, расположенных ниже зоны водорослевых матов верхней части внутрилиторальной зоны. Обстановка более высокой гидродинамической энергии в заливе Шарк существует на северо-западной окраине залива Хатчисон [326]. Здесь литифицированные водорослевые столбики и гряды формируют строматолитовый риф, мощность которого растет в сторону моря. С этим «рифом» ассоциируются мощные косослоистые моллюсковые ракушечники, образующие береговой вал.



Рис. 23.2. Профиль от шельфа к впадине, показывающий рельеф дна, обусловленный высокой скоростью карбонатообразования на сублиторальном мелководье (см. рис. 23.1) [563, 874].

Обширные надлиторальные себхи широко распространены на оманском берегу Персидского залива (рис. 23.5, 23.8). Прибрежная полоса, достигающая здесь ширины 16 км, полого наклонена в сторону залива с градиентом 0,4 м на 1 км. Как описывается ниже, в гл. 29 и 30, на поверхности мелководной себхи появляется доломит и вполне определенная группа эвапоритовых минералов, в числе которых особенно характерны гипс и ангидрит мелкоячеистой текстуры. Изучение четвертичных отложений под поверхностью себхи (рис. 23.6, 23.7) показывает, что полоса песчаной прибрежной пустыни была преобразована в ходе крупной трансгрессии примерно 7000 лет назад [249]. Образованный вследствие этого изрезанный участок береговой линии после незначительного (около 1 м) понижения уровня моря, которое около 3750 лет назад вызвало появление барьерных островов и тем самым ограничило

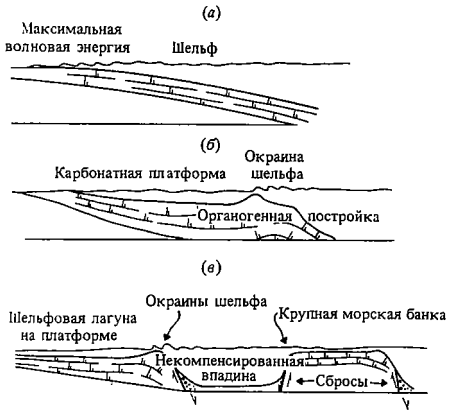


Рис. 23.3. *а* – карбонатный склон; *б* – карбонатная платформа, защищенная постройками шельфовой окраины; *в* – некомпенсированная впадина и морская банка [874].

циркуляцию воды, превратился в группу лагун и приливно-отливных отмелей. Последующее отступление зоны приливно-отливных отмелей в сторону моря повлекло за собой образование себховых низин с их характерным эвапоритовым минеральным комплексом. Теперь они подвержены действию приливов и штормов, которые периодически обновляют состав интерстициальных поровых вод. Последовательность смены фаций четвертичной себхи схематически показана на рис. 23.7.

Такие же этапы развития – первоначальная трансгрессия (4–5 тыс. лет назад), падение уровня моря и отступание береговой линии – фиксируются на литоральных отмелях залива Шарк. По мере расширения площади литоральной полосы концентрация солей в поровых водах достигает уровня, при котором в осадок выпадают арагонит и гипс. Гипс является главным компонентом в верхней части внутрилиторальной зоны и в надлиторальной зоне. Схема строения приливно-отливной отмели залива Хатчисон показана на рис. 23.9.

Фации древних себх возрастом до 2500 млн. лет описаны во многих районах мира. Начало изучению древних себх было положено классической работой Шермана [749]. Хорошо иллюстрированные описания их содержатся в ряде других работ [374, 860, 878, 751, 285]. Некоторые исследователи уделили внимание проблеме «гигантских» древних себх [767, 497, 437].

23в. Гумидные приливно-отливные отмели и марши. Широко развитые на западной подветренной стороне острова Андрос в группе Багамских островов [340] приливно-отливные отмели и маршевые болота служат типичным примером прибрежных низин с характерным отсутствием эвапоритов (рис. 23.10–23.13). Подобные образования встречаются вдоль побережья полуострова Флорида, США. Для этого района характерен тропический морской климат со среднегодовой суммой осадков около

Рис. 23.4. Основные обстановки отложения карбонатных осадков [874].

Глубоко				Отмученные				Себха,	
Впадина	Шельф открытого моря	погруженная окраина шельфа	Передовой склон	Органогенные постройки	пески кромки шельфа	Лагуна	Приливно-отливная отмель	надлиторальные марши	Осадочные фации
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Пелагические глубоководные илы и кремни	Биогенные илы	Осыпи, оползни, турбидиты, купола у подножия склона	Обвальные глыбы, холмы нижней части склона	Купола, рифы	Острова, дюны, барьерные бары, протоки и каналы	Приливно-отливные дельты, лагунные озера, шельфовые купола, каналы и приливно-отливные бары	Приливно-отливные отмели, каналы, прирусловые намывные валы, озера, водорослевые маты	Ангидрит-гипс, шатровая структура, водорослевые маты	Фациальный профильный разрез

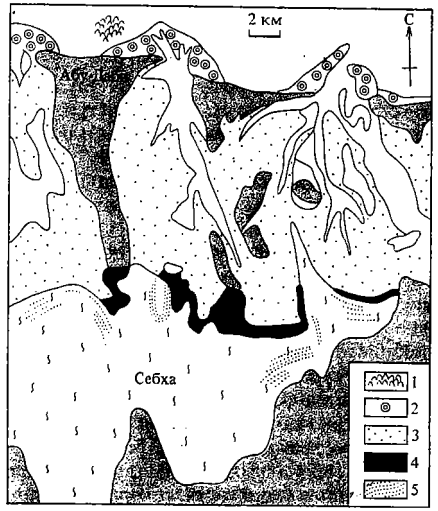


Рис. 23.5. Схема расположения литофаций в районе Абу-Даби, Персидский залив (см. также рис. 23.8). *1* – кораллы; *2* – оолиты; *3* – известково-илистые пеллеты; *4* – водорослевые маты; *5* – береговой вал [134].

1300 мм (от 650 до 2300 мм). Летние ливни обильно орошают надлиторальные марши и предотвращают развитие на них эвапоритов, характерных для себх. Соленость воды в зоне прилива обычно находится в пределах 39–42‰, но после ливневых дождей она может опускаться до 5‰. Такие периодические «промывания» пресной водой создают «напряженную обстановку» существования биоты на прибрежных низинах и определяют ее ограниченное развитие. Средняя максимальная амплитуда 12-часовых приливов равна 0,5 м, но на нее иногда сильно влияют нагонные штормовые волны. Обычно же действие волн не имеет существенного значения, так как эта область находится под прикрытием лагуны Большой Багамской банки. Осадки приливно-отливных отмелей в основном представлены пеллетовыми карбонатными илами, содержащими менее 10% скелетного материала (главным образом фораминифер), а также широко развитыми водорослевыми матами. Здесь выделяются три фациальные зоны (рис. 23.10): а) морская прибрежная полоса, б) комплекс приливно-отливных отмелей с их каналами, намывными валами и приливными озерками и в) надлиторальные водорослевые марши на суше [758, 340].

Осадки морской прибрежной полосы состоят из илистых пеллетовых песков, претерпевших полную биотурбацию и на поверхности непрочно скрепленных водорослями. Характерны следы ползания каллианасид (ракообразных). В полосе пляжа между входами в приливные каналы развиты террасированные береговые валы с мелкими уступами и намывными конусами. Последние сложены гравием и песками со знаками ряби и хорошо развитой внутренней слойчатостью. Подобные пляжные фации, но с литифицированными известковистыми песчаниками (бичрок) образуют бóльшую часть береговой линии восточного наветренного берега острова Андрос (гл. 29).

Приливно-отливные отмели, частично предохраняемые береговыми валами, прорезаны густой сетью приливных каналов (рис. 23.11). Они имеют ширину от 1 до 100 м и глубину 0,2–3 м. В отличие от отме-

Рис. 23.6. Обобщенный профиль через себху Абу-Даби. *1* – надлиторальные фации с эвапоритами; *2* – верхнелиторальные фации со строматолитовыми водорослевыми матами; *3* – нижнелиторальные фации с илистыми пеллето-гастроподовыми песками; *4* – сублиторальные фораминиферо-двустворковые илистые пески (трансгрессивные фации); *5*, *6* – плейстоценовые эоловые пески. Следует обратить внимание на четко выраженное регрессивное залегание осадков на поверхности голоценовой трансгрессии [249].



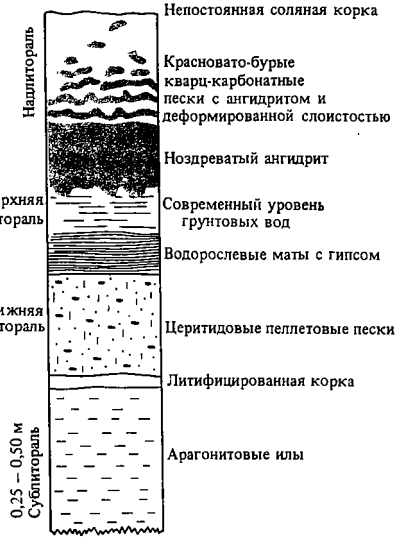


Рис. 23.7. Схематический разрез себхи с регрессивной последовательностью, показанной на рис. 23.6 [825].

лей, сложенных силикатными обломками (гл. 21), здесь каналы хотя и меандрируют, но не обнаруживают признаков значительных смещений по латерали. Каналы содержат остаточный скелетный детрит гравийной размерности, интракласты и обломки плейстоценовых коренных пород, а отложения намывных кос и неподвижных баров, биотурбированных крабами, обрастают мангровыми зарослями и покрыты куполообразными строматолитами. Поперечные сечения через эти купола показывают хорошо сохранившиеся полусферические слои с преобладанием не замещенных карбонатом нитей водоросли *Schizothrix calcicola*, скрепляющих осадок. Намывные валы каналов во время приливов лишь изредка покрываются водой и покрыты тонкими водорослевыми матами. В разрезах через них видна тонкая (миллиметровая) ненарушенная слоистость, которая в подошве валов все же пересекается трещинками усыхания.



Рис. 23.8. Аэрофотоснимок лагунных песков, приливно-отливного канала, литорального водорослевого мата (черное) и себхи (темно-серое). Район Абу-Даби, Персидский залив (фото Р. Тилла).

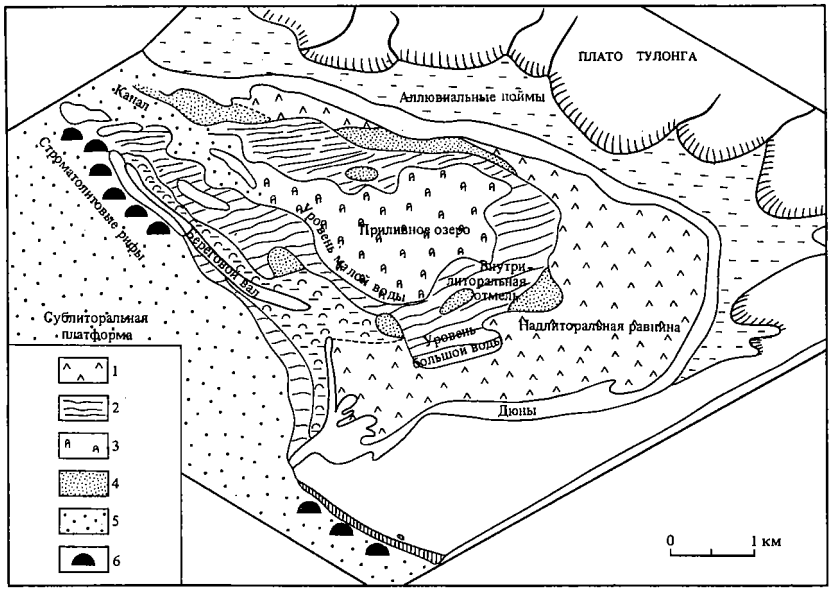


Рис. 23.9. План залива Хатчисон (часть залива Шарк), Западная Австралия. Видна литоральная равнина, лагуна и строматолитовые фации. *1* – загипсованные глины и эвапориты; *2* – водорослевые маты; *3* – ветвистые строматолиты; *4* – интракластовые грейнстоуны; *5* – скелетные грейнстоуны; *6* – столбчатые строматолиты [326].

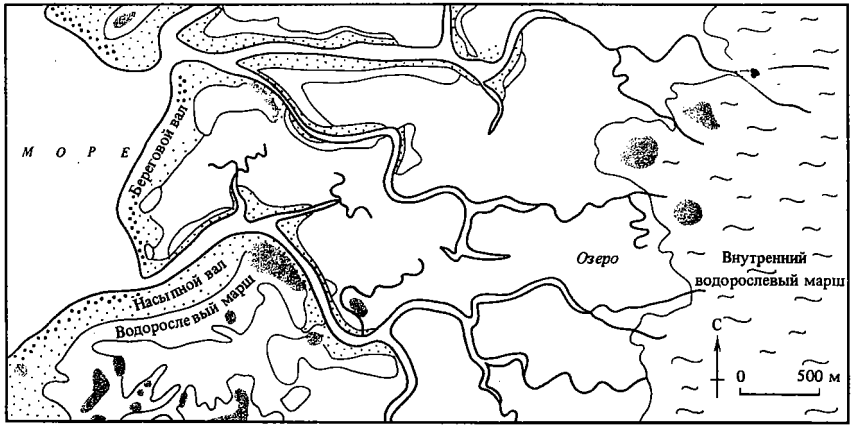


Рис. 23.10. Обстановка осадконакопления в районе Три-Крикс, остров Андрос, Багамские острова (см. также рис. 23.11). Черным выделены места развития сцементированных поверхностных корок [341].

Между соседними каналами лежат широкие приливные озера, граничащие с водорослевыми маршами. Озера регулярно затопляются во время приливов, а их илистый осадок покрыт тонким водорослевым матом, который служит кормом ceритидовым гастроподам и полихетовым червям. В разрезах видны неслоистые биотурбированные илы, рассеченные глубокими (до 30 см) трещинами усыхания, которые образуются в зимний и весенний периоды низкой воды. Водорослевые марши, окаймляющие озера, подразделяются на высокий марш со сплошными ковровыми матами, сложенными пресноводным родом *Scytonema*, и низкий марш с характерной подушечной формой роста этих водорослей. Осадки пятнами сцементированы высокомагнезиальным кальцитом и арагонитом, а в разрезах через маты видна хорошо развитая извилистая прихотливая слоистость с великолепными полостями усыхания. Надо полагать, что слоистость, наблюдаемая в осадках приливно-отливных отмелей, обязана своим происхождением спорадическим штормам (вызываемым холодными северными атмосферными фронтами), которые взмучивают лагунные осадки и выбрасывают их на берег.

Надлиторальные водорослевые марши (внутренние марши) залегают на 20 см выше среднего уровня высокой воды, характерного для приливно-отливных отмелей, дренируемых сетью каналов. Отмеченная ранее зональность с низким подушечным и высоким ковровым типами маршей отмечается и здесь. Беспозвоночные на внутренних маршах, имеющих ширину до 8 км, отсутствуют. Сцитонемовые водорослевые маты часто литифицированы высокомагнезиальным кальцитом и образуют прерывистые участки *водорослевых туфов*. Высохшие скопления водорослей дают начало характерным полигональным буграм, которые можно рассматривать как попытку залечить окаймляющие их полигональные трещины. На разрезах глубиной до 1,7 м видны слоистые осадки с многочисленными полостями усыхания (см. ниже). По-видимому, тонкая слоистость (1–10 мм) этих маршей является следствием катастрофических разливов, периодически затоплявших обширные пространства всего марша и приносивших на них лагунные осадки. Осадок каждый раз скреплялся возобновлявшей свой рост водорослью *Scytonema*, и слоистость таким путем сохранялась. Полости представлены преимущественно горизонтальными трещинами с более редкими вертикальными трещинами в виде «частокола».



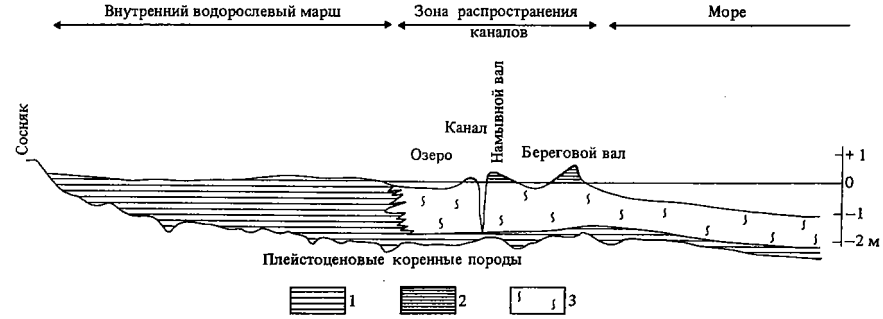
Рис. 23.11. Аэрофотоснимок приливно-отливных отмелей и маршей, пересеченных каналами. Остров Андрос, Багамские острова. В правом верхнем углу видна лагуна (фото Р. Тилла).

Они образовались либо как первичные пустоты из воздушных продушин, либо как вторичные – при бактериальном разложении водорослевых нитей в горизонтальных слоях и вертикальных пучках. При литификации матов сохранность этих полостей заметно возрастает. Действительно, замещенные крупнокристаллическим кальцитом пустоты в древних карбонатных отложениях (так называемая структура птичьего глаза) служат хорошим доказательством их образования в верхней части внутрилиторальной зоны или в надлиторальной зоне. Поперечный разрез через весь комплекс приливно-отливных отмелей Багамских островов и его стратиграфическая колонка приведены на рис. 23.12 и 23.13. Следует обратить внимание на то, что отложения надлиторальной зоны здесь заметно отличаются от осадков тропических себх. В первых полностью отсутствуют эвапоритовые минералы, но зато содержатся литифицированные водорослевые туфы, образованные преимущественно в пресноводных условиях маршевых болот. Карбонатизированные нити *Scytonema* и полости, характерные для туфов, отличают строматолиты от нелитифицированных водорослевых торфяников, распространенных во внутрилиторальной зоне Персидского залива.

Древние аналоги отложений приливно-отливных отмелей и маршей багамского типа можно обнаружить в лоферских литологических циклах триасового возраста в Австрии [256, 340], в девонских фациях Мэнлиус в центральных Аппалачах, США [488], и в докембрии Южной Африки [245].

23г. Лагуны и мелкие заливы. Карбонатным лагунам свойственна относительно спокойная гидродинамическая обстановка, так как они отделены от фаций открытого моря островами дальнего прибрежья, сложенными литифицированными плейстоценовыми известняками (Персидский залив), рифами (Гондурасский залив, Большой Барьерный риф в Австралии) или теми и другими (Флорида, Багамские острова). Гирлянды рифов и островов защищают лагуны от морских ветров и, следовательно, от воздействия волн. Приливные течения проникают в лагуны через узкие проходы между островами и рифами, поэтому здесь наблюдаются высокие скорости течения. Эффективное перемешивание воды во время приливов и отливов способствует сохранению солености лагун, близкой к океанской; вместе с тем в аридных тропических областях вследствие интенсивного испарения соленость воды в этих мелководных бассейнах может достигать 67‰ (например, в районе Абу-Даби на оманском берегу Персидского залива). В гумидных тропических областях, наоборот, лагуны могут существенно опресняться за счет вод, стекающих с приливно-отливных отмелей и тыловых частей прибрежья (западный берег острова Андрос, Флоридский залив). В обоих случаях создается неблагоприятная для биоты обстановка, приводящая к ограниченному ее развитию.

Рис. 23.12. Схематический разрез через приливно-отливную отмель Три-Крикс (см. рис. 23.10). *1* – отложения от тонкослоистых до толстопластинчатых; *2* – тонкослоистые отложения; *3* – биотурбации [342].



Керн	Тип и особенности слоистости	Обстановка осадконакопления	
Венчающая слоистая часть разреза	Спокойная горизонтальная слоистость с линзами песка	Намывной гребень	Намывная равнина
	Нарушенная горизонтальная слоистость с тонкими трещинками усыхания и линзами интракластов	Обратный склон	
	Извилистая слоистость с полостями усыхания, литифицированными корками и туфами	Высокий водорослевый марш	
Интервал туфов	Водорослевые туфо-пелоидные прослои с широкими неглубокими трещинами усыхания и карманами интракластов	Низкий водорослевый марш	
Неслоистое основание разреза со следами илоедов	Массивные биотурбированные пелоидные известковые илы с глубокими полигональными трещинами, следами илоедов, раковинами гастропод и фораминифер (разнообразие фауны очень небольшое)	Приливное озеро и наносы канала	
	Биотурбированные пелоидные известковые илы со следами деятельности полихет, червей и ракообразных, остатками моллюсков и эхинодермат (разнообразие фауны умеренное)	Сублиторальная морская лагуна или открытая банка	

Рис. 23.13. Разрез, показывающий вертикальную последовательность, которая могла возникнуть при непрерывном наступании приливно-отливной отмели типа острова Андрос на море [342].

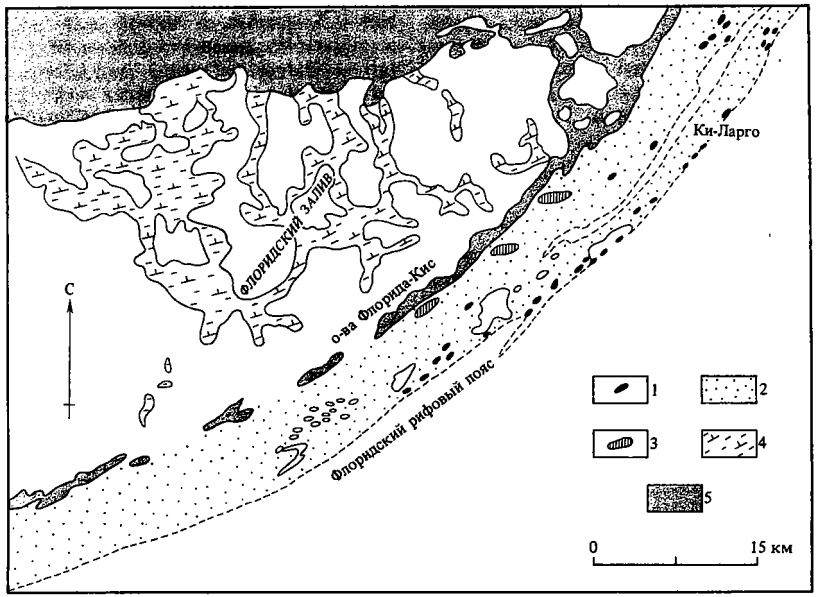


Рис. 23.14. Современные осадочные фации Южной Флориды. *1* – коралловые рифы; *2* – скелетные илы и известковые пески; *3* – биогенные постройки; *4* – известково-илистая банка со строматолитовыми илами; *5* – суша [319].

Лагунные осадки обычно представлены пеллетовыми карбонатными илами, причем по мере возрастания роли волновой деятельности количество ила в осадках уменьшается. Так, перемешиваемые волнением лагуны оманского берега Персидского залива выстланы пеллетовыми песками, а промываемая течениями внешняя Флоридская лагуна – отмученным остаточным гравием, состоящим из скелетных обломков (рис. 23.14). Пеллетовые пески содержат экскременты крабов, церитидовых гастропод и полихетовых червей. Арагонитовые илы во внутренних Флоридской и Гондурасской лагунах имеют в основном водорослевое происхождение, причем в последней присутствует значительная доля кокколитов [542]. По поводу природы арагонитовых илов Багамских островов все еще не утихают жаркие споры (см. гл. 2), но, по-видимому, и здесь большая их часть имеет водорослевый генезис. Подчиненный илам более крупный обломочный материал обычно принадлежит фораминиферам и моллюскам. В большинстве лагун буйно развивается инфауна, особенно крабы, которые сильно разрушают все типы первичной слоистости. В лагунах Флориды, Багамских островов и Персидского залива встречается *Thalassia* («морская трава»). Во внутренней Флоридской лагуне банки, созданные этими водорослями, играют роль уловителей осадка, на которых, как на матрицах, воздвигаются многочисленные спутанно-волокнистые иловые холмы (рис. 23.14). Во многих лагунах присутствуют изолированные рифы, окруженные ореолами грубозернистых рифогенных биокластов. Вариации мощностей голоценовых лагунных осадков зависят от рельефа литифицированных коренных пород плейстоцена, подстилающих отложения лагун. Некоторые участки этой поверхности отражают погребенный карстовый рельеф [654] (см. рис. 23.24).

Карбонатное осадконакопление в небольших заливах и бухтах – элементах изрезанной береговой линии, не окаймленной рифами, – лучше всего проиллюстрировать, вновь обратившись к примеру залива Шарк в Западной Австралии (рис. 23.15). Его акватория состоит из серии заливов меньшего размера, а в своем устье весь залив частично

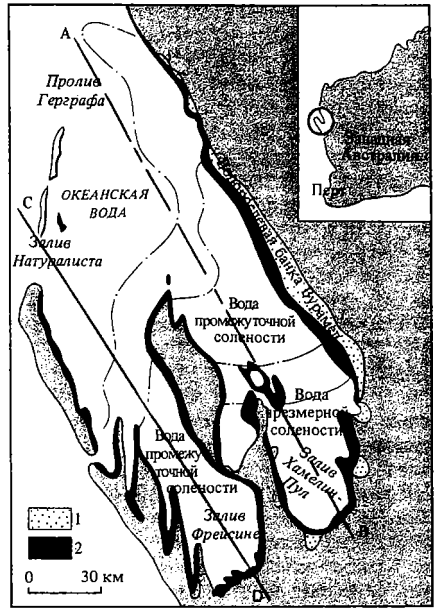


Рис. 23.15. Схематический план залива Шарк, Западная Австралия. *1* – надприливная – внутриприливная зона; *2* – сублиторальная платформа [513].

отделен от Индийского океана неглубокими подводными грядами и банками. Поступление пресной воды в залив вообще отсутствует, а неполное перемешивание морскими течениями вызывает общее увеличение солености по направлению к суше вплоть до 70‰ (рис. 23.16). В частях залива с чрезмерно соленой водой преобладает отложение однообразных рыхлых ракушняков, состоящих из раковин мелкой двустворки *Fragum hamelini*, невосприимчивой к солености. Эти сублиторальные ракушняки окаймляют зону аридных приливно-отливных отмелей, описанную выше (см. рис. 23.9). Во внешних частях залива с водой промежуточной солености или океанской водой преобладают эффектные карбонатные постройки, скрепленные морской травой (рис. 23.17). Они рельефно выделяются на поверхности дна, не имеют внутреннего каркаса и сложены скелетным карбонатом местного происхождения, образованным из эпибиотных форм водорослей и бентосных организмов, нахо-

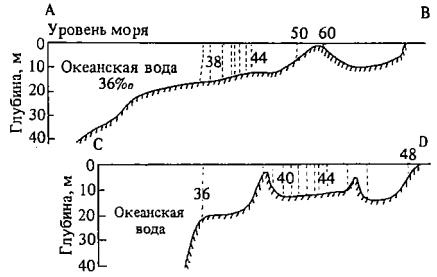


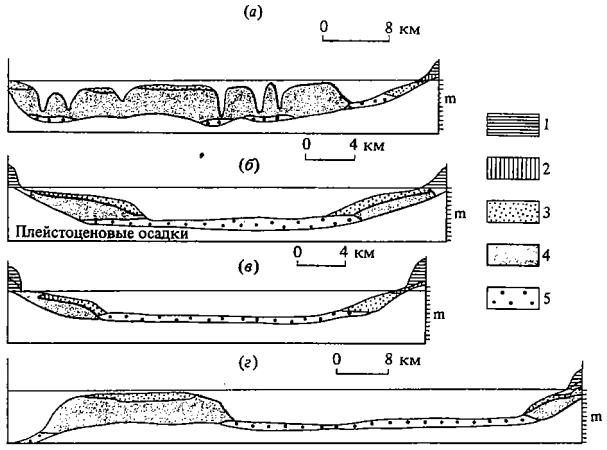
Рис. 23.16. Схематические профили по линиям AB и CD к рис. 23.15, показывающие увеличение солености воды от Индийского океана к внутренним частям залива Шарк [513].

дящих здесь свое прибежище [194, 326]. Разрушение скелетов дает начало большому количеству материала алевритовой и глинистой размерности, который примешивается к более крупному обломочному материалу, возникшему за счет моллюсков, фораминифер и водорослей. Такие постройки могут быть береговыми (окаймляющими), изолированными и барьерными. Вверх по разрезу этих построек наблюдается постепенный переход скелетных, обогащенных илистым цементом известняков (пакстоунов и вакстоунов) в хорошо промытые скелетные зернистые известняки без илистого цемента (грейнстоуны). Эта тенденция возникает вследствие роста банок морской травы за счет добавления новых слоев вслед за подъемом среднего уровня приливов. В качестве неполных аналогов описываемых современных карбонатных построек можно рассматривать некоторые древние органогенные купола, например верхнепалеозойские «рифы» Уолсорта в Бельгии, в которых организмами, улавливающими осадки, могли служить ветвистые мшанки или криноидеи, формирующие банки, поскольку водоросли *Thalassia* появились и развились только в позднемезозойское время.

Древние лагунные фации, перекрытые отложениями эвапоритов фации себх или отложениями приливно-отливных отмелей или теми и другими, описаны Лапортом [488] и Смитом [768].

23д. Оолитовые пески приливно-отливных дельт и заливаемых отмелей. Между сильными приливно-отливными течениями и образованием оолитов существует тесная связь. Прежде чем попасть и распространиться на окаймленном шельфе или в лагуне, приливные потоки с большой скоростью проходят через узкие протоки в рифовых барьерах или между островами, где дают

Рис. 23.17. Поперечные профили через впадину Хамелин залива Шарк, показывающие развитие карбонатных банок. *1* – хамелиновые ракушняки; *2* – внутрилиторальный маломощный покров; *3* – сублиторальные наносы; *4* – банки; *5* – базальный слой [325]. Объяснение см. в тексте.

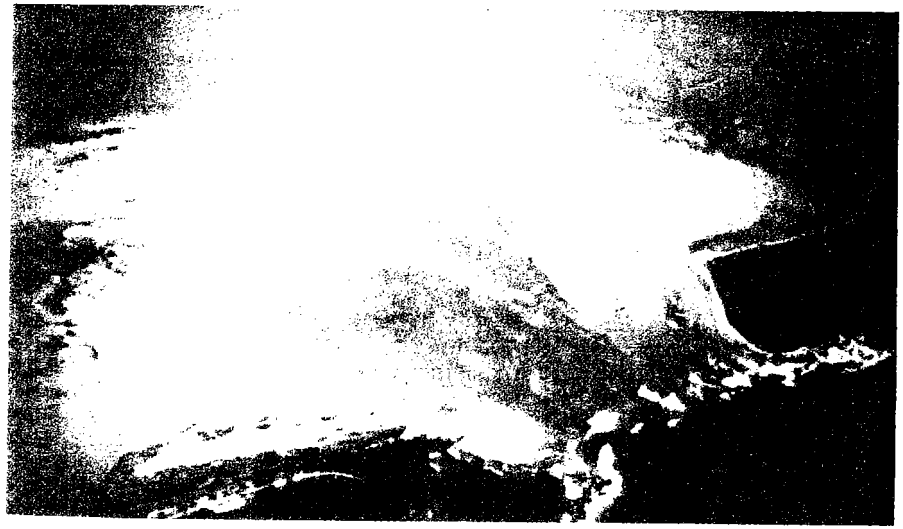


начало подвижным оолитовым мелям с разнообразными формами рельефа.

Многочисленные мели такого рода распространены по всему периметру Багамской банки [407, 653, 53, 347]. Они имеют форму *заливаемых лопастей* (spillover lobes), ориентированных в сторону внутренних частей банки и указывающих на преобладающую ориентировку приливных потоков и штормовых прибоев (рис. 23.18). Отмели имеют длину до 1 км и ширину до 0,5 км. По длинной оси проходит канал. Отдельные лопасти заканчиваются постепенно погружающимися мысами и обнаруживают внутреннюю крупномасштабную слоистость в передовых слоях высотой до 1,75 м. На поверхность этих главных форм рельефа наложены более мелкие песчаные струи и языки, свидетельствующие о различной ориентировке приливов и отливов. Лопасти покрыты дюнами и знаками ряби течения, ориентированными вдоль длинных осей. Крупные мели могут проявлять активность лишь тогда, когда обычные приливно-отливные течения сопровождаются штормовыми прибоями или ураганными циклонами. Во внутренних частях банки оолитовые мели постепенно отмирают и замещаются литофациями стабильных оолитовых известняков и пеллетовых известняков типа «виноградного камня» (грейнстоуна), перекрытых маломощными сублиторальными водорослевыми матами и порослями морской травы, которые полностью останавливают твердый сток.

Такая смена фаций по латерали от края банки к лагуне хорошо иллюстрируется на примере отмели Джоултерс-Ки [347] (рис. 23.19). Здесь у наветренного края банки расположена кайма, состоящая из активных кос. Косы сложены оолитовыми песками мощностью 4 м. От них в сторону банки простирается широкая полоса измененных ооидов, смешанных со скелетными зернами и арагонитовыми илами. Последние сохраняют неподвижность благодаря морской траве и водорослевым пленкам, интенсивно биотурбированы и имеют мощность до 10 м. В пределах внутренней стабильной части отмели наблюдается тенденция к уменьшению количества ила вверх по разрезу. На многих горизонтах здесь отмечается почти одновременная с осаждением цементация (гл. 29) с цементом каемочного типа, пред-

Рис. 23.18. Аэрофотоснимок оолитовой мели веерной формы, образовавшейся между двумя островами в виде приливно-отливной дельты, Бимини, Багамские острова. В верхней левой части видна лагуна (фото Р. Тилла).



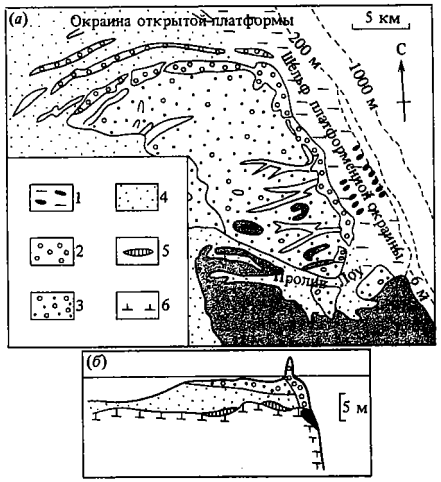


Рис. 23.19. *а* – обстановка осадконакопления в окрестностях оолитовой отмели Джоултерс-Ки (оолит Шоал), Багамские острова. Отмель представляет собой мелководную песчаную плоскотину (тонкий крап), пересеченную приливно-отливными каналами и окаймленную со стороны океана косой подвижных песков (крупный крап); *б* – профиль, на котором видно расположение фаций по вертикали и латерали. Следует обратить внимание на увеличение размеров зерен осадка вверх по разрезу и в сторону океана. *1* – рифы, скелетные пески; *2* – ооидные пески; *3* – смешанные ооидные пески; *4* – смешанные мелкозернистые пелоидные илистые пески; *5* – пеллетовые илы; *6* – породы плейстоцена [347].

ставленным игольчатым арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом микритовой размерности. Цементация появляется также на стабилизированных участках дна, покрытых водорослевыми пленками.

Другой пример оолитовых отмелей находится в районе косы Скунерс-Ки на северной окраине залива Эскума, Багамские острова [53]. Здесь отмели принимают форму вытянутых приливно-отливных гряд с длинными осями, параллельными преобладающему направлению приливных течений. Отдельные гряды достигают высоты 5 м при длине до 8 км и ширине 750 м. Здесь же присутствуют веерообразные отмели, длинные оси которых параллельны длинным осям линейных гряд. Они указывают на компонент течения, направленный в сторону банки. Это подчеркивается асимметрией гряд, более крутые склоны которых обращены к банке. Знаки ряби и дюны, расположенные на поверхности гряд, также ориентированы в этом направлении. Течение в каналах, разделяющих гряды, следует параллельно длинным осям самих гряд. Таким образом, эти линейные гряды очень похожи на аналогичные структуры кластогенных шельфов, подверженных влиянию приливов и отливов, причем и те и другие, вероятно, имеют такие же внутренние структуры, в частности косую слоистость, падающую под некоторым углом или перпендикулярно длинным осям гряд. На дне каналов между активными оолитовыми грядами может иметь место цементация осадка, практически одновременная с седиментацией.

На оманском берегу Персидского залива оолиты концентрируются в пределах своеобразных приливно-отливных дельт, образующихся в устьевых частях проток между отдельными барьерными островами (рис. 23.20). Очень чистые оолитовые пески отлагаются здесь вдоль кромок дельтовых каналов на намывных косах, где существует постоянное движение материала как в связи с приливно-отливными течениями, так и в связи с прибоем.

Древние оолитовые комплексы подробно описаны в плейстоцене полуострова Флорида [330] и в среднеюрских отложениях Северо-Западной Европы [743, 656].

23е. Открытые карбонатные шельфы. Как отмечалось во введении, большая часть современных карбонатных отложений образуется на окаймленных шельфовых платформах. Были предприняты также исследования нескольких районов действительно открытого карбонатного шельфа [301], который полностью промывается приливно-отливными течениями и подвержен действию волн. Для этого были выбраны в качестве образцов шельфы с низкой продуктивностью осадконакопления, частично реликтовые шельфы Флориды, восточной части Мексиканского залива и полуострова Юкатан. Шельф полуострова Юкатан имеет внутреннюю зону шириной 90–130 км, простирающуюся на глубину 60 м, где вдоль перегиба склона наблюдается полоса реликтовых четвертичных органогенных построек. Современный осадочный чехол

представлен маломощным слоем (везде менее 1 м) моллюскового детрита. Карбонатные постройки, образующие бордюр на кромке шельфа, ассоциируются с реликтами четвертичных песков с оолитами, пелоидами и литокластами. Глубже эти нескелетные пески все сильнее разбавляются отмученным материалом раковин пелагических фораминифер. Такое пространственное соотношение реликтовых фаций внешнего шельфа и одновременного им обломочного материала моллюсков, принадлежащего к фации внутреннего шельфа, характерно для большинства тропических и субтропических некластогенных шельфов [301]. Это сложное распределение литофаций по латерали может служить надежным показателем трансгрессивных или регрессивных тенденций, существовавших на древних шельфах. Оно также подчеркивает особо важную роль, которую играют в осадконакоплении мелководные сублиторальные области («фабрики по производству карбоната», как образно назвал их Джеймс [418]). В начале этой главы отмечалось, что падение продуктивности по мере углубления водоема способствует образованию окаймленных платформ на изолированных мелководных участках.

Особенно известен своими примерами современного карбонатного осадконакопления дальний шельф Персидского залива [384, 637]. Соленость воды на большей части этой площади колеблется от величин, свойственных нормальной морской воде, до 42‰. В прибрежной мелководной области глубиной 5–30 м накапливаются скелетные грейнстоуны, состоящие из хорошо окатанного и сортированного обломочного материала моллюсков, фораминифер, водорослей и местами кораллов. В более удаленной от берега области с глубинами более 30 м сортировка осадка ухудшается, и скелетные обломки становятся все более угловатыми. Их остроугольные поверхности излома, по-видимому, являются результатом механического разрушения in situ. Еще глубже отмечается возрастание примеси частиц алевритовой и глинистой размерности, представленных низкомагнезиальным кальцитом, что приводит к образованию таких структурных разновидностей известняков, как пакстоуны и вакстоуны, а в конечном счете и мергелей. Тонкая фракция этих пород, видимо, представляет собой пылеватые частицы, занесенные ветрами из пустынь и гор центральной части Аравийского полуострова и Ирана, сложенных мезозойскими и кайнозойскими известняками. Хотя в Пер-

Рис. 23.20. Аэрофотоснимок приливно-отливного оолитового дельтового комплекса Абу-Даби во время отлива. Персидский залив (фото Р. Тилла).



сидском заливе периодически происходит «вайтинговое» осаждение арагонита (см. гл. 2), в удаленных от берега осадках не обнаруживается даже следов этого минерала. Как отмечается в гл. 29, большая часть шельфа Персидского залива покрыта тонкой плотной коркой литифицированных сублиторальных отложений, на которой развивается особая эпифауна, приспособившаяся к неблагоприятным условиям существования на твердом субстрате. Появление этого сцементированного горизонта, таким образом, сокращает органическую продуктивность и обусловливает низкие скорости седиментации на дальнем карбонатном шельфе. Замедленное осадконакопление и отмучивание течениями тонкой фракции в свою очередь активно способствуют цементации и еще больше сдерживают развитие нормальной карбонатобразующей фауны.

В литературе описаны многочисленные примеры древних фаций открытых карбонатных шельфов. Следует упомянуть работу Таунсона [828] по району Портленда в южной Англии, сводную работу Уилсона [874] по формации Смаковер в Техасе и работу Талбота [812] по коралловым карбонатным циклам южной Англии.

23ж. Рифы и органогенные постройки шельфовых окраин. Как древние, так и современные шельфовые карбонатные платформы часто окаймлены органогенными постройками, которые контролируют окончательное распределение фаций на самих платформах. Уилсон [874] предложил следующую терминологию, которая с теми или иными оговорками используется специалистами, занимающимися изучением рифов:

Карбонатная постройка (carbonate buildup) – в основном органогенное локальное и пространственно ограниченное тело, имеющее положительный рельеф и образованное из местного карбонатного осадка.

Купол (mound) – эллипсовидная или изометричная в плане постройка.

Рифовый пик пинакл (pinnacle) – конический или заостренный кверху купол с крутыми склонами.

Лоскутный риф (patch reef) – округлая изолированная органогенная постройка на мелководье.

Бугристый, или холмовидный, риф (knoll reef) – то же, но в более глубоководных условиях.

Атолл (atoll) – кольцеобразное органогенное сооружение, окружающее лагуну.

Барьерный риф (barrier reef) – резко вытянутое дугообразное органогенное сооружение, расположенное на некотором удалении от берега и отделенное от него лагуной.

Береговой (окаймляющий) риф (fringe reef) – поле органогенного накопления, непосредственно примыкающее к берегу.

При выработке представлений об образовании карбонатных построек любой геологической эпохи следует принимать во внимание данные об эволюции органических «рифовых» сообществ (рис. 23.21), но так как такой широкий подход к этому вопросу выходит за рамки настоящей работы, мы, вслед за Уилсоном [874], будем выделять три типа окраин карбонатных платформ,



Рис. 23.21. Участие различных групп организмов в карбонатных постройках разного геологического возраста [359].

каждый из которых характеризуется присущим только ему набором организмов.

Первый тип платформенных окраин (рис. 23.22) представлен *органогенными постройками, спускающимися вниз по склону шельфа* и состоящими из карбонатного ила и органического детрита, которые задерживаются улавливающими организмами. Постройки могут иметь форму куполов, линейных бордюров или барьеров и не ограничиваются только фотической зоной. Примерами современных построек лагунных обстановок являются сложенные *Thalassia* постройки залива Шарк и Флоридского залива, но такие постройки в настоящее время образуются не на всех платформенных окраинах. Глубоководные постройки, обнаруженные недавно на флангах Багамской платформы ([608, 594]; см. также разд. 23з), по всей вероятности, представляют собой современные аналоги некоторых древних известково-илистых куполов, в частности каменноугольных уолсортских куполов Северной Америки и Европы. На рис. 23.23 показан схематический разрез через такой купол. Улавливающими организмами в разные геологические периоды могли быть губки и водоросли (кембрий — ордовик), мшанки (ордовик – пермь), пластинчатые водоросли (верхний карбон), криноидеи (силур – карбон), рудистовые двустворчатые моллюски (мел) и «морская трава» (третичный период – до настоящего времени). В результате изучения рельефа древних илистых куполов с использованием данных о слагающих их породах, воздушных уровнях, выполненных прозрачными кристаллами кальцита, и расположении обломочных шлейфов по бокам куполов складывается мнение о нетектоническом конседиментационном характере склонов этих построек.

Второй тип окраин (рис. 23.22) представлен линейными поясами *каркасных бугристых рифов*, расположенных на пологих склонах некоторых шельфовых окраин. Ассоциации организмов на них приспособлены к условиям довольно спокойных течений и состоят из ветвистых и пучковидных колоний кораллов, рудистов, губок и строматопор, которые выше могут переходить в массивные корковые формы. Наблюдается большое количество внутририфового обломочного материала. Примерами таких склонов с бугристыми рифами могут служить большие рудистовые рифы мелового возраста, расположенные в окрестностях Мексиканского залива [874].

Третий тип шельфовых окраин (рис. 23.22) представлен *гребневидными каркасными рифами*, которые вырастают до среднего уровня воды и, следовательно, попадают в зону наибольшей волновой энергии. Они образуют барьерные или береговые рифы и подразделяются на экологические зоны, параллельные простиранию пояса рифов, с соответствующими формами роста шестилучевых кораллов, которые четко отражают интенсивность света, концен-

Рис. 23.22. Три типа окраин карбонатных платформ (шельфов). *а* – с аккумуляцией илов на склоне; *б* – пологий склон или платформа с изолированными холмовидными рифами; *в* – органогенный рифовый гребень [874].

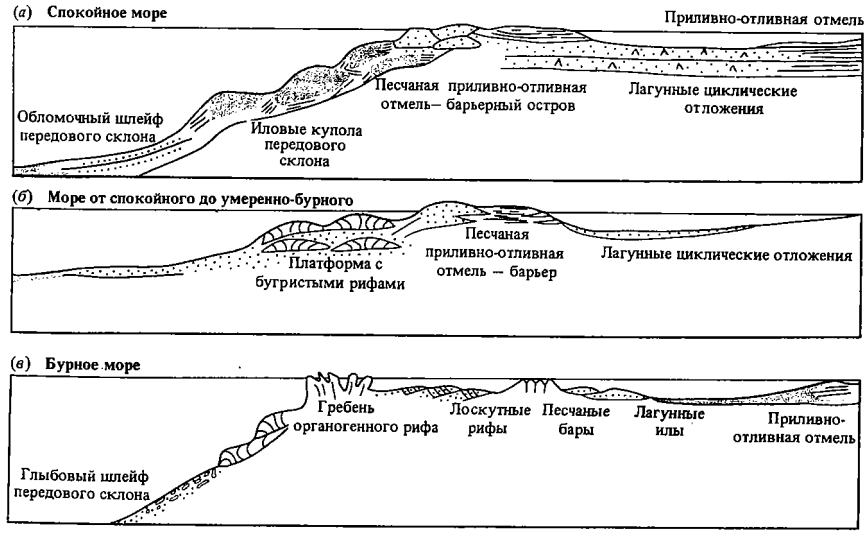




Рис. 23.23. Схематический разрез через типичную карбонатную куполовидную постройку [874].

трацию осадка, выход выше уровня моря и гидродинамическую энергию (см. заключение в работе Джеймса и Гинзбурга [421] и последние представления Чаппелла [149]). Склон рифа, обращенный к морю, обычно крутой и покрыт обширными осыпями. В настоящее время такой тип рифов является преобладающим и отражает ведущую роль гляциоэвстатических колебаний уровня океана в эрозии и нарастании рифовых гребней (см. разд. 23з). На Багамской и Флоридской карбонатных платформах каркасные рифы содержат не только многообразные сообщества кораллов, но и пышно развивающуюся эпифауну моллюсков, морских ежей, кораллиновых водорослей и фораминифер. Песчаное окаймление на передовых и тыловых участках рифов в основном сложено обломочным материалом известковых водорослей, так как кораллы служат плохими поставщиками песка. Тыловые части рифов Флориды занимают обширные пространства с лоскутными изолированными рифами и небольшими сублиторальными озерками (образованными при подпруживании воды кораллово-водорослевыми песками), которые постепенно переходят в зарифовые лагуны.

В своей содержательной работе Пурди [654] обратил внимание на то влияние, которое оказывало на рифообразование колебание уровня океана в четвертичное время. Он расширил представления Мак-Нейла [527] об инициирующей роли карста, распространив их на морфологию атолловых и барьерных рифов. В его *гипотезе предшествующего карста* предусматривается субаэральное обнажение карбонатных платформ, обрамленных относительно крутыми тектоническими или седиментогенными склонами, во время понижения уровня океана.

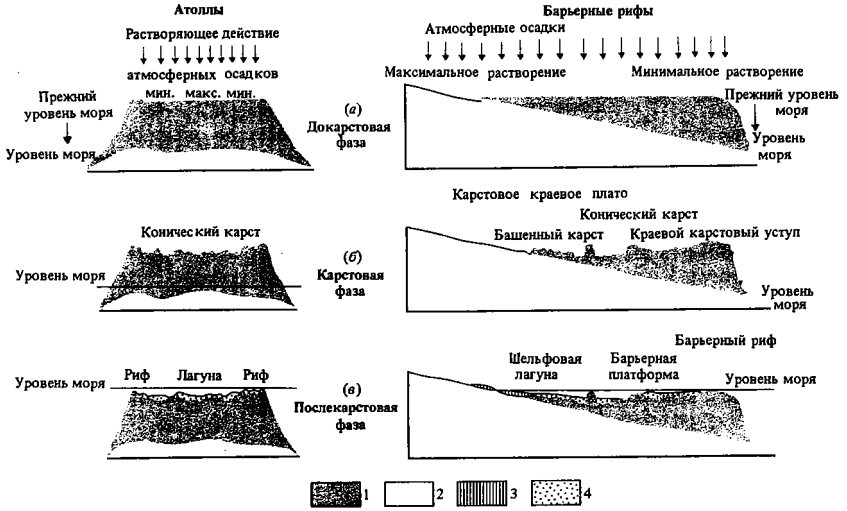


Рис. 23.24. Образование атолловых и барьерных рифов по гипотезе предшествующего карста. В обоих случаях развитие начинается с субаэральной экспозиции карбонатных банок или платформ после понижения уровня моря и заканчивается новой трансгрессией и ростом рифов. *1* – известняки; *2* – некарбонатное основание; *3* – аллювий карстового плато; *4* – морские осадки [654].

на. При этом в центральных частях атоллоподобных мористых банок и на пологих, обращенных к суше склонах барьерных рифов происходило растворение известняков. Образующиеся по краям бордюры и формы башенного карста затем послужили основаниями для роста кораллов, по мере того как уровень моря стал подниматься и достиг современного положения. На их месте теперь расположены атолловые кольца, гребни барьерных рифов и лагунные конусовидные рифы (рис. 23.24).

Данные о *древних рифовых фациях* систематизированы Уилсоном [874] и Джеймсом [419]; в обеих работах содержится полная библиография.

23з. Континентальные склоны и впадины. Сведения о современных склонах платформ и ассоциирующихся с ними впадинах довольно скудны, хотя при изучении древних карбонатных платформенных комплексов по этому вопросу получено много новых данных (см. обзор, сделанный Джеймсом [419]).

В своей необычайно интересной монографии, посвященной окраинам барьерных и атолловых рифов района Белиза, Гондурасский залив, Джеймс и Гинзбург [421] выделили четыре фациальные зоны, сменяющие друг друга от рифового фронта в сторону моря. *Рифовый фронт* до глубины 70 м представлен крупнозернистыми коралловыми и халимедовыми песками и конгломератами со строением грейнстоуна. *Рифовая стена* (65–120 м) сложена плотно сцементированными преимущественно коралловыми известняками с возрастом в пределах 8–15 тыс. лет. *Конус предрифовой осыпи* состоит из илистых халимедовых песков, образующих пакстоуны и вакстоуны. Отложения *глубоководного бассейна* сложены пелагическими карбонатными илами. Рифогенных зерен в осадках не обнаруживается на расстоянии более 4 км от рифовой стены. Цемент известняков, слагающих стену рифа, обычно сложен высокомагнезиальным кальцитом и в меньшем количестве арагонитом. Анализы изотопного состава и редких элементов доказывают морское происхождение этого цемента. Для объяснения образования окраин платформы Белиза Джеймс и Гинзбург предложили аккреционную гипотезу, согласно которой в периоды понижения уровня моря происходила эрозия, а в периоды его повышения – быстрый рост кораллов и наращивание поверхности рифовой стены. Таким образом, формирование рифовой стены рассматривается как прерывистый процесс латерального нарастания с цементацией под водой каждой новой порции, приводящей к смещению платформы в сторону моря.

При исследовании окраин Багамской платформы и окружающих ее впадин, проведенном в последнее время, был установлен ряд интересных особенностей. Так, изучение склонов и впадин, граничащих с Малой Багамской банкой и северной частью Большой Багамской банки (рис. 23.25, 23.26) [594], позволило выделить следующие факторы, контролирующие осадконакопление: а) наличие или отсутствие сбросов по краям банок; б) направление и величину сноса осадков с банки; в) соотношение пелагического осадкообразования и отложений из гравитационных потоков; г) характер океанской циркуляции; д) степень подводной цементации; е) наличие глубоководных органогенных построек.

Разломы в основании банок, возникающие в ходе рифтогенеза, могут контролировать первоначальные размеры крупных мористых карбонатных банок. Для самих глубоководных впадин и их окраин мелководные карбонатные платформы играют роль основных источников сноса карбонатных осадков. С мелководных наветренных склонов осадок переносится на соседнюю платформу, а по подветренным склонам он сносится с платформы в море. В осадкообразовании на склонах банки ведущая роль принадлежит процессам гравитационного течения и пелагическому отложению. Пелагические карбонатные осадки имеют важное значение лишь в том случае, если они не вымываются донными течениями, не разбавляются осадками гравитационных потоков и не растворяются ниже уровня карбонатной компенсации. Отложения гравитационных течений приобретают существенное значение на крутых склонах. Мощные слои (~ 0,5 м) карбонатных турбидитов с градационной слоистостью развиты в нижних частях склонов вокруг Малой Багамской банки, а в виде менее мощных (до

0,17 м) слоев присутствуют и во впадинах, где они переслаиваются с глубоководными пелагическими илами. Склоновые брекчии, образованные потоками разнородного обломочного материала, наблюдаются на пологих илистых склонах, тогда как в основании крутых (до 18°) склонов под отвесными краями банок присутствуют потоки материала песчаной размерности. Широкое распространение осадков, связанных с оползнями, потоками обломочного материала и мутьевыми потоками, было недавно обнаружено во впадине Эксума-Саунд на Багамских островах [174]. Древние аналоги таких гравитационных потоков описаны и обсуждены Маунтджоем и др. [590].

Весьма обширные участки подводной цементации расположены на западном фланге северной части Багамского архипелага на глубинах до 500 м (рис. 23.26). Литифицированные склоны здесь очень стабильны, причем именно цементация способствует сохранению их крутизны. В целом степень цементации по падению снижается от полностью литифицированных твердых пород на глубине менее 375 м через рыхлые илистые отложения с литифицированными включениями в интервале 375–500 м до рыхлых глубоководных илов на глубинах более 500 м [595]. Литифицированные включения сложены несколькими генерациями интрамикритов и интрамикрудитов, сцементированных высокомагнезиальным кальцитом и залегающих в слоях мощностью до 1,5 м. Надо думать, цементация не случайно развита вдоль склонов, омываемых Флоридским течением. Это сильное придонное течение усиливает цементацию отложений нижней части подветренного склона Багамской платформы (рис. 23.26, *в*), непрерывно поставляя неограниченное количество воды с теми ионами, которые образуют цемент [595].

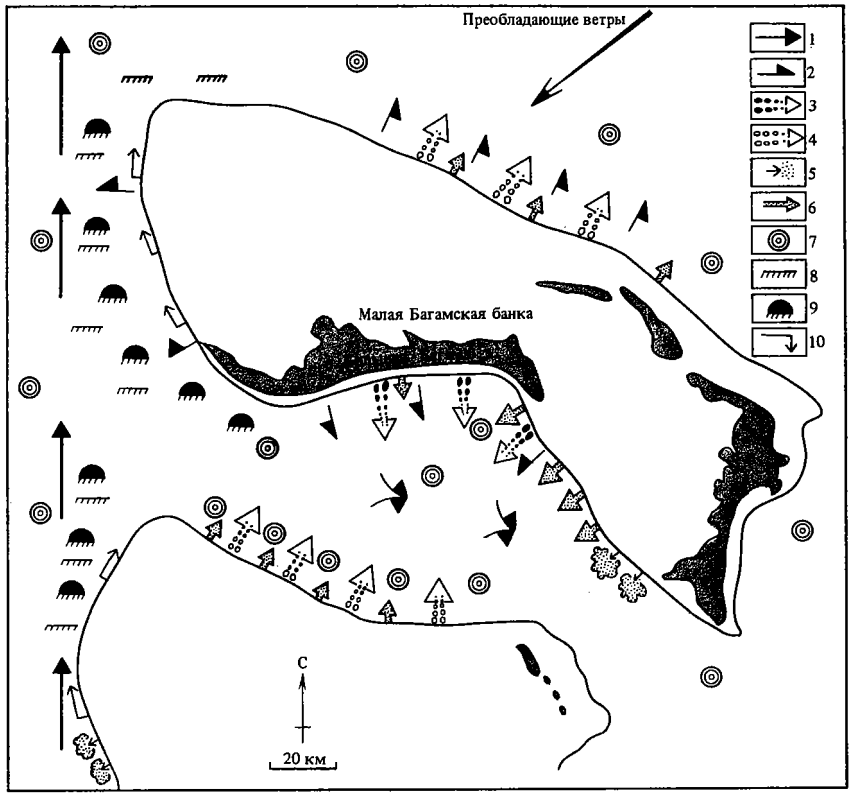


Рис. 23.25. Гидродинамика и седиментация вокруг глубоководных окраин банок северной части Багамских островов. *1* – донные течения; *2* – мутьевые течения; *3* – оползни; *4* – потоки обломочного материала; *5* – поверхностный перенос взвешенных илов; *6* – потоки зернистого материала; *7* – выпадение пелагических осадков; *8* – хардграунд – твердое дно; *9* – органогенные постройки; *10* – вдольбереговой перенос [594].

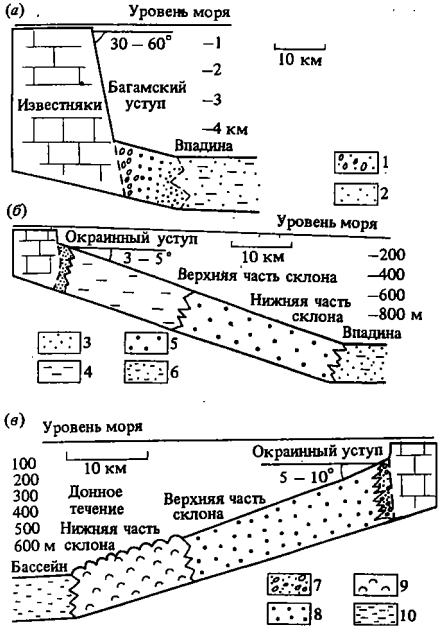


Рис. 23.26. Схематические профили через окраины погруженных банок северной части Багамских островов. *а, б* – окраины наветренного океанского берега; *в* – окраина подветренного морского берега с контурными течениями. *1* – потоки и осыпи зернистого материала; *2* – гемипелагические и турбидитные осадки; *3* – приплатформенные пески; *4* – пелагические осадки и склоновые брекчии; *5* – проксимальные турбидиты; *6* – пелагические осадки и дистальные турбидиты; *7* – приплатформенные пески; *8* – отмученные пески; *9* – литогермы, хардграунды; *10* – фации глубоководной впадины [594].

Цементация и придонные течения играют также большую роль в локализации весьма своеобразной узкой полосы глубоководных построек, которая протягивается более чем на 200 км от плато Блейк вдоль западного края Малой Багамской банки до Бимини [608, 594]. Эти литифицированные постройки занимают зону шириной 15 км на глубине 600–700 м. Они возвышаются над дном на 50 м и имеют длину до нескольких сотен метров, ориентируясь преимущественно параллельно глубоководному течению, направленному с юга на север. Наблюдения, сделанные с батискафов, подтверждают их современное происхождение и обнаруживают разнообразные тесные сообщества криноидей, агерматипных кораллов и губок, которые способны улавливать осадки, поставляемые придонным течением. Постройки сооружаются на месте путем цементации микритовым высокомагнезиальным кальцитом последовательно нарастающих слоев уловленных и задержанных осадков.

Приведенные краткие сведения об отложениях склонов платформ и впадин района Багамских островов подчеркивают важное влияние таких факторов, как привнос осадков, параметры склонов и характер горизонтальных течений, на формирование общей структуры осадочного материала (см. также работу по подводному конусу выноса острова Менорка, Балеарские острова [532]). Исследователи древних карбонатных склонов [554] выделяют две основные группы платформенных окраин, которые можно встретить на Багамских островах. *Окраины с осадконакоплением* характеризуются плавными очертаниями, при этом склоны, погружаясь в сторону моря, сливаются с дном впадин. На *«транзитных» окраинах* с отвесными склонами осадки, минуя большую часть склона, переносятся сразу из мелководья в глубоководную область по каналам и каньонам. Последний тип среди современных платформ является более распространенным. Наиболее ярким примером такого типа окраин может служить залив Тонг-оф-те-Оушн на Багамских стровах, описанный Шлагером и Чермаком [703]. На рис. 23.27 современные впадины Багамских островов сопоставляются с некоторыми хорошо изученными древними бассейнами карбонатонакопления.

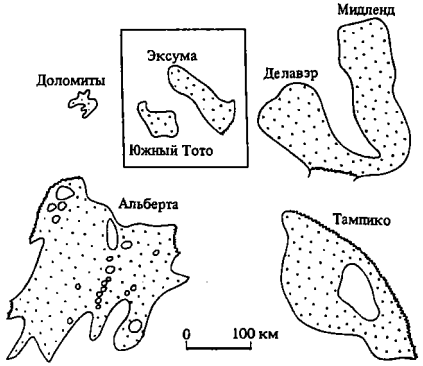


Рис. 23.27. Сравнительные размеры глубоководных впадин Багамских островов (в рамке) и некоторых древних бассейнов карбонатонакопления [703].

Отложения древних шельфовых склонов и впадин рассматриваются в ряде работ [554, 243, 380, 590]. В последней дается обзор данных о роли осадков гравитационных потоков, проливающий свет на некоторые вопросы формирования древних платформенных окраин. Морфология и отложения склонов современных рифов и платформ на континентальной окраине Гондурасского залива полно описаны Джеймсом и Гинзбургом [421].

23и. Субаквальные эвапориты. До тех пор пока в середине 60-х годов не была предложена эвапоритовая модель себхи, обычно считалось, что соли в геологических разрезах являются результатом химического осаждения непосредственно из застойных рассолов. Как было рассмотрено в гл. 3, классическая модель образования субаквальных эвапоритов предусматривает наличие отгороженного баром мелководного залива с преобладанием испарения над притоком свежих вод, так что пополнение бассейна возможно только путем одностороннего обмена с открытым морем через барьер. Вследствие этого соленость в пределах залива растет до тех пор, пока не превысится произведение растворимости $CaSO_4$ и не начнется выпадение в осадок гипса. Дальнейшее увеличение концентрации рассола приводит к выделению галита и, наконец, к кристаллизации из остаточного маточного рассола солей калия. Таким путем образуются типичные эвапоритовые седиментационные циклы различного состава и мощности.

Основная трудность в проблеме субаквальных эвапоритов состоит в невозможности объяснить громадные площади распространения древних эвапоритов, если учесть редкость современных крупных эвапоритовых бассейнов. Вопрос осложняется еще недостатком данных об эволюции себх во времени, поэтому просто считается, что в ходе наступания себх за период до 1 млн. лет образуются бассейны с застойными рассолами, которые вызывают перекрытие ангидритовых фаций собственно себхи фациями субаквальных эвапоритов [497].

Что касается упомянутого несоответствия площадей, то некоторый свет на это может пролить упоминание о ранней эвапоритовой стадии, которую проходят многие расширяющиеся и замыкающиеся океаны. Как будет отмечено в гл. 26, морская трансгрессия в зарождающийся океанский рифт часто сопровождается этапом выпадения эвапоритов из рассолов мелководных и глубоководных бассейнов. Продолжающийся спрединг дна в конечном счете приводит к более эффективному обмену с водами первичного океана; выпадение эвапоритов при этом прекращается, и их мощные серии в основном галитового состава перекрываются обычными океанскими осадками. Точно так же склонны к засолонению смыкающиеся и в связи с этим изолирующиеся от Мирового океана моря. Вероятно, таким путем возникли знаменитые эвапоритовые отложения района Мессинского пролива в западной части Средиземного моря (гл. 26).

Оставляя в стороне рассмотрение отдельных примеров океанских эвапоритовых серий, подчеркнем тот неоспоримый факт, что диагностика древних субаквальных эвапоритов должна быть основана на самых разносторонних данных (рис. 23.28, 23.29). Рассолы морского происхождения могут образовываться в разнообразных местах, в частности в депрессиях на поверхности себхи, в отгороженных барами лагунах, во внутриплатформенных впадинах и в понижениях внутри органогенных построек. Для того чтобы сузить число возможных вариантов, необходимо провести фациальный

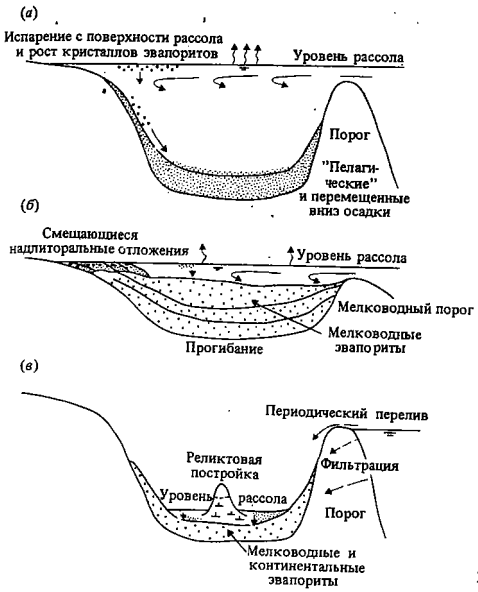


Рис. 23.28. Модели эвапоритового осадкообразования в центральных частях впадин. *а* – модель глубокой впадины и глубоководного бассейна; *б* – модель мелкой впадины и мелководного бассейна; *в* – модель глубокой впадины и мелководного бассейна [437].

анализ как в локальном, так и в региональном масштабе. Так, установление фациальной зональности по латерали может дать возможность проследить переходы элементов бассейновых субаквальных эвапоритовых разрезов в одновозрастные береговые фации, для которых доказано мелководное происхождение. В этом случае может проясниться топография бассейна осадконакопления. В этом отношении также могут быть полезны субаквальные неэвапоритовые отложения, подстилающие и перекрывающие разрезы эвапоритов, хотя сам по себе этот факт еще не может служить однозначным доказательством субаквального генезиса эвапоритов. Решающим доводом здесь может быть только характер самих эвапоритов. Ниже кратко рассматриваются отличительные особенности субаквальных эвапоритовых отложений:

а) Мелководные рассолы должны испытывать воздействие прибоя и, вероятно, приливно-отливных течений. При этом, следовательно, должны возникать первичные формы отложений и первичные осадочные текстуры. В пределах самих эвапоритов будут образовываться кластические структуры, но так же, как и определенные типы слоистости течения, они могут быть полностью разрушены в ходе захоронения и диагенеза, особенно если при этом имел место переход гипса в ангидрит.

б) Поскольку субаквальные эвапориты почти одновременно с их отложением подвергаются разного рода нагрузкам, в них будут формироваться вторичные текстуры: от текстур осадочной деформации (отпечатков нагрузки) до текстур оползневых гравитационных потоков. Так как быстро перемещающиеся гравитационные потоки могут смешиваться с окружающими рассолами, возникают слои переотложенных эвапоритов с внутренними чертами турбидитов [712]. Некоторые переотложенные эвапориты, по-видимому, произошли из ранее существовавших эвапоритов, претерпевших поднятие и эрозию.

в) При отложении субаквальных эвапоритов, скорее всего, будет возникать тонкая слоистость типа слоистости ленточных глин, прослеживаемая на десятки и сотни километров (гл. 3).

г) В субаквальных эвапоритах должны обнаруживаться признаки роста кристаллов на поверхностях раздела рассол – атмосфера или рассол – осадок. На первой образуются скопления ажурных воронкообразных кристаллов галита, а на второй – *шевронные* елочкообразные формы роста этого минерала с ориентировкой узлов вверх, т. е. противоположно воронкообразным кристаллам [750, 32]. Признаки роста от поверхности осадка вверх, в сторону рассола, наблюдаются также в слоях, состоящих из крупных вертикальных кристаллов гипса (селенита), и выражаются в горизонтальном расположении включений и поверхностей растворения [712]. Надо иметь в виду, что перечисленные формы роста могут подвергаться перекристаллизации во время захоронения эвапоритовых отложений.

На рис. 23.28 и 23.29 сведены три переходящих друг в друга возможных варианта образования субаквальных эвапоритов. Для распознавания каждого из них в конкретном

разрезе осадочных формаций требуется тщательное геологическое и специальное литологическое обоснование. На рис. 23.29 показаны вероятные последовательности эвапоритовых комплексов, возникающие в условиях окраин бассейна, мелководного водоема и глубоководного бассейна.

23к. Выводы. Зерна карбоната кальция биогенного происхождения в наибольшем количестве образуются в зоне проникновения света в теплых тропических и субтропических морях. Непрерывное образование карбоната кальция приводит к формированию карбонатных платформ с относительно крутыми краями. Карбонатно-эвапоритовые фациальные зоны, пересекающие платформы, четко отражают энергию волн и приливов, а также состав морской воды и поровых вод осадков. В аридном климате себхи последовательно смещаются в сторону моря. В ходе испарения ионные концентрации поровых вод растут, что вызывает формирование характерных эвапоритовых комплексов. Лагунные фации отлагаются позади рифов, растущих на краях платформ, или островов, сложенных плейстоценовыми известняками. Сильные приливно-отливные течения, возникающие на кромках платформ, способствуют развитию ооидных мелей. Обрывистый платформенный склон Багамских банок, обращенный к океану, характеризуется гравитационными потоками, ростом биогермов и различной степенью цементации.

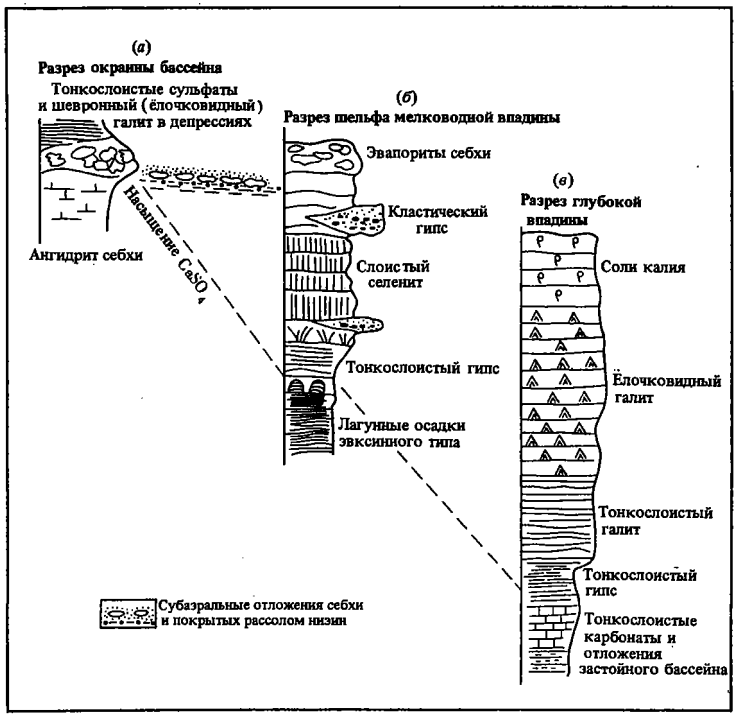


Рис. 23.29. Гипотетические разрезы (внемасштабные) эвапоритовых комплексов для различных частей эвапоритовых бассейнов [437].

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

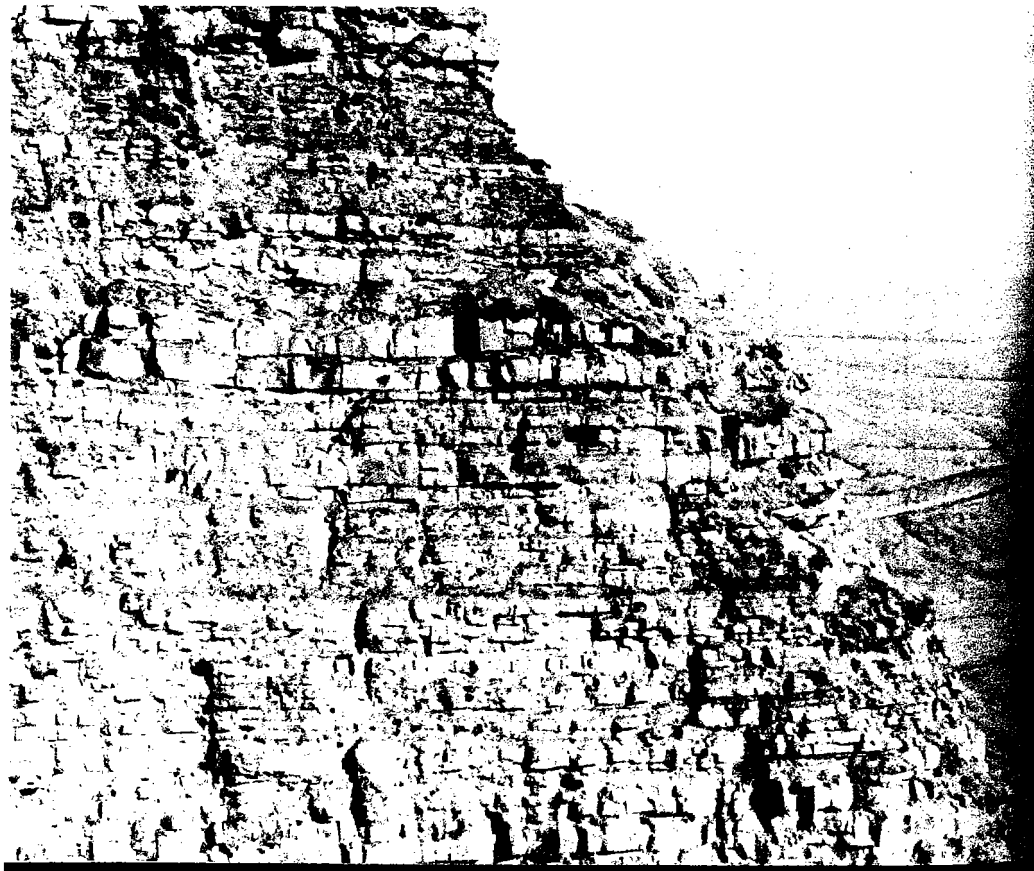
Как уже отмечалось, для всех, серьезно изучающих карбонатную седиментологию, отправной точкой может служить работа Батерста [64]. В ней особенно полно охарактеризованы современные обстановки осадкообразования и диагенез карбонатных отложений. Древние известняковые фации и фациальные модели более подробно рассмотрены в работе Уилсона [874], а критический обзор по этим вопросам сделан Джеймсом (см. [842]). Здесь же содержится обширная библиография, к которой отсылается читатель. Наиболее детальное описание окаймленных шельфовых окраин дано в работе Джеймса и Гинзбурга [421].

7 Океанская среда и фациальный анализ

Как движется к земле морской прибой,
Так и ряды бессчетные минут,
Сменяя предыдущее собой,
Поочередно к вечности бегут.

В. Шекспир (сонет 60). Перевод С.Я. Маршака

Фото 7. Турбидитные песчаники (мощность разреза около 75 м), отложившиеся в средней и нижней (фронтальной) частях подводных конусов выноса, впадавших в глубоководный внутрикратонный бассейн намюрского (нижний карбон) возраста в центральной Англии (Мэм-Тор, Дербишир, Англия).



Тема. Океаны представляют собой объекты, характеризующиеся большим многообразием протекающих в них процессов. Они выступают в роли конечных водоемов стока для компонентов, высвобождающихся в процессе континентального выветривания и переносимых впадающими в океаны реками. В океанах наблюдается глобальная циркуляция водных масс. Она обусловлена планетарным переносом воздушных масс, а также изменениями температуры воды от экватора к полюсам. В районах высокой биологической продуктивности, где вследствие дивергенции или апвеллинга к поверхности поднимаются богатые питательными веществами глубинные воды, образуются имеющие очень большое значение некластические осадки. В настоящее время твердо установлено, что океаническая кора имеет магнитную «память», являющуюся результатом генерации новой океанической коры при спрединге морского дна. Умение реконструировать размеры, форму и глубины мезозойских и кайнозойских океанских бассейнов дает возможность точно определить физические параметры накопления древних океанских осадков. Другой важный параметр обстановки океанского осадконакопления – тектоническое положение континентальных окраин. Тектоническому контролю в значительной мере подвержены распределение, геометрия и характер океанских кластических фаций. В противоположность пелагическим океанским фациям кластические фации образуют мощные толщи по периферии океанских бассейнов, где кластический материал накапливался под действием турбидитных потоков и систем термогалинных течений[1].

24

Процессы в океанах

24а. Введение. Основной прогресс в нашем понимании динамики океана наметился с 1945 г. Он пришел на смену представлениям о том, что океаны и глубокие моря за пределами кромки континентального шельфа являются застойными водоемами, а движение вод в них осуществляется только под действием ветра в поверхностном слое на границе океан – атмосфера. Сегодня океаны рассматриваются как динамические системы с большим многообразием протекающих в них процессов. Поверхностные течения сосуществуют в океанах с глубинными течениями разной силы. Разрез через любой океан позволяет обнаружить отдельные водные массы, характеризующиеся резкими различиями в температуре, солености и направлении движения. Изучение сотен кернов, полученных в ходе осуществления Проекта глубоководного бурения, и особенно исследования, проведенные морскими микропалеонтологами и специалистами в области геохимии стабильных изотопов, позволили оценить влияние изменений климата и конфигураций океанов на океанские течения и донные осадки.

В настоящее время известно, что химический состав и сохранность пелагических глубоководных осадков тщательно контролируются глубиной слоя кислородного мини-

[1] Течения, обусловленные различиями в плотности воды, которые возникают при изменении ее температуры и солености. – *Прим. ред.*

мума и компенсационной глубиной карбоната кальция. Районы же максимального накопления на дне планктонного биогенного материала довольно четко соответствуют районам высокой продуктивности органического вещества в теплых водах[1] поверхностного слоя океана, где происходит смешение различных водных масс. С 50-х годов нынешнего столетия считалось, что полоса мощной толщи кластических осадков в областях континентальных склонов и внутренних абиссальных равнин отлагалась турбидитными потоками. Более поздние исследования влияния глубинных океанских течений на процессы эрозии донных осадков, переноса и отложения осадочного материала, а также образования оползней показали, что этот вопрос несколько сложнее. Сегодня известно, что осадкообразование по периферии океана помимо регионального разноса осадочного материала прибрежных равнин и континентального шельфа тесно связано также с типом существующих границ плит.

24б. Физические процессы. Выше уже вкратце отмечалось, что океаны не являются просто неподвижными водными массами. В конечном счете главной причиной сложной системы океанских течений служит тепловая энергия Солнца. Непосредственными причинами, обусловливающими существование системы течений, являются касательная сила трения ветра по отношению к воде, а также различия в плотностях воды, обусловленные нагреванием, охлаждением и испарением. Перед рассмотрением общей схемы океанской циркуляции необходимо остановиться на природе сил, действующих в океанах.

Внешние силы обусловлены непосредственным воздействием ветра на поверхностные слои океанской воды; к ним относится также *сила Кориолиса*. Последняя возникает только в том случае, если в векторе скорости имеется горизонтальная (по отношению к поверхности Земли) составляющая[2]. Величина горизонтальной компоненты силы Кориолиса вычисляется при помощи выражения $2\omega \sin U v$, где ω – угловая скорость вращения Земли, U – широта, v – горизонтальная составляющая скорости движения объекта. На экваторе горизонтальная компонента силы Кориолиса отсутствует, поскольку $\sin U = 0$. Сила Кориолиса направлена по нормали к горизонтальной составляющей вектора скорости движения объекта: вправо – в Северном полушарии и влево – в Южном. Таким образом, сила Кориолиса изменяет направление движения любого физического объекта, перемещающегося горизонтально по поверхности Земли. Такому отклонению, в частности, подвержены и сравнительно медленно движущиеся воздушные и водные массы.

Внутренние силы обусловлены горизонтальными градиентами давления, а также пограничными эффектами за счет сил трения. Горизонтальные градиенты давления представляют собой результат вариаций высоты уровня поверхности океана относительно некоторого значения.

Таким образом, главными причинами поверхностных океанских течений являются сила ветра, вызывающая *дрейфовые течения*, и горизонтальные градиенты давления, вызывающие *градиентные течения*. Сила Кориолиса и внутреннее трение действуют как результат движения, возникающего под действием сил ветра и давления. Сами по себе они не могут быть причиной движения водных масс, однако они оказывают сильное влияние на результирующее движение.

Перемещение поверхностных вод под действием силы ветра – более сложный процесс, чем это кажется на первый взгляд. Сопоставление между направлениями движения айсбергов и преобладающих ветров в Арктических морях показало, что движение айсбергов (а следовательно, поверхностных вод) отклонялось от направления ветра вправо на угол 20–40°. Физик Экман дал количественное математическое описание этого процесса при помощи уравнений ускорений вязкости и ускорения Кориолиса. Результаты расчетов Экмана показали, что направление поверхностного течения должно отклоняться от направления действия силы ветра вправо на 45°, причем угол отклонения с глубиной должен возрастать. В самом низу даже появляется небольшое течение в противоположную сторону. Скорость дрейфового течения уменьшается с глубиной экспоненциально, так что ниже некоторой глубины влияние поверхностных ветров на движение воды прекращается. Эта глубина зависит как от широты места, так и от скорости. Как показано на рис. 24.1, эпюра скоростей ветрового дрейфового течения имеет форму спирали. В умеренных широтах предельная глубина, на которой эта *экмановская спираль* еще проявляется, составляет около 100 м.

Важно отметить, что теория дрейфовых течений Экмана предполагает отсутствие в океане горизонтальных градиентов давления. Если же вследствие вариаций плотности или экмановского переноса такие градиенты существуют (дрейфовые течения также являются причиной возникновения градиентов), то в этом случае может встретиться еще один класс градиентных течений. Как показано на рис. 24.2, градиентное течение направлено не из области высокого давления в область низкого давления, а параллельно изобарам, подобно тому как это наблюдается с воздушным потоком. Это происходит вследствие уравновешивания силы, вызываемой градиентом давления, силой Кориолиса.

24в. Химические и биохимические процессы. В этом разделе мы должны сконцентрировать свое внимание на двух важных «барьерах», существующих в океанских водах,— границах между водами насыщенными и недонасыщенными карбонатом кальция, а также границах между водами, обогащенными и обедненными кислородом.

Как отмечалось выше (гл. 2), существование компенсационных глубин карбоната кальция для арагонита и кальцита обусловлено увеличением растворимости $CaCO_3$ с глубиной, происходящим вследствие увеличения давления и понижения температуры воды. Компенсационная глубина карбоната кальция в конкретное время зависит от соотношения поставляемых и изымаемых количеств $CaCO_3$, изменения батиметрии, а также химического состава водных масс. Компенсационная глубина карбоната кальция является местной глубиной, на которой скорость поставки $CaCO_3$ на морское дно становится равной местной скорости его растворения. В результате аккумуляция $CaCO_3$ здесь прекращается [115]. На практике компенсационная глубина картируется по уровню, на котором процентное содержание $CaCO_3$ стремится к нулю. Понятие *лизоклин* было введено Бергером [69], чтобы обозначить отчетливо выраженную в поверхностных глубоководных осадках границу между хорошо и плохо сохранившимися фораминиферами. Лизоклин рассматривается как уровень максимального изменения состава известковых биогенных остатков, обусловленного разным их растворением. Что касается факторов, в конечном счете контролирующих величину компенсационной глубины карбоната кальция [70], то ясно, что между его продуцированием в верхнем теплом фотическом слое океанских вод и растворением в глубинах

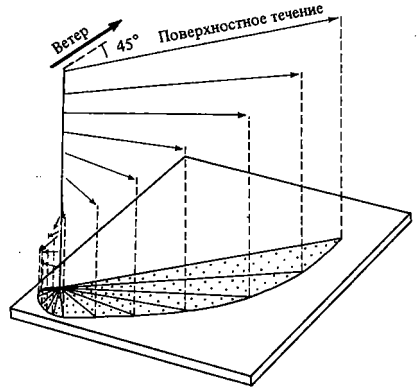


Рис. 24.1. Экмановская спираль, образованная в результате воздействия ветра на глубокую водную массу.

[1] Высокая температура поверхностных вод не является обязательным условием высокой биологической продуктивности и скорости накопления биогенного материала на дне. Наиболее ярким примером этому может служить приантарктический пояс кремненакопления.– *Прим. перев.*

[2] Под горизонтальной составляющей здесь следует понимать не саму горизонтальную составляющую, а ее проекцию на меридиан. Например, в случае горизонтального движения вдоль параллели сила Кориолиса не возникает. Строго говоря, и вертикальная составляющая вектора скорости приводит к появлению силы Кориолиса. Однако из-за незначительности глубины океана по сравнению с размерами земного шара действие, производимое этой силой, невелико. В целом можно сказать, что сила Кориолиса возникает всегда, когда при движении объекта меняется величина радиуса его вращения относительно оси Земли.– *Прим. перев.*

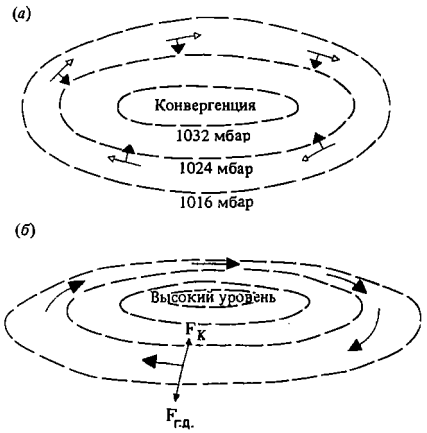


Рис. 24.2. Движения вод, связанные с антициклональными ветрами в Северном полушарии. *а* – атмосферное давление, ветры и экмановский перенос вод вправо; *б* – рельеф, гипсометрия поверхности моря и ассоциирующиеся градиентные течения ниже зоны влияния трения. $F_К$ – сила Кориолиса; $F_{г.д}$ – сила градиента давления [349].

океана должно существовать соответствие. Охлаждение, увеличение давления и потребления CO_2 приводят к образованию придонных вод, недонасыщение которых достаточно для начала растворения биогенного $CaCO_3$, избыточно поставляемого из теплых поверхностных слоев. Таким путем в конце концов достигается устойчивое состояние. Сказанное прекрасно иллюстрируется событиями на границе эоцена и олигоцена, обнаруженными в колонках глубоководных осадков [444]. Измерения изотопного состава кислорода в глубоководных бентосных фораминиферах показывают, что в это время произошло быстрое падение температуры, явившееся следствием начала деятельности глубинного Антарктического придонного течения. Возникновение глубинной океанской циркуляции (см. ниже) привело к усилению океанского кругооборота, который послужил причиной увеличения продукции биогенного карбоната кальция в центральной части Тихого океана. Непосредственно за этим последовало значительное и, по-видимому, быстрое увеличение компенсационной глубины карбоната кальция (рис. 24.3).

Районы особенно высокой биологической продуктивности и, следовательно, высоких скоростей седиментации располагаются вдоль восточных окраин океанов, где к поверхности поднимаются холодные богатые питательными веществами воды (см. ниже), а также в областях дивергенций в экваториальном и приполярных поясах.

Второй важный химический «барьер» — граница между богатыми кислородом верхними слоями океана и обедненными кислородом нижними слоями (рис. 24.4). В океанскую воду кислород попадает из атмосферы, а также образуется при фотосинтезе. В приповерхностных горизонтах обычно достигается насыщенность океанских вод растворенным кислородом, однако с увеличением глубины до 50–100 м его концентрация обычно падает. Ниже зоны фотосинтеза такие процессы, как окисление органического вещества, уменьшают содержание кислорода. В более глубоких водах содержание кислорода может снова возрасти в том случае, если имеются холодные обогащенные кислородом термогалинные течения. Главным достижением за последние 20 лет было обнаружение в открытом океане обширных участков, в пределах которых в водах на глубинах от 2 до 1000 м наблюдается заметный дефицит кислорода или его полное отсутствие (обзор см. в работах [209, 206]). Не является случайностью то, что все такие участки, обнаруженные в настоящее время, расположены вблизи областей апвеллинга и, следовательно, высокой биологической продуктивности. Отсутствие бескислородных вод в открытых частях Атлантического океана объясняют более эффективным перемешиванием воды океанскими течениями, а также малым содержанием фосфата, лимитирующего величины первичной продукции. Заслуживает внимания крупный участок бескислородных океанских вод, обнаруженный в Аравийском море, поскольку ему сопутствует обогащение донных осадков сероводородом.

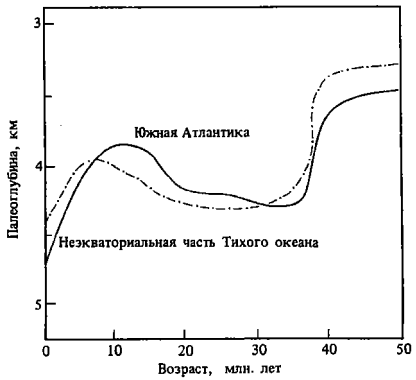


Рис. 24.3. Изменения во времени компенсационной глубины карбоната кальция в Южной Атлантике и экваториальной части Тихого океана [30].

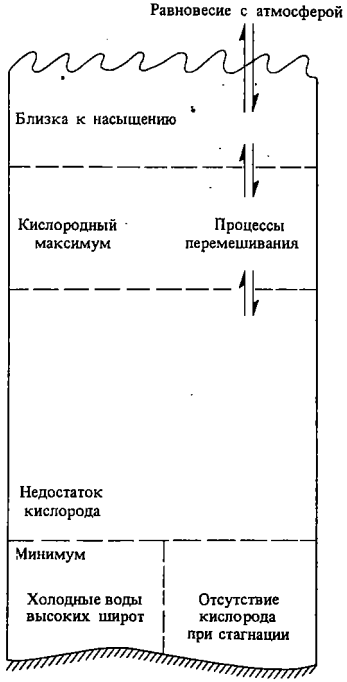


Рис. 24.4. Схемы распределения концентрации растворенного O_2 в океанских водах [382].

Бескислородные водные массы существуют также в водоемах, имеющих ограниченную связь с открытым океаном через мелководный порог. Во многих фиордах и небольших бухтах бескислородные условия существуют периодически. В Черном море бескислородный режим наблюдается постоянно. Во всех случаях отсутствие кислорода обусловлено развитием стратификации в средних слоях воды, возникающей за счет градиентов солености или температуры, часто в результате плотностных течений соленых вод, вторгающихся в водоем через входной порог. Океанографические исследования выявили периодическое появление бескислородных условий во многих океанах; примеры будут рассмотрены ниже, в гл. 26.

Осадки, отлагающиеся ниже бескислородных водных масс, обычно обогащены органическим веществом и в общих чертах являются современными аналогами некоторых *черных сланцев*, часто встречающихся в геологических разрезах. Такие обогащенные органическим веществом осадки представляют собой важный потенциальный источник нефти. Высокое содержание органического вещества, по-видимому, обусловлено не низкими скоростями его распада, а в первую очередь увеличением биологической продуктивности, приводящим к формированию бескислородных условий. Значительные количества легких углеводородов продуцируются бактериями, обитающими в осадках ниже зоны бескислородных вод.

24г. Поверхностные течения и циркуляция. Направление поверхностных океанских течений тесно связано с планетарной системой перемещения воздушных масс, основные черты которой схематично показаны на рис. 24.5. Движение воздуха вокруг антициклонических областей высокого давления вызывает экмановский перенос поверхностных вод по направлению к центрам этих областей. Этот перенос приводит к тому, что поверхность океана в направлении от центра области высокого давления к ее периферии приобретает уклон. В результате возникают градиентные течения, движущиеся параллельно направлению ветра (рис. 24.2). Таким путем формируются два огромных субтропических круговорота, которые влияют на циркуляцию вод как в Атлантическом, так и в Тихом океане (рис. 24.6). Вдоль внутритропической зоны схождения пассатов наблюдается экваториальное противотечение, направленное с запада на восток. Сложные взаимодействия в этой зоне приводят к образованию мощных дивергенций и заметному перемешиванию океанских вод. Другой очень

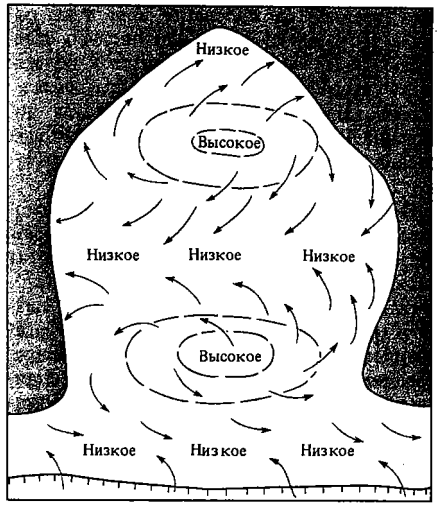
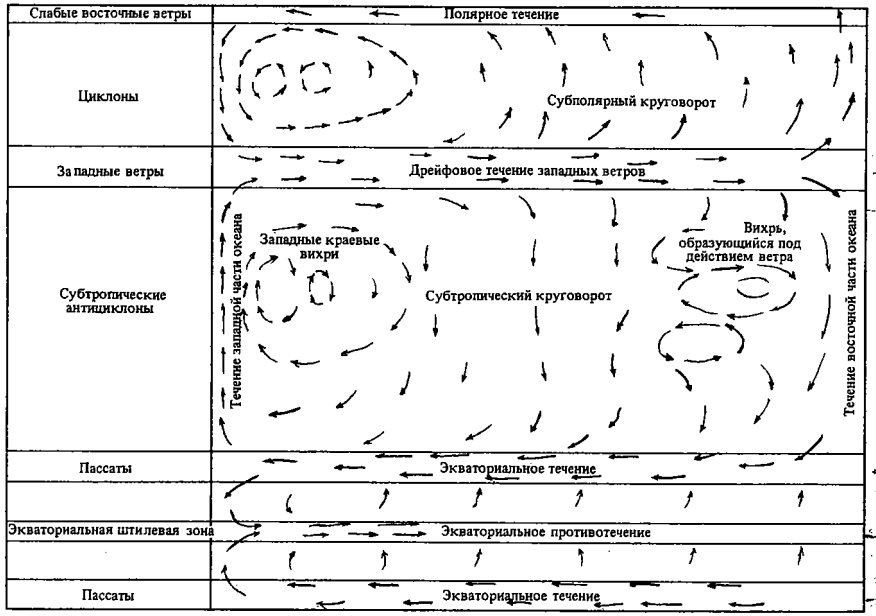


Рис. 24.5. Схематическая картина распределения атмосферного давления и ветров над идеализированным океаном [349].

важный фронт течений распространен вокруг Антарктиды между 50 и 60° ю. ш. Он известен как Антарктическая конвергенция, где холодные плотные воды опускаются вниз под поверхность и образуют промежуточные антарктические воды.

Одной из наиболее поразительных черт вызываемой ветром общей океанской циркуляции является большое множество линий тока вблизи западных окраин океанов. Они проявляются в виде мощных течений западных окраин океанов, таких, как Гольфстрим, Куросио, Агульяс. Асимметрию субтропических круговоротов можно объяснить с точки зрения теории вихрей ([794]; в качестве введения в этот вопрос см. работу [349]). В западных частях океанов это влияние усиливает существующее действие (равное силе Кориолиса) вихревых движений, возникающих под действием ветра, в восточных частях направлено им навстречу.

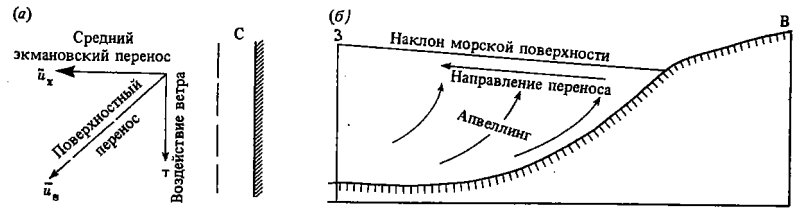
Рис. 24.6. Диаграмма, показывающая идеализированную циркуляцию поверхностных вод в океане в Северном полушарии [596].



Для достижения устойчивого состояния необходимо, чтобы увеличение общего действия вихрей чем-то ограничивалось. Роль такого ограничителя играют силы трения (пропорциональные квадрату скорости), разрушительно влияющие на вихри. Воздействие трения приводит к тому, что течения западных частей океанов являются исключительно мощными, иногда в десять раз превосходящими течения восточных частей океанов. В последние годы стало ясно, что главные течения западных частей океанов, такие, как Гольфстрим, воздействуют на океанское дно. Так, основные эрозионные явления на плато Блейк были приписаны непосредственно потоку Гольфстрима во время ледниковых эпох, когда это течение имело максимальную мощность [432].

В том случае, если преобладающие ветры дуют параллельно береговой линии, возникают важные эффекты. Рассмотрим вариант, когда северный ветер дует параллельно западной части континента, как показано на рис. 24.7. Воздействие ветра приводит к появлению поверхностного экмановского течения, направленного вправо; поверхностные воды относятся в сторону от побережья, вызывая тем самым понижение поверхности океана, направленное к суше. Такое поверхностное течение компенсируется за счет более глубоких холодных вод. Эти холодные поднимающиеся воды (воды апвеллинга) могут поступать с глубин вплоть до 300 м, принося с собой питательные вещества, которые обеспечивают очень высокую биомассу планктона, поддерживаемую в поверхностных водах. Характерным седиментологическим «следом» апвеллинга служит хорошая сохранность остатков ассоциаций диатомовых и радиолярий, повышенное количество остатков рыб и распространение фосфоритовых зерен (см. гл. 4). Скорость подъема глубинных вод не превышает 1–2 м в день, так что донные структуры, образованные течением, здесь отсутствуют. Особенно большое значение имеют апвеллинги в районах побережий Перу, Северной и Юго-Западной Африки, а также Калифорнии.

Рис. 24.7. Прибрежный апвеллинг в Северном полушарии. *а* – экмановский и поверхностный переносы вод, вызываемые ветрами, дующими параллельно берегу; *б* – разрез, показывающий результирующий наклон поверхности моря, а также апвеллинг глубинных вод, замещающих поверхностные воды, перемещаемые от побережья.



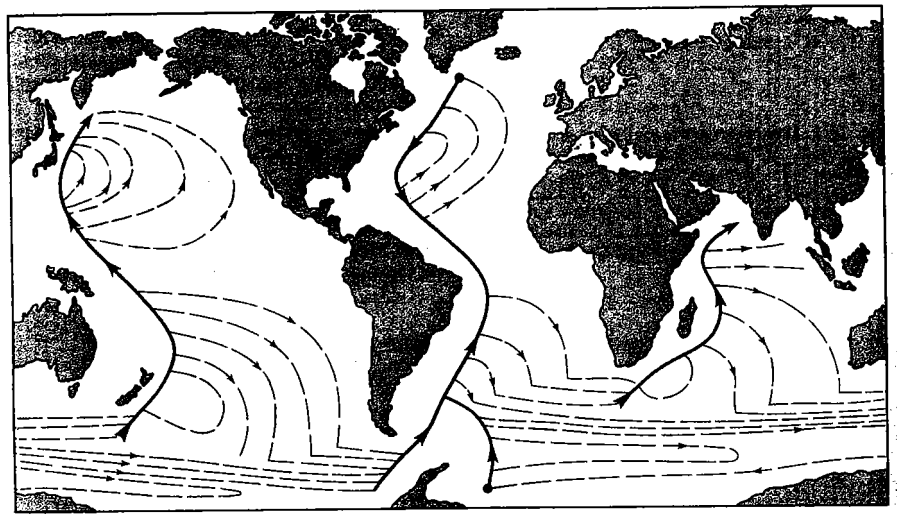
24д. Глубинные течения и циркуляция. Описанная выше поверхностная циркуляция океана является наиболее явным следом глубинной циркуляционной системы, затрагивающей всю толщу океанских вод (рис. 24.8). Детальные исследования температуры, плотности и изотопного состава вод показали сложную схему распределения холодных относительно более соленых глубинных вод, оказывающих влияние на процессы, происходящие на океанском дне. Ниже уровня воздействия ветра океанские воды далеки от спокойствия. Они находятся в постоянном движении на *всех* уровнях. Седиментационные следствия этой глубинной циркуляции весьма значительны. В некоторых районах, где обычно наблюдаются слабые ($\sim 0{,}05$ м·с$^{-1}$) термогалинные течения, были зарегистрированы постояннодействующие потоки со скоростями до 0,5 м·с$^{-1}$. Слабые течения ускоряются в западных частях океанов и в топографических сужениях.

Основные причины существования активных глубинных океанских течений следует искать в наблюдающихся в настоящее время значительных изменениях темпера-

тур от экватора к полюсам. Обширное континентальное оледенение Антарктиды и в меньшей степени ледяной покров Гренландии и Арктики способствуют образованию холодных соленых водных масс, которые опускаются вниз, образуя соответственно антарктические придонные воды и североатлантические глубинные воды. Вследствие эффекта подпора североатлантических глубинных вод в Северной Атлантике за счет рельефа дна основным источником глубинных холодных течений в Мировом океане являются антарктические придонные воды. Последние движутся в северном направлении вдоль западных границ Атлантического океана, а также вокруг Антарктиды на восток, приводя к образованию подповерхностных течений вдоль западных границ Индийского и Тихого океанов. В восточных частях океанов холодные воды поднимаются в область теплых поверхностных вод. Здесь они под действием ветровых течений переносятся назад к полюсам. Таким образом, вся система находится в динамическом равновесии.

Важная роль североатлантических придонных вод вдоль западной окраины северной части Атлантического океана была доказана в последние годы при тщательном изучении системы течений и вызываемых ими седиментологических последствий. Это течение называется Западным краевым подповерхностным течением. Оно проходит параллельно континентальному подножию и над ним со скоростями до 0,5 м·с$^{-1}$ (рис. 24.9). Сейсмические исследования и получение колонок в районе осадков, находящемся под воздействием глубинного течения, обнаружили мощные (километры) наносы осадков, представленные тонкими чередующимися слоями очень мелких песков, алевритов и пелитов. Пески и алевриты – тонкослоистые, однородные, хорошо отсортированные. В виде небольших косых слоев в них могут присутствовать россыпи тяжелых минералов [361, 375, 105]. Описываемые отложения были названы *контуритами*, т.е. отложениями, формирующимися под действием (термогалинных) подповерхностных контурных течений. Хорошая отсортированность и однородность материала контуритов отличают их от тонких дистальных турбидитов. Однако в последнее время при рассмотрении этого вопроса делается упор на то, что эти два вида отложений трудно различить в древних геологических разрезах. Это связано

Рис. 24.8. Глубинная циркуляция вод Мирового океана [795].



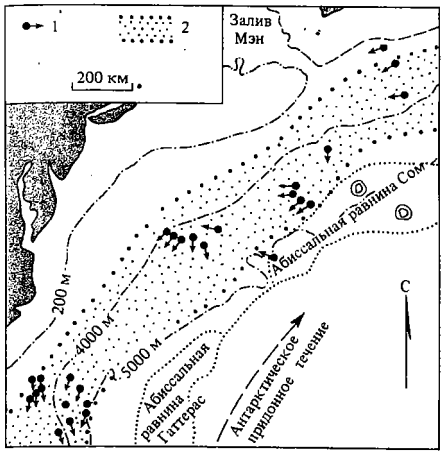


Рис. 24.9. Западное краевое течение, проходящее вдоль континентального подножия Северной Америки. *1* – очень сильное течение; *2* – краевое подповерхностное течение западной окраины [361].

с тем, что были обнаружены также илистые контуриты (обсуждение вопроса см. в работах [796, 552]). Исключительно важны эрозионные воздействия холодных подповерхностных течений. Эрозией контурными течениями объясняют многие стратиграфические перерывы в колонках глубоководных осадков начиная с олигоцена. Обнаружение в последние годы эрозионной деятельности Гольфстрима может значительно осложнить интерпретацию основных черт эрозии и отложения, относимых прежде исключительно за счет воздействий термогалинных течений.

Эрозионной деятельности термогалинных течений отчасти приписывают и последнюю из рассматриваемых черт глубинных океанских вод. Речь идет о явлении увеличения содержания взвешенного материала в придонных водах, обнаруженном при помощи аппаратуры, измеряющей рассеяние света. Такие воды называют *нефелоидными слоями* (рис. 24.10). Придонные нефелоидные водные слои с наибольшим содержанием взвеси могут быть обусловлены взмучиванием океанских илов термогалинными течениями. Но здесь значительную роль, вероятно, играет и илистый материал из разубоженных дистальных турбидитных потоков. Некоторые нефелоидные слои могут иметь мощность до 2 км, однако более обычна мощность в пределах от 1 до 300 м [233]. В нефелоидных слоях могут присутствовать взвешенные частицы размером до 12 мкм в количестве 0,3–0,01 мг·л$^{-1}$ [551,636, 807].

24е. Оползни, потоки обломочного материала, турбидитные потоки. В этом разделе мы коснемся основных механизмов, посредством которых значительные объемы терригенного кластического материала могут достигать континентального подножия и внутренних абиссальных равнин. Как отмечалось выше (гл. 7), оползни, потоки обломочного материала и турбидитные потоки по мере удаления от источника материала могут последовательно сменять друг друга, постепенно переходя один в другой. Важной проблемой здесь является степень неустойчивости осадков внешнего шельфа



Рис. 24.10. Повышенные содержания взвешенного материала в столбе придонных вод, свидетельствующие о наличии нефелоидных слоев (образовавшихся вследствие термогалинных течений) в глубинах Атлантического океана [84].

и континентального склона, в особенности осадков с примесью пелитового материала (см. рис. 25.3). При исследованиях континентального склона северо-восточной части США [434] в районе с уклонами 3–10°, в значительной мере изрезанном подводными каньонами, были обнаружены отложения, представленные в основном алевритово-глинистым материалом. Полагают, что эти осадки гравитационно устойчивы, однако их высокая водонасыщенность способствует тому, что под действием толчков и аномальных давлений, возникающих при резких землетрясениях и при прохождении внутренних волн, переодически происходит массовое движение осадочного материала. Более низкие величины сдвигающей силы в осадках вблизи подводных каньонов связаны с тонкодисперсностью этих осадков и повышенными концентрациями в них органического вещества. Некоторые представления о воздействии проходящих поверхностных волн на донные осадки можно получить на основании расчетов Уоткинса и Крафта [851]. Из этих расчетов следует, что крупные штормовые волны, особенно во время ураганов, могут вызывать волновые аномалии давления, причем длины волн составляют около 300 м, а перепад давления – около 70 кН·м$^{-2}$ на глубинах около 60 м. Несмотря на то что с глубиной размах этих аномалий давления, порождаемых волнами, должен уменьшаться, для осадков кромки шельфа, склонных к оползанию, этот эффект исследователям представляется важным.

При детальном изучении океанских окраин выяснилось, что среди процессов отложения на морском дне потоки обломочного материала, вероятно, играют более важную роль, чем предполагалось ранее [240, 265]. Например, Эмбли [240] обнаружил отложения потоков обломочного материала огромной протяженности. Эти потоки были порождены крупными оползнями осадочного материала на континентальной окраине Северо-Западной Африки в районе побережья Западной Сахары (рис. 24.11). Поток обломочного материала спускался по склону с весьма незначительным уклоном, равным 0,1°, и продвинулся на несколько сотен километров. Отложения, сформированные этим потоком, покрывают площадь около 30 тыс. км^2; источником осадочного материала для них стал массивный оползень объемом 600 км^3 в верхней части континентального подножия, где следы оползания имеются и в настоящее время. Обнаружение отложений потоков обломочного материала основано на их типичной геометрии, характерных акустических признаках, галечно-аргиллитовом строении и резко выраженных угловых контактах в колонках, а также волнообразной поверхности на фотографиях дна.

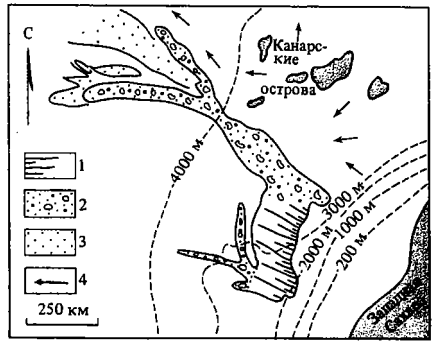


Рис. 24.11. Поток обломочного материала огромной протяженности в Атлантическом океане в районе Северо-Западной Африки. *1* – следы, оставленные потоком обломочного материала; *2* – поток обломочного материала; *3* – основная область отложения турбидитов; *4* – направление течений [240].

Три десятилетия изучения океанского дна и получение колонок донных осадков подтвердили предварительный прогноз Кюнена о том, что в отложениях турбидитных потоков (турбидитах) вдоль многих континентальных окраин преобладают пласты терригенного кластического материала. До сих пор классическими являются примеры оползня и турбидитного потока, вызванных в 1929 г. землетрясением на Большой Ньюфаундлендской банке (рис. 24.12, 24.13), несмотря на то что с тех пор были получены сведения о многих других оползнях и турбидитных потоках, вызванных как толчками, так и впадением рек [363]. Данные непосредственного измерения волн, идущих вниз по каньону, интерпретировались как указание на наличие медленных турбидитных потоков, скорость которых достигает 1 м·с$^{-1}$

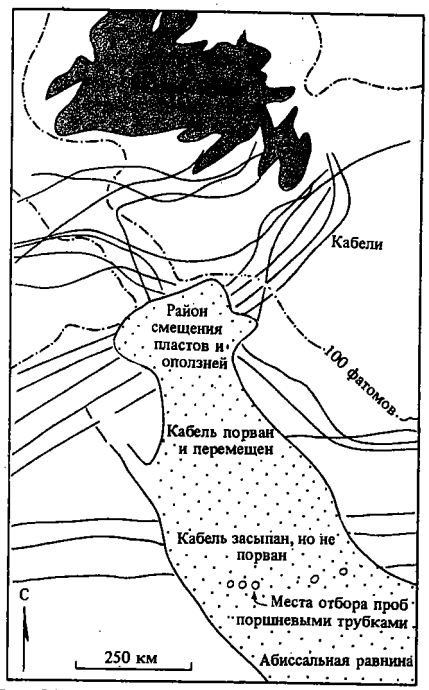


Рис. 24.12. Распространение турбидитного потока Больших банок в 1929 г. [361].

[754]. Такие потоки могут происходить с незначительными интервалами времени, равными нескольким дням, повсюду, где вблизи верхних частей каньонов осуществляется разгрузка реками в океан значительных количеств осадочного материала. Главной трудностью остается разграничение тонкодисперсных дистальных турбидитов и контуритов, особенно если они представлены материалом пелитовой и алевритовой размерностей [639]. В работе Стоу и Ловелла [796] приведено несколько возможных отличительных особенностей дистальных турбидитов и контуритов; заинтересованного читателя мы отсылаем к этому обзору.

24ж. Палеоокеанография. Океанские осадки и содержащиеся в них остатки фауны представляют собой великолепный банк памяти, который может быть использован для того, чтобы проследить физическую и химическую эволюцию океанских водных масс. Частные фациальные модели для раскрывающихся океанов мы рассмотрим в гл. 26. Здесь же вкратце обрисуем некоторые из принципов, используемых при палеоокеанографических реконструкциях.

Предпосылкой для реконструкции являются некоторые данные по эволюции формы океанов, их размеру и глубине. Возможность реконструировать форму и размеры океанов дают линейные магнитные аномалии океанической коры [766], тогда как провести оценки палеоглубин позволяют модели остывания и погружения океанической коры [732, 733]. Оценка компенсационной глубины карбоната кальция в древних океанах осуществляется при помощи нанесения на график соответствующих скоростей накопления $CaCO_3$ и палеоглубин. После этого положение компенсационной глубины может быть рассчитано из уравнения регрессии как глубина, при которой скорость накопления $CaCO_3$ стремится к нулевому значению [30]. Кривые изменения компенсационной глубины во времени

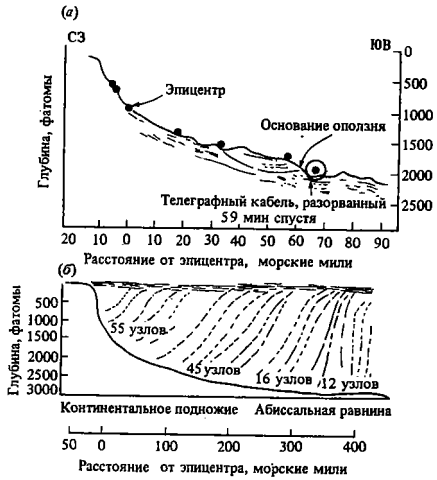


Рис. 24.13. *а* – сейсмический профиль, демонстрирующий оползень, вызванный землетрясением на Больших банках, а также положение подводных кабелей (кружки), разорванных оползнем и турбидитными потоками; *б* – профиль, демонстрирующий скорости турбидитного потока, рассчитанные по интервалам времени между разрывами кабелей [227].

очень сходны для всех океанов, что подразумевает контроль со стороны циркуляции глубинных океанских вод (рис. 24.3). Свидетельствами бескислородных периодов в океанах служат горизонты широко распространенных черных сланцев, тогда как апвеллинг фиксируется в геологической записи кремнями, фосфоритами и остатками рыб. Большое распространение кремней свидетельствует о высокой продуктивности радиолярий в экваториальной зоне. Деятельность контурных течений фиксируется мощными контуритами континентального подножия, тогда как подводные конусы выноса турбидитного происхождения свидетельствуют о росте наземных дренажных систем в континентальных районах, примыкающих к раскрывающемуся океану.

В том случае, если вводится поправка, учитывающая запасы океанской воды в форме льда, при помощи изучения изотопного состава кислорода планктонных организмов (главным образом фораминифер) можно получить ценные данные по температурам палеоокеанов (см. обзор Хадсона [400]). Начало деятельности холодных глубинных течений антарктического происхождения в кайнозое [443, 444] документируется изотопным составом глубоководных бентосных фораминифер, который показал снижение температуры донных вод на 5°C в течение примерно 100 000 лет на границе эоцена и олигоцена. Кеннетт [442] отметил, что современная циркуляция вод Мирового океана зависит от особенностей эволюции рельефа дна океанских бассейнов, от положения континентов и от климата на земном шаре. Циркуляционные течения в океане возникли благодаря появлению после оледенения термогалинных течений и возникновению Циркумантарктического (Южного) океана в результате спрединга. Возникновение Южного океана привело к снабжению других океанов необходимой холодной соленой водой, тогда как появление термогалинных течений позволило осуществить повсеместное рассеяние этой воды в Мировом океане.

Основные эффекты возникают в результате возобновления связи с Мировым океаном временно изолированных океанских бассейнов [820] или в результате возобновления связи между соседними полуизолированными бассейнами [823]. Изолированные бассейны могут поставлять в основные океаны либо сверхсоленые, либо опресненные воды, вызывая главные фациальные изменения осадков и вымирание планктонных и бентосных фораминифер.

24з. Выводы. Океаны представляют собой динамические системы, в которых поверхностные течения сосуществуют с глубинными течениями разной силы. Поверхностные течения возникают под непосредственным действием силы ветра и являются также результатом существования горизонтальных градиентов давления. На результирующее движение воды при этом в значительной мере воздействуют сила Кориолиса и внутреннее трение. Вследствие опускания у полюсов холодных плотных вод возникает общая схема глубинных океанских течений. Наблюдается обусловленная силой Кориолиса тенденция глубинных течений следовать вдоль западных границ океанов со скоростями вплоть до 0,5 м·с$^{-1}$. В результате этого переносятся большие количества осадочного материала, происходят эрозия и отложение вдоль континентальных склонов, особенно в Атлантическом океане. В океанах важными химическими границами служат зоны стыка между областями насыщенности и недонасыщенности вод карбонатом кальция и между областями обогащения и обеднения растворенным кислородом. Кластический осадочный материал, источником которого являются континентальные окраины, поставляется в океаны посредством оползней, потоков обломочного материала и турбидитных потоков. С кромки шельфа материал поступает посредством турбидитных потоков. Еще одним агентом поставки кластического материала в океан является эоловый перенос. Несмотря на то что динамика океана контролируется поверхностными и глубинными течениями, она в конечном счете зависит от возраста, размера, морфологии, взаимосвязанности и положения раскрывающихся и закрывающихся океанов. Анализ глубоководных колонок в значительной мере пролил свет на эволюцию океанской воды в зависимости от спрединга океанского дна и изменений климата за последние приблизительно 100 млн. лет.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

С физическими аспектами океанских течений можно познакомиться в книгах фон Аркса [33], Грина [316] и Харвея [349]. Более углубленные сведения содержатся в книгах Мак-Леллана [560], Понда и Пиккарда [643] и в особенно рекомендуемой книге Нёйманна и Пирсона [609]. Методы и подходы к решению палеоокеанографических задач в интересной, хотя и несвязанной форме приводятся в книге Шопфа [711]. Химия океана и моделирование океанских процессов в общих чертах хорошо описаны в книге Брёккера [125].

25

Условия образования кластических осадков

25а. Введение. Согласно концепции тектоники плит, распределение, геометрия и характер кластических фаций в океане в очень большой степени контролируются типом континентальных окраин.

Пассивные континентальные окраины или континентальные окраины *атлантического типа* имеют относительно простую морфологию континентального склона, континентального подножия и широкой абиссальной равнины (рис. 25.1). Поступление осадочного материала происходит с шельфа в виде потоков взвешенного вещества, из очень многочисленных подводных каньонов и долин – в виде оползней и турбидитных потоков, с мест нарушения склонов – в виде оползней, потоков обломочного материала и турбидитных потоков; с крупномасштабных абиссальных конусов, обращенных к главным речным системам, а также в результате термогалинных течений в западных частях океанов. Зрелые раскрывающиеся океаны, такие, как Атлантический, имеют широкие континентальные шельфы, на которых сильное волновое воздействие и приливно-отливные течения перерабатывают обломочный материал, источником которого являются «древние поверхности» континентов. Поэтому похоже, что материал, достигающий континентального подножия и обширных абиссальных равнин (рис. 25.2), является относительно зрелым (см. гл. 1).

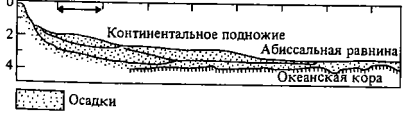


Рис. 25.1. Схематический разрез континентального подножия в Атлантическом океане в районе Нью-Йорка. Обратите внимание на продвижение в сторону океана осадков континентального подножия, скапливающихся у основания континентального склона. Эти осадки имеют турбидитное и пелагическое происхождение, они также подвержены воздействию глубинного термогалинного подповерхностного западного краевого течения (см. рис. 25.4) [361].

На *активных* континентальных окраинах преобладают процессы субдукции. Здесь наблюдаются некоторые или все из следующих характерных деталей: тыловой дуговой бассейн, вулканическая дуга (островная цепь или скалистая горная цепь края континента), преддуговой бассейн, желоб и узкая абиссальная равнина (рис. 25.11). В составе осадочного материала, поступающего в преддуговой бассейн и желоб, преобладает вулканический материал и(или) материал скалистых горных цепей. Этот материал обычно незрелый (см. гл. 1). В некоторых желобах наблюдается очень незначительное накопление осадочного материала, особенно в желобах, расположенных вблизи пустынных береговых линий, где поставка материала с континента невелика (например, в районе Перуанско-Чилийских Анд). Тыловые дуговые бассейны на сторонах, примыкающих к континенту, напоминают пассивные окраины, однако на противоположных, примыкающих к островным дугам

сторонах они получают большое количество вулканогенно-кластического материала.

Типичным примером континентальной окраины с *активным горизонтальным смещением* является Калифорния, где откосы разлома Сан-Андреас и связанных с ним разломов создали в континентальной коре блоково-котловинообразный рельеф. Осадочный материал в прибрежные котловины поступает непосредственно из прибрежной зоны, откуда береговые течения и бурные потоки транспортируют его прямо в верхние части каньонов. В этих котловинах имеются небольшие подводные конусы выноса, тогда как в более удаленные от побережья котловины поступление осадочного материала относительно ограниченно.

Ниже будет рассмотрено современное и древнее осадконакопление в условиях целого ряда таких тектонических обстановок.

25б. Континентальные склоны и подножия пассивных окраин. Типичным примером континентальных склонов пассивных окраин является хорошо изученная континентальная окраина восточной части США. Континентальный склон в этом районе имеет уклон от 3 до 10°, он сильно рассечен большим количеством подводных каньонов и долин плейстоценового возраста. Собственно склон четко выражен в диапазоне глубин от 120–140 до 2000 м. В целом структура осадочной толщи склона состоит из мощной смещающейся в океан серии третичных слоев, которые отлагались в соответствии с рельефом склона (рис. 25.1). По мере удаления от активных каньонов района Новой Англии (Вич, Гудзон, Гидрограф), где развиты грубозернистые осадки, вниз по склону наблюдается тенденция к утонению материала осадков от подверженных волновому воздействию песков внешнего шельфа до алевритово-глинистых илов нижней части склона (рис. 25.3). Большие пространства склона подвержены оползанию [434], что подчеркивает роль склона

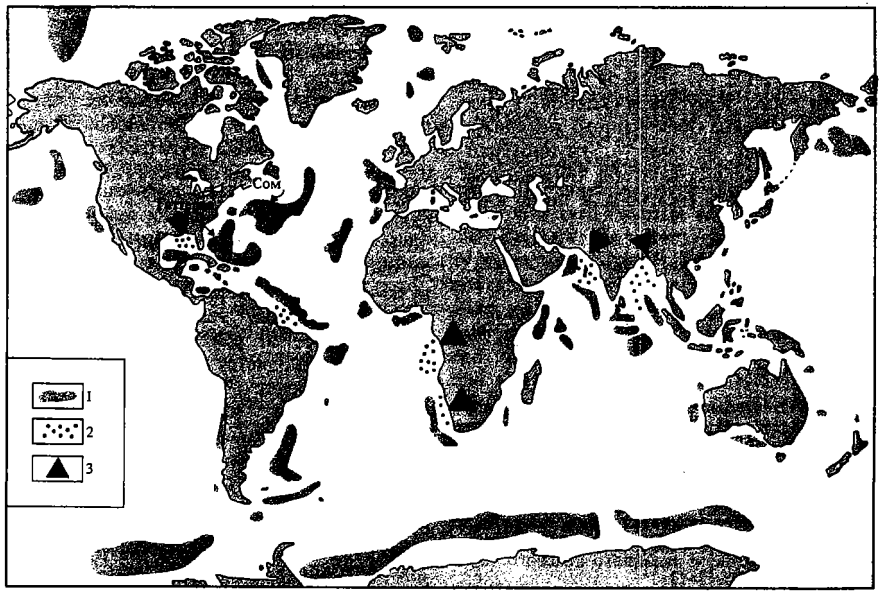


Рис. 25.2. Основные абиссальные равнины и подводные конусы в океанах. *1* – абиссальная равнина; *2* – абиссальные конусы; *3* – основные места впадения рек в районы абиссальных конусов [361].

как коллектора тонкого осадочного материала, поступающего с шельфа, с одной стороны, и как поставщика осадочного материала (путем переноса через него вещества) к континентальному подножию и на абиссальную равнину – с другой. Вдоль части склона наблюдаются мощные придонные течения (со скоростями до 0,7 м·с$^{-1}$), однако их происхождение и влияние на осадкообразование еще недостаточно изучены.

Широкое континентальное подножие восточного побережья США в настоящее время находится под преобладающим воздействием западного краевого подповерхностного течения, которое проходит вдоль подножия от Ньюфаундленда до Блейк-Багамского внешнего хребта и отсюда до Антильских островов к северо-востоку от Южной Америки (рис. 25.4). Измерения скоростей течения дали величины от 0,05 до 0,4 м·с$^{-1}$, причем бо́льших скоростей этого диапазона вполне достаточно для переноса течением глины, алеврита и очень мелкого песка. Подтверждением эрозионной и транспортирующей способностей течения являются подводные фотографии эрозионных желобков и вытянутых полос [376]. Значительная часть осадочного покрова (мощностью до 2 км), слагающего континентальное подножие, и особенно длинных осадочных гряд, обнаруженных на Блейк-Багамском и Антильском хребтах (рис. 25.4), по-видимому, была отложена контурными течениями. Более северные поднятия к востоку от Гренландии и вокруг прогибов Роколл и Хеттон также, вероятно, образованы контурными течениями [552]. На этих грядах были зарегистрированы огромные илистые волны (см., например, работы [376, 685]) высотой 10–40 м и с длиной волны 1–5 км. Однако о происхождении этих волн мало что известно.

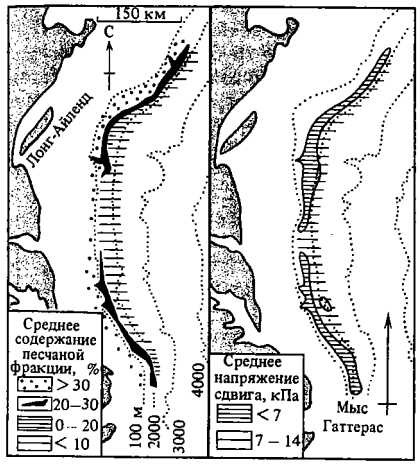


Рис. 25.3. Распределение песчаного материала и напряжения сдвига для осадков континентального склона Северной Атлантики [434].

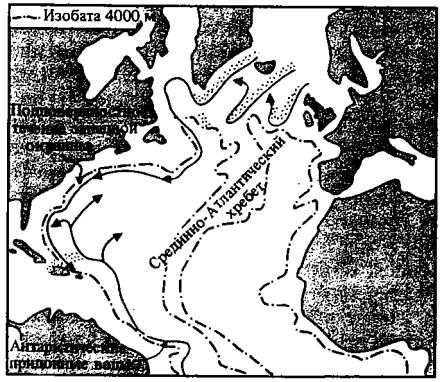


Рис. 25.4. Направление придонных термогалинных течений и положение глубоководных осадочных хребтов (точки). Контуры даны для глубины 4000 м [796].

Минералогические исследования дали отчетливые доказательства того, что материал, формировавший эти осадочные образования континентального подножия, поступал с севера. Очень информативная работа Тухолке [833] по Большому Антильскому внешнему хребту показала, что осадки обогащены хлоритом и иллитом, принесенными сюда с северо-восточной континентальной окраины США западным краевым подповерхностным течением. Осадки сами по себе являются тонкодисперсными (< 2 мкм), гомогенными, окрашены в коричневый цвет, обнаруживают цикличные изменения содержания карбоната кальция. В них обычны биотурбация и присутствие марганцевых микроконкреций. Осадки являются

слишком тонкими и не могли быть образованы течениями. Они, по-видимому, отложились за счет оседания взвешенного материала в низкоскоростных ($<0{,}1$ м·с$^{-1}$) придонных течениях. Скорости отложения этих осадков находятся в пределах 0,06–0,3 мм·год$^{-1}$. Мощные осадочные гряды, образованные илистыми контуритами, в других районах, очевидно, формировались при взаимодействии термогалинного придонного течения с относительно неподвижными примыкающими водными массами или даже со смежными течениями противоположного направления [130, 537]. Во всех случаях отложение под действием контурных течений активизировалось лишь с середины третичного периода, когда холодные арктические воды стали проникать в западную часть Северной Атлантики.

Типичным примером континентальных подножий с неэнергичной придонной циркуляцией может служить восточная часть Атлантического океана вблизи Африки, где вдали от абиссального конуса реки Нигер может преобладать седиментация из суспензии на склоне и за счет оползней на континентальном подножии. Как отмечалось выше, главные следы оползаний и потоки обломочного материала располагаются именно в этой области.

25в. Подводные веера и конусы. На континентальных окраинах структурного типа могут наблюдаться дельтообразные осадочные образования – подводные веера и конусы. Эти образования формируются за счет поставки материала из «точечного» источника, такого, как подводный каньон или долина. Они могут питаться непосредственно осадочным материалом твердого речного стока, как в случае многих крупных абиссальных конусов, таких, как конусы Ганга – Брахмапутры, Нигера и Миссисипи (рис. 25.2), или за счет поставки материала с шельфа или с берега, как в районах восточного побережья США или Калифорнии соответственно. Примером конуса, питавшегося плейстоценовыми талыми водами (из реки Святого Лаврентия), является Лаврентьевский конус (см. рис. 25.10). Подводящие каньоны разрезают окраины многих континентов и имеют разнообразное происхождение, включая непосредственную эрозию ложа руслами рек и экстуариями во время понижений уровня моря при оледенениях, эрозию турбидитными потоками, оползание и эрозию сбросовых оврагов. Они служат артериями, транспортирующими в океан грубый осадочный материал посредством оползней, потоков обломочного материала и турбидитных потоков. Таким образом, грубые осадки эффективно *обходят* континентальные склоны, на которых накапливаются преимущественно тонкодисперсные отложения.

Подводный веер (или подводный конус выноса.–*Перев.*) (рис. 25.5) аналогичен субаэральным аллювиальным конусам (гл. 14). Распространение грубодисперсного осадочного материала по конусу выноса контролируется системой мигрирующих распределительных каналов, разделенных валами

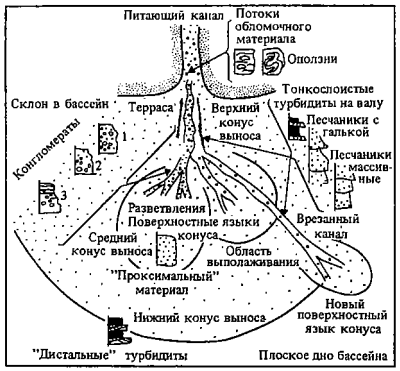


Рис. 25.5. Схематическая модель подводного конуса выноса (веера). *1* – уменьшение размера частиц сверху вниз и обратно; *2* – уменьшение размера частиц снизу вверх; *3* – переслаивание слоев с уменьшением размера частиц снизу вверх по слою [843].

и межканальными участками [613, 614]. *Верхний* конус выноса состоит из главного подводящего канала, ограниченного главными валами. *Средний* конус выноса представляет собой выпуклое осадочное образование, выглядящее на радиальных профилях как выгнутый вверх сегмент [613]. Главный канал дробится на многочисленные рукава, которые в межканальных участках, ограниченных валами, могут

меандрировать или разветвляться. Как и в случае субаэральных конусов выноса, у подводных конусов также наблюдаются активные и пассивные участки с осадочными лопастями, образующимися в результате перекрытия нижней части среднего конуса и пассивных лопастей поверхностным слоем отложений гемипелагических илов, подвергшихся биотурбации.

В целом для отложений конуса выноса характерно утонение осадков сверху вниз – от мощных турбидитов и потоков обломочного материала с крупнопесчаной или гравийной размерностью обломков в каналах верхнего конуса до маломощных турбидитов с мелкопесчаной или алевритовой размерностью частиц в передовой части нижнего конуса. Валы сложены тонкими турбидитами, тогда как межканальные выровненные участки – подвергшимися биотурбации пелитовыми илами и тонкими алевритами. В разрезах по нормали к оси конуса в средней его части наблюдаются турбидиты с каналами, разделенными тонкими межканальными участками. Полагают, что причиной последовательного сильного погрубения осадочного материала вверх по разрезу является размывание конуса [843]. В этом случае материал все более проксимальных фаций конуса перекрывает материал передовой части конуса (рис. 25.6).

Очень хороший разрез древнего верхнекаменноугольного конуса Кантабрийских гор северной Испании был построен Рупке [696]. Конус выноса содержит по крайней мере восемь картируемых осадочных лопастей. В них наблюдается утонение материала в сторону бассейна и изменения характера осадочных процессов вниз по склону (рис. 25.7).

Подводные конусы выноса упираются в континентальный склон и могут разрастаться через континентальное подножие на абиссальную равнину. С голоценовым повышением уровня моря многие конусы стали пассивными, так как верхние части каньонов значительно отдалились от мест непосредственного выноса осадочного материала реками. Крупнейшими в мире и наиболее впечатляющими являются веерные образования, сформировавшиеся при малых уклонах дна. Их называют абиссальными конусами. Они были активными на протяжении

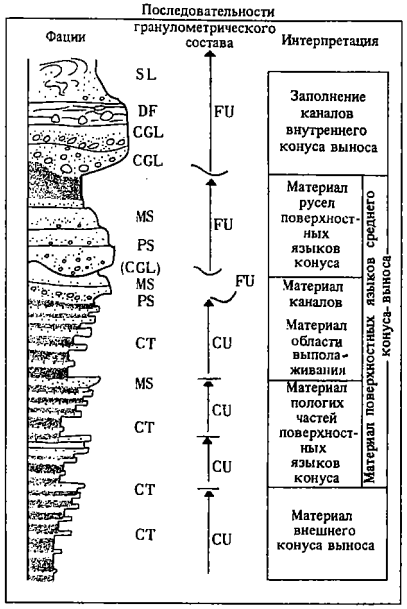


Рис. 25.6. Гипотетическая последовательность накопления слоев осадочного материала, образующаяся при нарастании подводного конуса выноса. CT – «классические» турбидиты с подразделениями Боума; MS – массивные песчаники; PS – песчаники с примесью гальки; CGL – конгломераты; DF – отложения потока обломочного материала; SL – оползневые отложения; CU – погрубление материала вверх; FU – увеличение дисперсности материала вверх [843].

всей истории большинства океанских бассейнов и имеют разные размеры и мощности осадочной толщи (табл. 25.1, рис. 25.8). Абиссальные конусы полого поднимаются вверх по континентальному склону и поэтому значительно видоизменяют обычный характер изобат континентальной окраины (рис. 25.8).

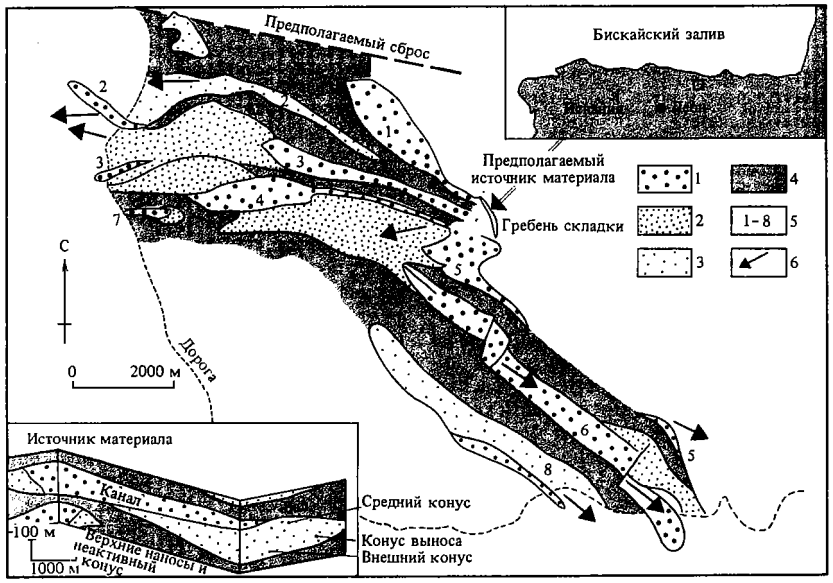
25г. Абиссальные равнины. Как видно на рис. 25.1, абиссальные равнины наиболее обычны вдоль континентальных окраин пассивного (атлантического) типа, однако они также встречаются вдоль внутренних флангов тыловых дуговых бассейнов, как, например, в Беринговом, Японском и Южно-Китайском морях. Абиссальные равнины являются наиболее выдвинутыми в океан

ловушками осадочного материала континентального происхождения. Поверхности их дна с уклоном менее 1 : 1000 образовались путем последовательных (слой за слоем) отложений турбидитных течений и гемипелагических илов [362, 381, 695]. Сейсмические исследования показали различную мощность осадков (от 100 до 2000 м). По мере удаления в океан осадки постепенно становятся более тонкими и мощность их уменьшается. Мощность пелагических осадков и вовсе невелика.

Осадкообразование на абиссальных равнинах лучше всего иллюстрируется на примере равнин Гаттерас и Сом в районе восточного побережья США. Источниками осадочного материала для этих равнин служат главные подводные каньоны.

Абиссальная равнина Гаттерас (рис. 25.9) имеет глубину около 6 км и простирается до 200 км в ширину и до 1000 км в длину. Картины распределения крупности осадков и мощности осадочного покрова свидетельствуют о привносе материала турбидитными течениями из каньонов Гаттерас и Гудзон. Веерообразные образования у основания этих каньонов состоят из несортированного среднезернистого песка. По мере удаления от берега они переходят в абиссальную равнину. Очевидно, что турбидитные течения после выхода за пределы каньона поворачивали параллельно континентальной окраине и двигались вдоль южного склона (рис. 25.9). В проксимальной (непосредственно прилегающей к каньону) части абиссальной равнины встречаются пласты тонких отсортированных песков. Мощности пластов обычно составляют 0,5–2 м, однако некоторые пласты могут достигать мощности 6 м. Уменьшение мощности пластов вниз по склону выражено слабо,

Рис. 25.7. Верхнекаменноугольный подводный конус выноса Песагуеро (северная Испания). Разрез вертикальный, к юго-западу возраст уменьшается. Обратите внимание на увеличение дисперсности вниз по простиранию, на последовательных языках (лопасти) (*1–8*) и на радиальных потоках. На врезке показана модель 3D фаций конуса: триплет фаций (поверхностный слой аргиллита, песчаниковая лопасть, язык конгломерата) представляет полный цикл нарастания главного языка конуса. После этого за счет перемещения русла формируется новый конус. *1* – конгломераты; *2* – аренитты; *3* – вакки; *4* – аргиллиты; *5* – палеотечения; *6* – последовательные лопасти (языки) веера [696].



тогда как уменьшение вниз по склону дисперсности осадков вплоть до отсортированных алевритов выражено в значительно большей степени. Вопреки ожиданию оказалось невозможным провести корреляцию турбидитов из колонок, полученных на абиссальной равнине. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что отдельные турбидитные потоки локализуются в пределах равнины, возможно, за счет мелких депрессий и возвышений, создаваемых последовательными отложениями турбидитов.

Абиссальная равнина Сом (рис. 25.10) имеет в плане Т-образную форму. Она расположена к югу от Новой Шотландии и Больших банок. Равнина простирается к югу от гигантского Лаврентийского конуса. О деятельности турбидитных течений конуса в настоящее время уже говорилось выше (гл. 24). Многие мощные слои отсортированного и неотсортированного песка залегают близко к поверхности равнины, однако тенденции к изменению дисперсности осадков и мощности слоев не слишком явные, вероятно, вследствие поставки осадочного материала из многих источников. Турбидитные потоки берут начало в заливе Мэн – к северо-западу, в Срединно-Атлантическом канале – к северо-востоку, а также в Лаврентьевском конусе. Недавние исследования Срединно-Атлантического канала [152] показали большую его важность в качестве источника турбидитных потоков. Вероятно также, что отдельные турбидитные потоки огибали многочисленные препятствия, такие, как выступающие подводные горы.

Приведенное выше описание абиссальных равнин Сом и Гаттерас показывает, что седиментация более крупнодисперсных образований может быть осложнена формированием турбидитов из многочисленных источников. Илистые образования, часто слагающие большинство наслоений, произошли за счет турбидитных потоков и нефелоидных слоев, а также имеют пелагическую природу. На Балеарской абиссальной равнине пелагические илы перекрывают илистые турбидиты, залегающие на алевритовых или песчаных турбидитах. В пелагических илах обычно повышены содержания карбоната кальция, представленного панцирями пелагических фораминифер и птеропод песчаной размерности [695].

Распознавание отложений древних абиссальных равнин в значительной мере зависит от встречаемости обширных по площади сравнительно тонких пластов турбидитных песков и алевритов, переслаивающихся с пластами турбидитных или алевритовых илов значительной мощности [843, 598]. Однако вряд ли все турбидитные пески абиссальных равнин морских бассейнов имеют широкое латеральное распространение, как полагают некоторые авторы. Выше мы уже видели, насколько трудно провести

Таблица 25.1. Некоторые характеристики подводных конусов выноса Амазонки, Бенгальского залива и Миссисипи [585]

Конус выноса	Подводный каньон или трог: Глубина верхней части, м	Подводный каньон или трог: Глубина нижней части, м	Длина, км	Ширина, км	Глубина основания, м	Площадь, 10^3 км^2	Объем, 10^3 км^3	Мощность осадков, км: Вершина	Мощность осадков, км: Край	Приблизительный возраст, $\times 10^6$ лет
Амазонки	50	1500	520	600	4800	215	710	14	1	8,15
Бенгальского залива	45	1600	3000	1000	5000	3000	10 000	12,5	1	50
Миссисипи	75	1200	350	600	3300 и 3500	170	85	?	12	3,5–6

корреляцию между турбидитами на современных абиссальных равнинах. Однако не так давно Риччи-Луччи и Вальмори [678] провели корреляцию древних турбидитов, сформировавшихся предположительно на равнине морского водоема, на расстоянии до 300 км вниз по движению потока и 110 км по нормали к потоку. Палеопотоки могли иметь как меридиональное направление, что наблюдается на абиссальной равнине Гаттерас, так и радиальное, как на абиссальной равнине Сом. Фация абиссальной равнины при движении вверх, против направления движения потока, должна постепенно переходить в фацию нижних склонов подводного конуса выноса, причем порою различить эти две фации очень сложно.

25д. Желоба и преддуговые бассейны активных окраин. На рис. 25.11 показан идеализированный разрез через активную окраину. В морфологическом отношении здесь преобладают желоб и вулканическая дуга. Поднятый пояс с дуговой стороны оси желоба занимает тектонически активная зона субдукции с *аккреционным выклиниванием* осадков желоба и океанских пелагических осадков. Между аккреционным субдукционным комплексом и вулканической дугой может быть расположен широкий

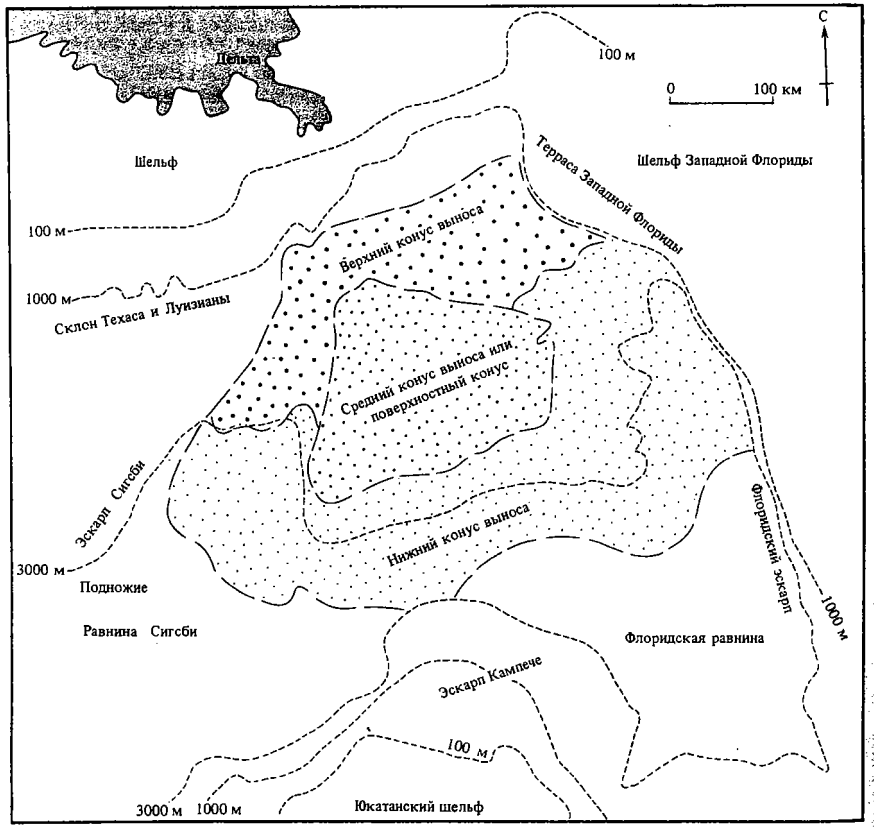


Рис. 25.8. Батиметрическая карта восточной части Мексиканского залива, на которой виден подводный конус выноса Миссисипи [585].

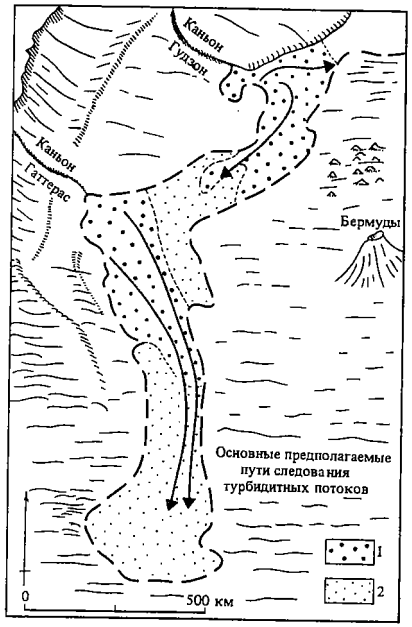


Рис. 25.9. Абиссальная равнина Гаттерас и схема распределения приповерхностных осадков по гранулометрическому составу. *1* – пески; *2* – алевриты [381].

преддуговой бассейн, сформировавшийся вследствие погружения части океанической коры, вовлеченной в процесс субдукции [211]. При помощи приведенного на рис. 25.11 разреза от океана в сторону дуги рассмотрим ход процесса седиментации в этих сложных условиях.

Внешнее поднятие является широким вспучиванием, обусловленным выгибанием литосферы по мере приближения к зоне субдукции. На поднятии имеется толща пелагических осадков. Их фациальная изменчивость зависит от истории условий осадкообразования на океанической плите (см. разд. 26б). Пологий ($< 5°$) *внешний склон желоба* спускается в собственно желоб. Дно желоба может представлять собой узкую *абиссальную равнину желоба*, заполненную относительно маломощной (0–700 м) толщей последовательно накопленных преимущественно кластических осадков. Желоб может быть заполнен турбидитными песками и алевритами, поступившими сюда из подводных конусов выноса (например, Алеутский желоб [640]), дренирующих внутренний склон желоба, или в результате оползней и потоков обломочного материала со стороны субдукционного комплекса (рис. 25.12). Однако многие желоба почти лишены осадочного покрова. В этом случае для желоба характерен расчлененный рельеф и отсутствие плоского горизонтального дна. Количество заполняющего желоб материала в значительной мере зависит от привноса обломочного материала из прилегающих горных цепей или субдукционного комплекса, а также от местной скорости конвергенции плит [731]. В случае сочетания косого спрединга и высоких скоростей привноса осадочного материала в желобах образуются мощные осадочные толщи. Примером могут служить районы, подобные северо-западной части США.

Материал осадочной толщи в активно заполняемом желобе должен становиться грубее снизу вверх – от базального пелагического интервала до дистальной, а затем проксимальной фаций подводных конусов выноса. На некотором расстоянии от конусов перенос осадочного материала будет происходить параллельно границе желоба. Минеральный состав осадочного материала зависит от морфологии этой границы. Отсутствие широкого преддугового бассейна будет способствовать привносу незрелого вулканогенно-магматического обломочного материала с вулканической дуги или с прилегающих горных цепей. Наличие преддугового бассейна и приподнятого субдукционного комплекса приведет к переработке осадков, образовавшихся при денудации предшествующего желоба. Внутренний склон желоба может иметь заметные топографические неровности, обусловленные разломами, с небольшими «подвешенными» бассейнами, которые могут быть ловушками оползней, потоков обломочного материала и небольших турбидитных потоков (рис. 25.13). Многочисленные «подвешенные» бассейны могут служить причиной недостатка осадочного материала непосредственно в желобе [586].

В *преддуговых бассейнах* (там, где они имеются) наблюдаются большие мощности осадков. Преобладают кластические отло-

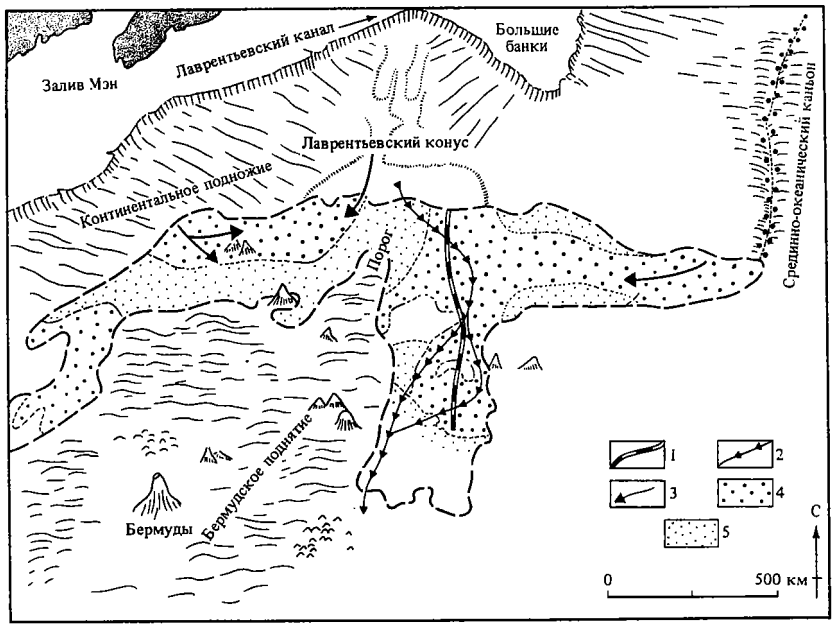


Рис. 25.10. Абиссальная равнина Сом и схема распределения приповерхностных осадков по гранулометрическому составу. *1* – наиболее мощные грубые по составу турбидиты; *2* – предполагаемый путь турбидитного потока Больших банок в 1929 г.; *3* – предполагаемые пути турбидитных потоков; *4* – пески; *5* – алевриты [381].

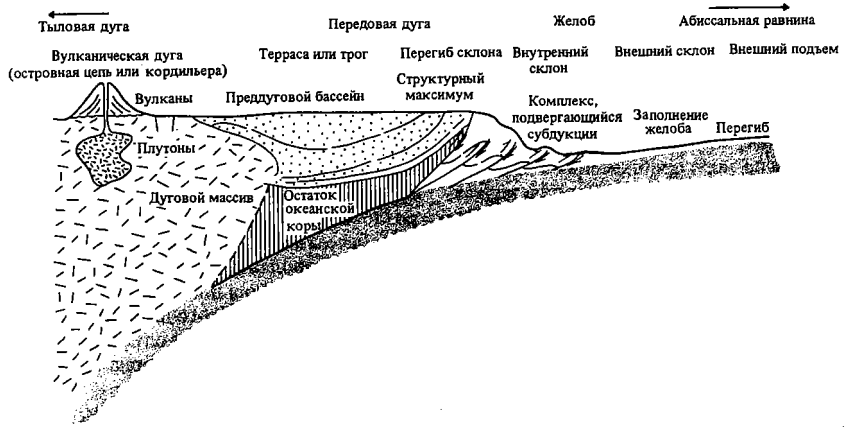


Рис. 25.11. Генерализованная морфология пред дугового района [211].

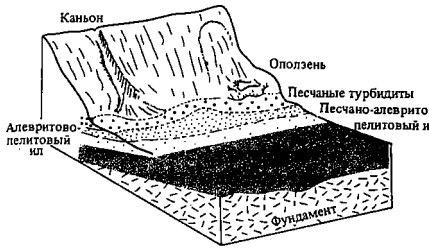


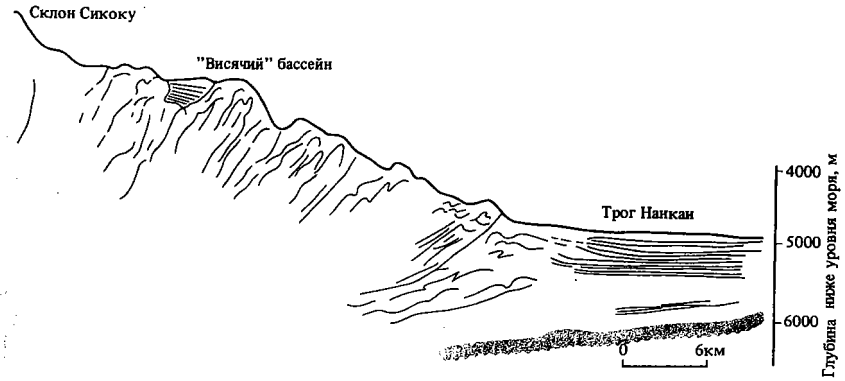
Рис. 25.12. Осадкообразование в Алеутском желобе [640].

жения, источником которых является вулканическая дуга или прилегающая горная цепь. Хотя в настоящее время мы не располагаем достаточным количеством данных, по-видимому, можно предположить, что в преддуговых бассейнах существует общая направленность изменения состава осадков снизу вверх – от перекрывающих океаническую кору пелагических осадков до глубоководных островодужных монтмориллонитовых илов и пирокластических отложений. Последние могут выделяться в турбидитных фациях конусов выноса, в которых преобладает обломочный материал вулканических и магматических серий. На своих внутренних краях осадки преддугового бассейна, очевидно, клинообразно переслаиваются лавами, лахарами (грязевыми потоками вулканического материала) и потоками пирокластического материала [211].

Распознавание древних континентальных окраин с преобладанием субдукции возможно лишь посредством сочетания регионально-структурного и седиментологического синтезов. На рис. 25.14 показана эволюция континентальной окраины в районе Калифорнии (начиная с мезозоя) в интерпретации Диккинсона и Сили [211]. Обратите внимание на важный преддуговой бассейн Грейт-Валли и на его заполнение мощной толщей осадочного материала (и на важные газовые месторождения). Идентификация субдукционных комплексов в значительной мере зависит от распознавания последовательных внедрений и переслаивания отложений фаций желоба и подводных конусов выноса. При удалении в океан происходит общее омоложение отложений, в то время как в пределах каждого тонкого слоя возраст осадков убывает в сторону суши. На этой схеме основана очень изящная модель, предложенная для Южных нагорий Шотландии [559].

25е. Выводы. Распределение, геометрия и характер океанских кластических фаций в значительной мере контролируются типом тектонической обстановки океана и его континентального обрамления. Континентальные склоны и подножия пассивных океанских окраин получают тонкодисперсный осадочный материал за счет прибрежно-шельфовых потоков взвешенного вещества; здесь осадочный материал подвержен массовым движениям, приводящим

Рис. 25.13. Разрез через желоб Нанкаи в северо-восточной части Тихого океана [410].



к турбидитным потокам. Главные осадочные и эрозионные явления вдоль континентальных подножий обусловлены действием термогалинных (контурных) течений. На континентальных окраинах всех типов наблюдаются подводные веера и конусы, которые отмечают распространение в океан осадочного материала, поступающего из «точечных» источников в основании подводных каньонов, в виде турбидитных потоков и потоков обломочного материала. Полагают, что размывание конусов выноса является причиной погрубения осадков вверх по разрезу. Абиссальные равнины наиболее обычны вдоль пассивных окраин, причем их горизонтальное дно формируется слой за слоем посредством последовательного отложения турбидитов и пелагических илов. В желоба и преддуговые бассейны деструктивных окраин осадочный материал поступает за счет конусов выноса, которые в свою очередь получают его из прилегающих горных цепей или субдукционных комплексов. Осадочный материал из прилегающих горных цепей дает достаточно свидетельств в пользу его происхождения из известково-щелочных вулканических и магматических серий. Идентификация субдукционных комплексов в значительной мере зависит от распознавания последовательных внедрений и переслаивания отложений фаций желоба и подводных конусов выноса. По мере удаления в океан общий возраст отложений убывает. В пределах отдельного тонкого слоя возраст осадков убывает в сторону суши.

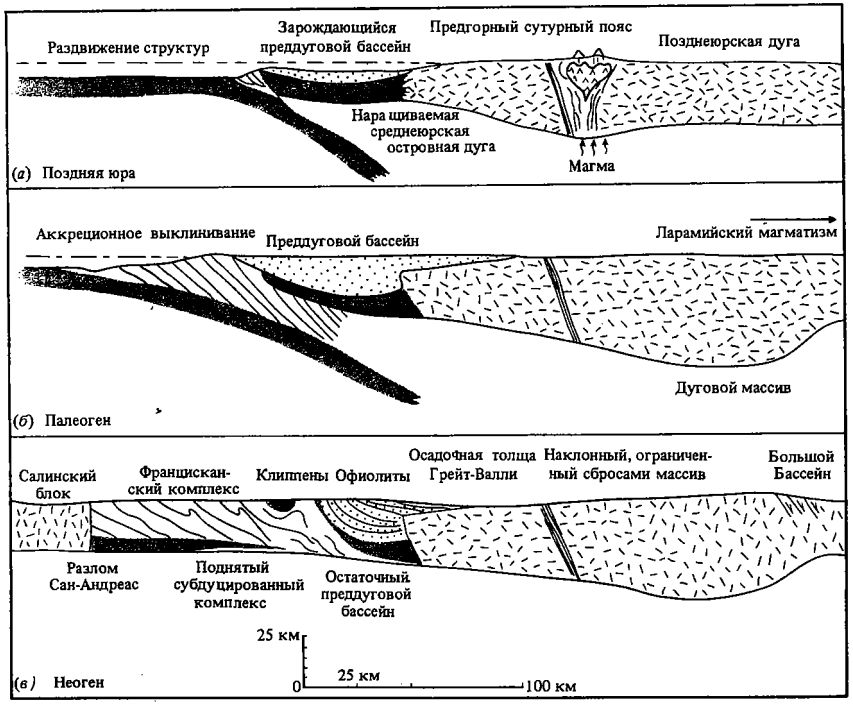


Рис. 25.14. Схематические диаграммы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию преддугового бассейна Грейт-Валли и связанных с ним структур на севере Калифорнии [211].

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Взаимосвязь между кластической седиментацией и тектоникой в условиях океана рассматривается в важной статье Митчелла и Ридинга [579], а также в более поздней работе этих же авторов [580], касающейся историко-геологических аспектов проблемы. В статье Диккинсона и Сили [211] дан весьма полезный обзор процессов седиментации и тектоники на активных окраинах. Наиболее ценным общим обзором современных и древних кластических осадков является работа Рупке [697]. Анализ вертикальной последовательности обстановок подводных конусов выноса и абиссальных равнин хорошо обобщен в работах Уокера и Мутти [843] и Мутти [598]. Проблемы и перспективы изучения контуритов рассмотрены в обзоре Стоу и Ловелла [796]. Много интересных статей можно найти в сборниках, опубликованных под редакцией Стэнли и Келлинга [783], Боумы и др. [106], Уоткинса и др. [852]. Особенно рекомендуется последний из них. В статье Нильсена, Уокера и Нормарка [610] дан полезный разбор процессов формирования подводных конусов выноса и рассмотрен вопрос о применении терминов «проксимальный» и «дистальный» по отношению к турбидитам.

26

Пелагические океанские осадки

26а. Типы осадков. *Красные глубоководные глины* (это обычно алевритово-пелитовые илы от шоколадного до красно-коричневого цвета) накапливаются в океане ниже компенсационной глубины карбоната кальция с очень низкими скоростями – в пределах от 0,0001 до 0,001 мм·год$^{-1}$. Эти осадки сложены преимущественно глинистыми минералами (см. гл. 1), состав которых отражает либо климатические условия континентов (иллит, хлорит, каолинит), либо характер изменения внутриокеанских основных изверженных материнских пород (монтмориллонит) (см. гл. 1). В некоторых районах накопления красных глубоководных глин обычно присутствуют медленно растущие железомарганцевые конкреции (гл. 30). В фации красных глубоководных глин в областях, прилегающих к тропическим пустыням, таким, как Сахара, встречается в заметных количествах эоловый материал алевритовой размерности; значительную часть его составляет «пустынный» кварц (с характерным налетом окиси железа). Изучение эолового материала в колонках осадков из северной части Атлантического океана оказалось большим подспорьем в установлении динамики расширения и сужения пустынь в третичном периоде.

Выше компенсационной глубины карбоната кальция на океанском дне преобладают *известковые илы*. Источником карбоната кальция в них являются кокколитофориды, фораминиферы и птероподы, осаждающиеся в столбе океанских вод в составе фекальных пеллетных агрегатов. Как отмечалось выше (гл. 24), данные картирования распределения известковых илов в толще океанских осадков являются решающим свидетельством в пользу изменения химического состава океанских вод во времени (см. также ниже).

Кремнистые илы, как отмечалось в гл. 3, сложены опаловыми скелетами диатомовых водорослей, силикофлагеллят и радиолярий. Диатомовые илы являются типичными отложениями высоких широт, тогда как радиоляриты шире распространены в низких широтах. Кремнистые отложения обычно встречаются в высокопродуктивных районах океана, характеризующихся либо дивергенцией поверхностных вод (например, в экваториальных регионах), либо прибрежным апвеллингом. В обоих случаях результатом разрушения термоклина и процессов перемешивания глубинных вод являются высокие концентрации фосфатов. Сохранность опала обычно не зависит от глубины, т.е. для кремнезема отсутствует компенсационная глубина. Поэтому кремнистые био-

генные осадки служат хорошим индикатором биологической продуктивности поверхностных вод океана. Изучение биогенного кремнезема в кернах буровых скважин, пройденных в осадках Тихого океана, например, показало, что в течение последних 50 млн. лет максимальные скорости накопления наблюдались на экваторе. Это свидетельствует об устойчивости экваториального подъема вод, обусловленного дивергенцией [500]. Однако отложившиеся опаловые скелеты планктонных организмов неустойчивы к раннедиагенетическому растворению под действием поровых вод. При этом значительная часть кремнезема вследствие диффузии возвращается назад, в океанскую воду (гл. 30).

Хотя основная часть карбонатных и кремнистых илов представлена пассивно осажденными из столба океанской воды остатками планктонных организмов, все же встречаются местные переотложения биогенных илов в виде небольших турбидитных потоков, образованных за счет оползания осадочного материала в условиях сильно пересеченного рельефа дна срединно-океанических хребтов с малой скоростью спрединга, таких, как Срединно-Атлантический хребет.

Идеализированное распределение типов осадков в океане показано на рис. 26.1. Положение океанских фаций в координатах глубина – биологическая продуктивность показано на рис. 26.2.

26б. Последовательности океанских фаций. Как отмечалось в гл. 24, вертикальная последовательность океанских пелагических фаций, обнаруживаемых в любом месте, зависит от ряда факторов, в том числе от изменения морфологии океана, глубины и циркуляции вод. Для примера рассмотрим простую систему хребта с изменяющейся компенсационной глубиной карбоната кальция (рис. 26.3). За некоторый период времени будет наблюдаться сложное переслаивание карбонатных и некарбонатных фаций. Подобным же образом, если плита движет-

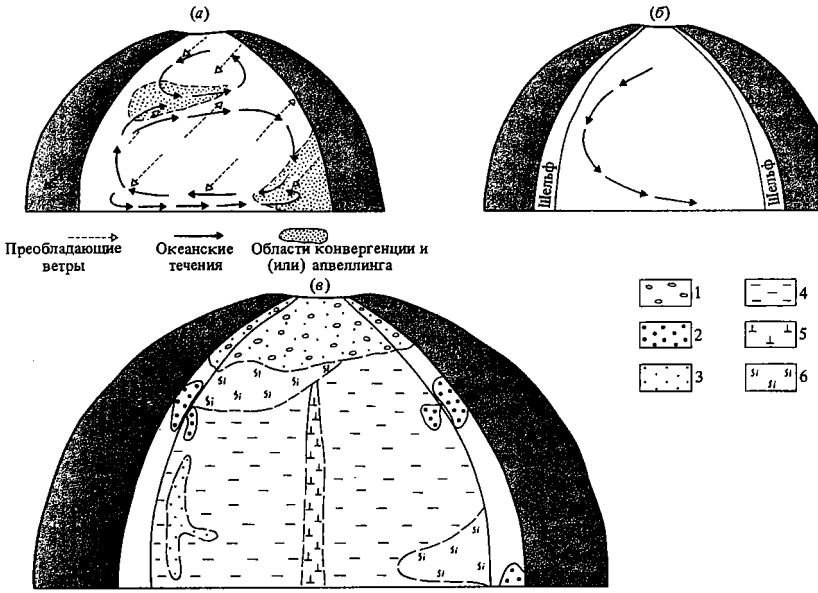


Рис. 26.1. Генерализованные модели океанской циркуляции. *а* – поверхностная циркуляция; *б* – глубинная циркуляция; *в* – распределение осадков. *1* – терригенные ледниковые осадки; *2* – терригенные осадки; *3* – отложения придонных течений; *4* – глубоководные глины; *5* – карбонатные илы; *6* – кремнистые осадки [196].

ся в зоне высокой биологической продуктивности, в накапливающихся осадках может прослеживаться максимум скорости седиментации (рис. 26.4). В океанских бассейнах и на поднятых плато на плоскостях эрозии могут наблюдаться значительные временные перерывы в накоплении осадков. По этой причине в неогеновых биогенных илах вокруг Антарктиды [443] и в южной части Атлантического океана [30] существует много несогласий, обусловленных началом действия системы холодных придонных антарктических течений (см. гл. 24).

Для того чтобы понять историю развития осадочной толщи, залегающей сегодня ниже уровня океанского дна, необходимо сделать палеоокеанографические реконструкции, используя некоторые из принципов, рассмотренных в гл. 24. В замечательном исследовании истории осадконакопления в южной части Атлантического океана ван Андел с соавторами [30] для реконструкции изменяющихся во времени параметров, таких, как пространственное и временно́е распределение литофаций, компенсационная глубина карбоната кальция, биологическая продуктивность поверхностных вод, эрозионные события, использовал данные Проекта глубоководного бурения. На рис. 26.5 показано распределение литофаций в стратиграфическом разрезе. Ранний этап рифтообразования привел к возникновению узкой северной котловины с аптскими эвапоритами, отделенной хребтом от более открытой южной котловины с обычными пелагическими осадками. Позднее, в мезозое и раннем кайнозое, между этими двумя бассейнами и Северной Атлантикой осуществлялась свободная циркуляция поверхностных вод. В раннем и среднем мезозое Южная Атлантика представляла собой самостоятельный океан с терригенной седиментацией и двумя



Рис. 26.2. Главные пелагические океанские фации в координатах глубина – биологическая продуктивность. Основано на распределении осадков на востоке центральной части Тихого океана [70]. КГКК – компенсационная глубина карбоната кальция.

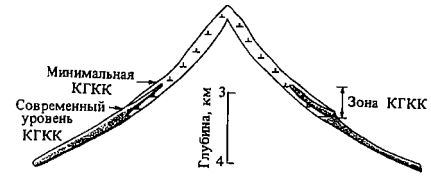


Рис. 26.3. Накопление карбоната кальция на спрединговом хребте при изменении компенсационной глубины [71]. КГКК – компенсационная глубина карбоната кальция.

бескислородными фазами черных аргиллитов в альбе и сантоне. Последующие геологические события связаны с резким кислородным минимумом в промежуточных водах. В кайнозое распределение пелагических фаций контролировалось увеличением ширины и глубины океана и флуктуациями компенсационной глубины карбоната кальция. Например, быстрое увеличение компенсационной глубины карбоната кальция с примерно 3,75 км до 4,75 км за последние 10 млн. лет (рис. 24.3) соответствует заметному расширению области распространения илов на флангах системы срединно-океанических хребтов (рис. 26.5). Начало действия термогалинной циркуляции холодных антарктических придонных вод на границе эоцена и олигоцена 50 млн. лет назад отчетливо заметно по эрозионным явлениям, резкому увеличению компенсационной глубины карбоната кальция (рис. 24.3), а также по формированию кремнистых илов в Аргентинской котловине. Свидетельством существования прибрежного апвеллинга являются верхнемиоценовые отложения на юго-западе Африки, в которых наблюдаются хорошая сохранность сообществ диатомовых и радиолярий, низкие величины отношения численности планктонных фораминифер к бентосным, повышенные содер-

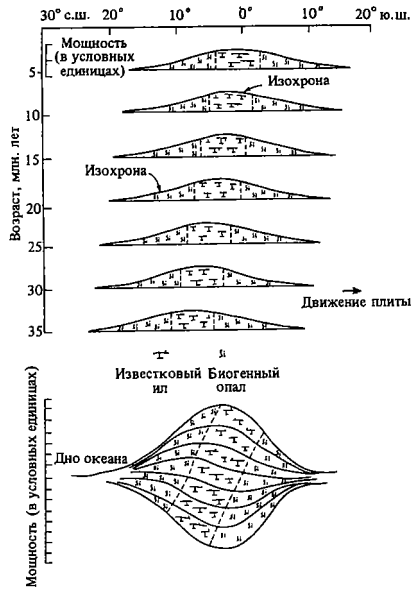


Рис. 26.4. Схематическая модель образования изохрон, распределения фаций и мощностей осадков в пределах продуктивной экваториальной части Тихого океана. Собственно экваториальные фации – циклы карбонат – кремнезем, приэкваториальные фации – кремнистые илы [71].

жания остатков рыб и присутствие фосфоритовых зерен [213].

26в. **Бескислородные океаны и океанские события.** Как отмечалось выше (гл. 24), в океанах могут наблюдаться бескислородные периоды, обусловленные развитием слоев кислородного минимума. В этом случае в местах пересечения слоя кислородного минимума либо с краем океана (рис. 26.6) [819], либо с океанскими плато или континентальными шельфами [704] образуются «бескислородные» осадки (обогащенные органическим веществом черные сланцы).

Единственным примером современного крупного водоема, являющегося на глубине бескислородным, служит Черное море [203]. Глубина Черного моря достигает 2200 м, тогда как граница раздела между содержащими кислород и сероводород водными толщами имеет среднюю глубину около 200 м. Соленость в поверхностном кислородном слое составляет 17,5–19‰, тогда как в остальной части водной толщи – около 22‰. Быстрое тектоническое опускание Черного моря около 300 тыс. лет назад превратило древнее мелководное море-озеро в современное глубокое внутреннее море, связанное с океаном. (Скорость опускания в течение этого времени достигала удивительно высоких значений – до 5 мм в год.) Нижнечетвертичные мелководные отложения (рис. 26.7) представлены «макроленточными» глинами (с толщиной слоев 10–100 мм), эвапоритами, известковыми илами (морским мелом) и битуминозными сланцами, образовавшимися в стратифицированной то пресной, то соленой водной толще в условиях, аналогичных описанным для формации Грин-Ривер, рассмотренной в гл. 16 [204]. Отложения от верхнечетвертичных до современных (рис. 26.7) представлены преимущественно терригенными турбидитами, накопившимися в окислительных условиях, с пятью прослоями сапропеля (черных сланцев) и известкового ила, отмечающими бескислородные условия. Прослои сапропеля имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Содержание органического вещества в них составляет около 10%. Присутствуют хорошо развитые ленточные глины с темными микрослоями, образовавшимися вследствие массовой сезонной гибели планктонных бактерий. Сапропели формировались в течение коротких интервалов (около 5000 лет) в условиях теплого климата, когда последовательные поступления соленых вод из Средиземного моря приводили к подъему уровня плотных соленых вод, который перемещался внутри водной массы. Отложение сапропеля прекращалось при постоянстве поверхности раздела вод с растворенным кислородом и сероводородом, когда развивалась постоянная плотностная стратификация, приводящая к тому, что планктонное сообщество приспосабливалось к новой стабильной среде обитания [204]. Стабильные условия в Черном море сохранялись в течение примерно тысяч лет, при этом на верхний, наиболее молодой слой сапропеля откладывались ленточные (с периодом в один год) кокколитовые илы, формирование которых продолжается и в настоящее время.

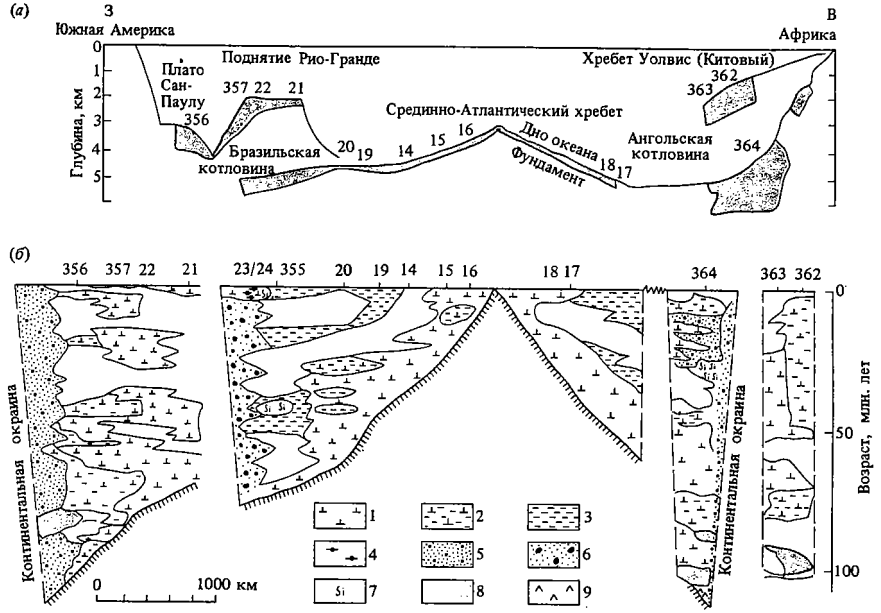


Рис. 26.5. *а* – разрез через Южную Атлантику, показывающий батиметрию и мощности осадков (черное); *б* – стратиграфический разрез через Южную Атлантику, показывающий океанские фации. Пустыми участками обозначены перерывы. *1* – известковый ил; *2* – мергелистый ил; *3* – пелагическая коричневая глина; *4* – цеолиты; *5* – глинисто-алевритовый (терригенный) ил; *6* – турбидиты; *7* – биогенный кремнистый ил; *8* – сапропель – черный сланец; *9* – эвапориты [30].

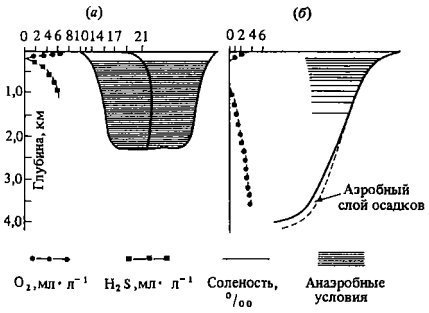


Рис. 26.6. Схематические разрезы аэробно-анаэробных водных масс в Черном море (*а*) и Индийском океане (*б*) [819].

Периодические четвертичные бескислородные события в восточной части Средиземного моря [823] обнаруживают очень любопытную связь с описанными выше событиями в Черном море. Здесь периодические слои сапропеля характеризуются полным отсутствием остатков бентосных микроорганизмов и наличием необычных планктонных фораминифер, среди которых значительная доля приходится на исключительно устойчивые к соленым водам формы. По всей восточной части Средиземного моря отложение сапропелей было синхронным, а наступление бескислородных условий, по-видимому, вызывалось быстрым притоком сюда пресных вод из Черного моря во время межледниковий, когда имел место необычно мощный поверхностный сток с территории Восточной Европы. Поверхностный приток вод с низкой соленостью приводил к формированию поверхностного слоя, который препятствовал проникновению кислорода в глубинные слои водоема. Существовало ли соответствие между поверхностным притоком пре-



Рис. 26.7. Схематический вертикальный разрез осадочной толщи центральной части Черного моря (получен при глубоководном бурении) с предполагаемыми глубинами и возрастами [204].

сных вод из Черного моря и его компенсацией отмеченным выше притоком соленых вод в Черное море из Средиземного – вопрос сложный, остающийся пока без ответа. Тем не менее ясно, что проблема развития бескислородных условий в периферических связанных между собой водоемах представляет огромный интерес.

26г. Сверхсоленые океаны. После рифтообразования молодые океанские бассейны заполнялись морскими водами, поступавшими из существовавших до этого океанов. Слабая циркуляция в этих протоокеанах при подходящем климатическом режиме способствовала формированию эвапоритов [455, 456]. При этом могли образовываться колоссальные по своей мощности эвапоритовые толщи, в особенности галитовые. Например, по данным сейсмических исследований и бурения в краевых частях Красного моря и прилегающей депрессии Данакиль в Эфиопии, мощность миоценовой толщи достигает здесь 3 км. В плиоцене океанская циркуляция активизировалась, что привело к накоплению поверх эвапоритов толщи более обычных пелагических отложений нормальной солености. Как отмечалось выше, эвапориты формировались также в Южной Атлантике на ранних этапах истории ее существования.

Вероятно, наиболее эффектным явлением подобного рода из происходивших в крупных водоемах океанского типа было накопление эвапоритов в западной части Средиземного моря в миоцене [391, 394]. При бурении были вскрыты глубоководные пелагические и гемипелагические океанские осадки, перекрытые толщей ангидритов и галита (рис. 26.8) мощностью до 1500 м. При этом наблюдались отчетливые свидетельства осаждения последней в условиях от мелководных плайевых до субаэральных себховых (трещины усыхания, строматолиты, петельчатая, сетчатая структура). Хсю сделал вывод, что в миоцене после тектонической блокады западного выхода в Атлантику (которому в настоящее время соответствует Гибралтарский пролив) Средиземное море полностью пересохло. Образовалась гигантская глубокая котловина, расположенная более чем на тысячу метров ниже уровня океана, с потоками и реками, глубоко врезавшими свои долины в ее краевые части. Эвапориты перекрывались глубоководными пелагическими и гемипелагическими осадками, которые свидетельствуют о том, что в раннем плиоцене связь Средиземного моря с Атлантическим океаном восстановилась. По оценке Тирштейна и Бергера [820], в миоценовых эвапоритах Средиземного моря содержится около 6%

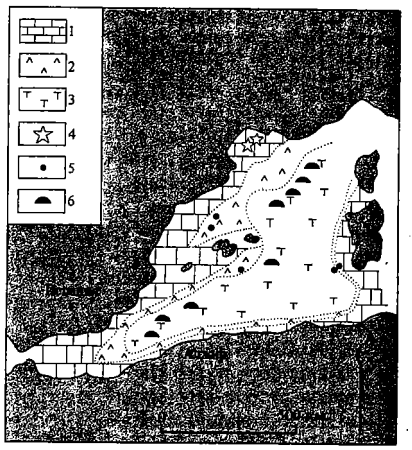


Рис. 26.8. Распределение мессинских эвапоритов в западной части Средиземного моря. *1* – карбонаты; *2* – ангидрит; *3* – галит; *4* – нефтяные скважины; *5* – скважины по Проекту глубоководного бурения; *6* – соляные купола [301].

солей Мирового океана миоценового времени. Такое массовое извлечение солей, по-видимому, влияло на разнообразие планктонной фауны того времени.

26д. Континентальные обнажения древних пелагических фаций. Идентификация пелагических фаций в континентальных обнажениях как истинно океанских зависит от правильной интерпретации ассоциирующихся основных и ультраосновных изверженных пород как остатков океанической коры. Такие древние пелагические океанские фации обычно встречаются как части обдуцированных или субдуцированных офиолитовых комплексов. Одним из наиболее тщательно изученных офиолитовых комплексов является массив Троодос на Кипре – часть бывшего дна океана Тетис. Поверх собственно офиолитов здесь залегают пелагические фации различной мощности (до 800 м) [686, 687, 688]. Непосредственно на неправильной поверхности подушечных лав сохранились обогащенные железом, марганцем и тяжелыми металлами аргиллиты, известные под названием *умбр*. Умбры, по-видимому, образовались на активных спрединговых хребтах или вблизи них вследствие выщелачивания металлов циркулировавшей морской водой из подушечных лав и базальтов конвекционных ячеек, а также за счет ювенильных флюидов. Современные аналоги умбр встречаются на Восточно-Тихоокеанском поднятии, хребте Карлсберг и Срединно-Атлантическом хребте. Поверх умбр залегают радиоляриевые кремни и аргиллиты, переходящие вверх по разрезу в отложения мела с прослоями кремней или без них. Эти пелагические фации являются представителями отложений, обычно накапливающихся выше компенсационной глубины карбоната кальция. Они содержат большое количество переотложенных фрагментов мела (видимо, из подводных подпруживающих хребтов); последние являются участками преимущественного образования кремней.

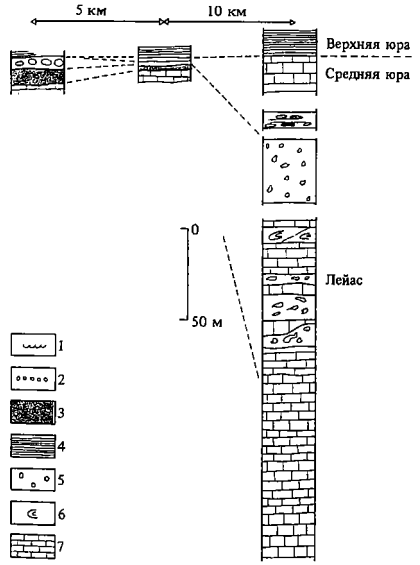


Рис. 26.9. Стратиграфические разрезы одновозрастных неконденсированных и конденсированных юрских пелагических последовательностей в восточных Альпах Австрии. *1* – железомарганцевые корки; *2* – нодулярный известняк, сцементированный яснокристаллическим кальцитом; *3* – красные известняки; *4* – радиоляриты; *5* – аргиллиты с галькой и осадки с вторичной текстурой; *6* – оползневые горизонты; *7* – серые известняки с кремнями [80].

Хорошие примеры турбидитных прослоев радиоляриевых кремней, образовавшихся, по-видимому, на хребте, встречаются в горах Отрис в Центральной Греции [612]. В то же время в кремневых прослоях ордовикских офиолитов Баллантрэ на юге Шотландии наблюдаются складки деформации тонкодисперсных пластичных осадков [89]. Эти складки, возможно, связаны с древним оползанием и формированием меланжа.

Установление «конденсированных»[1] пелагических карбонатов, кремней и мергелей, перекрывающих мелководные карбонатные платформы багамского типа, располагавшиеся в позднем триасе – юре в океане Тетис в Европе и обнажающиеся ныне в Альпийской серии, позволило Бернулли и Дженкинсу [79] говорить о важном региональном

[1] Термин condensed означает не только «уплотненные», литифицированные отложения, но чаще характеризует «конденсированное» осадконакопление, когда скорость седиментации мала, что приводит к образованию маломощного, но стратиграфически полного и непрерывного разреза. Соответственно термин expended переведен не как «разуплотненные», а как «неконденсированные» отложения. – *Прим. ред.*

режиме растяжения, связанном с раскрытием Атлантики и опусканием европейских альпийских шельфов. Процессы сбрасывания и дифференциального опускания затрагивали многие карбонатные платформы (рис. 26.10) и приводили к образованию бассейнов с подводными горами. На дне этих бассейнов отлагались одновозрастные конденсированные и неконденсированные пласты (рис. 26.9). Для конденсированных фаций характерны скорости отложения 0,0005–0,007 мм · год $^{-1}$ (ср. с рассмотренными выше скоростями накопления красных глубоководных глин). Они частично состоят из обогащенных аммонитами красных биомикритовых известняков и железомарганцевых корок. Более мощные неконденсированные отложения включают радиоляриты и пелагические известняки, окрашенные в цвета от серого до белого. Оползневые и турбидитные пласты встречаются в окраинных частях бассейнов. Здесь как в пелагических фациях, так и в подстилающих карбонатах платформ наблюдаются многочисленные признаки трещинообразования и заполнения трещин. Современные океанские хардграунды эрозионного происхождения с железомарганцевыми корками и трещинами, аналогичные описанным выше, были недавно обнаружены на хребте Карнеги в восточной части Тихого океана [533]. Здесь эрозионные поверхности образовались под действием глубинных океанских течений, а также в результате растворения.

Фации, почти идентичные рассмотренным выше мезозойским фациям бассейнов с подводными горами, встречаются в верхней части палеозойской Рено-Герцинской зоны юго-западной Англии и ФРГ [831, 832].

Следует упомянуть о встречаемости пелагических фаций, залегающих в пределах континентальных шельфов. Лучшим приме-

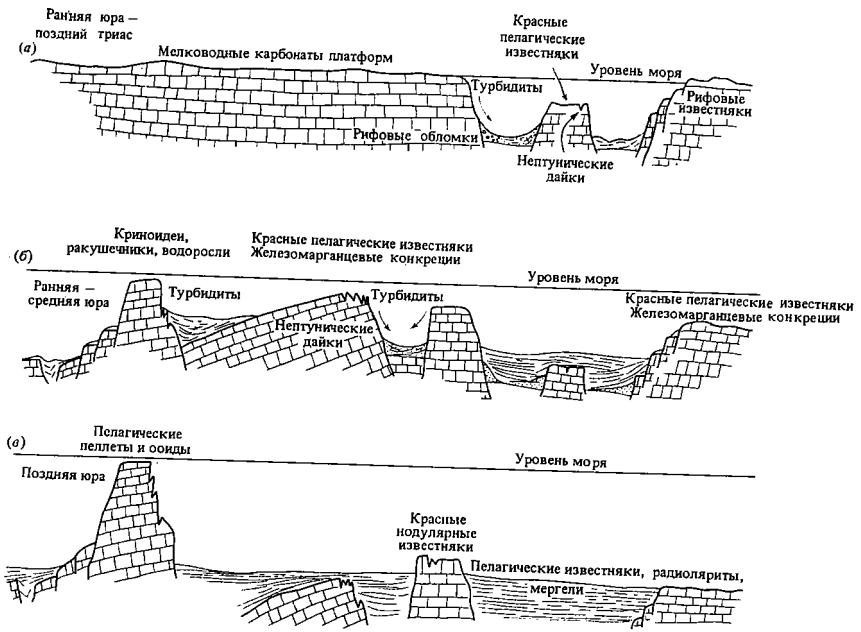


Рис. 26.10. Эволюция континентальной окраины океана Тетис в раннем мезозое. Обратите внимание на возросшую фрагментарность и разрушение мелководной карбонатной платформы в процессе сбросообразования и частичного опускания [80].

ром здесь могут служить меловые отложения мелового возраста в Северной Америке, Северо-Западной Европе и на Среднем Востоке. Во время крупнейшей всемирной трансгрессии в сеномане были затоплены обширные пространства континентальных шельфов и прибрежных равнин Мирового океана. Будучи лишено привноса терригенного материала, меловое море стало высокопродуктивным, с процветающей кокколитовой популяцией в фотической зоне. Популяция привела к скоростям осадконакопления порядка 0,01–0,05 мм · год $^{-1}$. Эти скорости сравнимы с наблюдаемыми в настоящее время скоростями накопления фораминиферовых илов экваториальной части Тихого океана с высокой биологической продуктивностью поверхностных вод. Источник питательных веществ, поддерживающий столь высокие скорости отложения на дне планктонной биомассы, неизвестен, однако величина биологической продуктивности подразумевает более активную циркуляцию вод мелового моря, чем обычно представляют [286]. Почти во всех разрезах меловых отложений известны крупные перерывы. Последние представляют собой почти конседиментационно литифицированные поверхности типа хардграундов (см. гл. 29). Они имеют свои собственные экологические группы сверлящих и цементирующих организмов и могут содержать глауконит и фосфатные конкреции.

К возникновению на шельфах бескислородных условий могут также приводить трансгрессии (рис. 26.11).

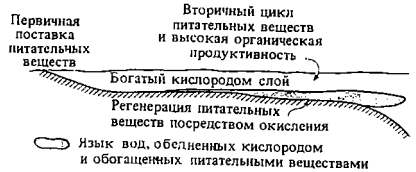


Рис. 26.11. Возможное образование бескислородной водной массы после шельфовой трансгрессии вследствие окисления большого количества органического вещества, накопившегося на шельфе ниже уровня турбулентного перемешивания. Следствием этого может быть формирование черных сланцев, перекрывающих «нормальные» шельфовые фации [424].

26е. Выводы. Океанские пелагические осадки представлены красными глубоководными глинами (с железомарганцевыми конкрециями) (гл. 30), карбонатными и кремнистыми биогенными илами. Вертикальные последовательности океанских фаций зависят от ряда факторов, включая морфологию океана, его глубину и циркуляцию вод. Разрезы океанских фаций являются «летописями» событий геологической истории любого океанского бассейна, когда их изучают совместно с данными по палеоскоростям спрединга и палеобатиметрии. К «ненормальным» событиям в океанах относят развитие сверхсолености, приводящей к формированию на дне океана эвапоритовых свит (солевых исполинов), а также к возникновению дефицита кислорода, что приводит к широкому отложению обогащенных органическим веществом «черных сланцев».

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Древние и современные пелагические океанские осадки описаны Дженкинсом [423]. Много интересных статей можно найти в книге под редакцией Хсю и Дженкинса [393]. Наилучшей иллюстрацией использования данных изучения кернов глубоководного бурения при реконструкции геологической истории океана является работа ван Андела и др. [30]. Яркое описание пересыхания Средиземного моря в миоцене дано в статье Хсю [391].

8 Диагенез: преобразование осадка в породу

Отец твой спит на дне морском,
Он тиною затянут,
И станет плоть его песком,
Кораллом кости станут.
Он не исчезнет, будет он
Лишь в дивной форме воплощен.

В. Шекспир. Буря, из песни Ариэля (пер. Мих. Донского)

Фото 8. Общий вид и вид близ кромки воды современного отлогого берега в районе восточной области Кпоне в Гане; виден бичрок, перекрывающий сцементированный плейстоценовый эолианит (прибрежную дюну). Эолианит (возраст 4000–4500 лет) содержит спаритовый кальцитовый цемент, характерный для метеорной вадозной и фреатической обстановок. Цементация происходила в линзах пресной воды внутри дюны. Затем эолианит обнажился, в нем образовались углубления, он подвергся действию абразии, а также обрастанию морскими организмами при прибрежной трансгрессии. Позднее, в течение последних 1200 лет, во время фазы размывания берега поверхность (см. нижний снимок) была покрыта пляжевыми песками и галькой. Осадки отлогого берега в течение этого времени литифицировались и образовали бичрок с микритовым и игольчатым арагонитовым покровным цементом, который в некоторых порах эолианита перекрывает более древний пресноводный кальцитовый цемент. (Фотографии и описание М. Р. Талбота.)



Тема. До сравнительно недавнего времени диагенез был самостоятельным разделом седиментологии; обобщения, касающиеся диагенеза, были основаны на данных микроскопических и рентгеновских исследований. Однако развитие современных методов изучения диагенеза в течение последних 25 лет прочно утвердило его в качестве центрального объекта внимания седиментологов. Диагенетические исследования касаются *всех* аспектов седиментологии, и вполне естественно, что данная книга должна заканчиваться рассмотрением диагенеза. Будучи однажды отложенными, зерна осадка в процессе захоронения подвергаются изменениям по мере того, как поровые воды постепенно удаляются из области их накопления. Повышенные температуры и давления обусловливают движение пластовых вод в сторону меньших потенциалов. Зерна осадка растворяются, из раствора в виде цемента выпадают новые минералы; при захоронении илы уплотняются, их минеральный состав подвергается изменениям. Органическое вещество при преобразовании из тканей до углеводородов также претерпевает химические изменения. Постепенно осадок превращается в породу. Исследование пород, отобранных на обнажениях или из кернов буровых скважин, дает возможность распознавать эти диагенетические изменения. Наряду с фациальным анализом существует и диагенетический анализ.

Таким образом, все подходы к седиментологии дают возможность седиментологу проследить «путешествие» песчаной частицы или обломка раковины от источника до места отложения и далее, под землю, во время захоронения и опускания и вновь наверх – во время воздымания. Все аспекты диагенеза настолько взаимосвязаны, что требуют от исследователя не только глубоких знаний, но и широкого кругозора.

27 Диагенез: общие вопросы

27а. Определения. Преобразования накапливающегося осадка в породу представляет собой сложный процесс. *Диагенезом* называют совокупность многих химических и физических процессов, которые воздействуют на осадочные зерна ниже поверхности осадка. Под *гальмиролизом* подразумевается более ограниченный круг химических преобразований на границе раздела осадок/вода. В конечном итоге при увеличении температуры и давления диагенетические изменения уступают место процессам метаморфической перекристаллизации; однако четкая граница между этими двумя группами процессов отсутствует (рис. 27.1).

Путей, по которым идет диагенез, много, и они варьируют в зависимости от первоначального состава осадка и размеров частиц, среды отложения, температуры и давления при захоронении, а также глубины захоронения. В процессе диагенеза водонасыщенные пористые осадки переходят в плотные образования из наиболее устойчивых частиц, сцементированных вновь образованными диагенетическими минералами: происходит литификация и превраще-

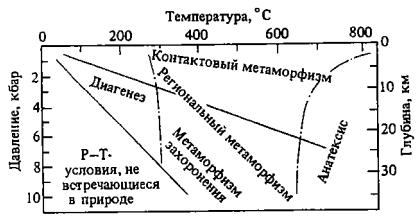


Рис. 27.1. Положение области диагенеза относительно областей метаморфизма и анатексиса [635].

ние осадка в породу. Обычно диагенез сопровождается обильным выделением воды, переносимой из уплотняющихся илов в более пористые слои осадков. Этими водами через поры переносятся также и ионы. Если где-либо осуществляется локальное образование минералов из раствора, то в это время его можно установить по составу поровых вод. Из сказанного можно сделать вывод, что диагенетические минеральные реакции происходят преимущественно в условиях открытой системы.

27б. Глубинные давления и температуры. За ход диагенетических реакций, включающих как растворение минералов, так и их образование, ответственны повышенные температуры и давления в глубинах Земли. При рассмотрении давлений, вызываемых в осадочных отложениях вышележащими слоями, можно различать *общее давление* и *поровое давление*.

Среднее общее давление, оказываемое вышележащими отложениями на контактах зерен в расчете на единицу площади, определяется по формуле

$$P_b = \sigma_{bw} \cdot gh, \qquad (27.1)$$

где σ_{bw} – общая плотность влажного осадка; h – мощность осадочной толщи над данным местом; g – ускорение свободного падения. Общая плотность влажного осадка, представляющая собой сумму парциальных плотностей «чистой» воды ρ и «чистого» осадка σ, определяется по формуле

$$\sigma_{bw} = p\rho + (1 - p)\sigma, \qquad (27.2)$$

где p – пористость. Обычно допускают, что P_b с глубиной увеличивается линейно (при использовании средней величины общей плотности влажного осадка), однако пористость, а поэтому и общая плотность влажного осадка с глубиной изменяются в зависимости от степени его спрессованности. Для такого расчета давления на глубине h_2 от поверхности (h_0) необходимо вычислить значение интеграла

$$P = g \int_{h_2}^{h_0} \sigma_{bw}\, dh. \qquad (27.3)$$

Поровое (или интерстициальное) давление P_p может рассматриваться как давление, оказываемое вышележащими слоями на флюиды, заполняющие поры породы, в расчете на единицу площади. Когда поры не связаны между собой, что обычно наблюдается в плотных аргиллитах или сланцах, P_p просто равно общему давлению вышележащих слоев P_b, и его изменение с глубиной пропорционально среднему значению градиента *геостатического* давления (рис. 27.2). Однако, когда поры сообщаются с поверхностью (несмотря на извилистость путей сообщения), P_p в любой из пор называют *гидростатическим* давлением (рис. 27.2), которое просто равно весу столба воды над осадком:

$$P_p = \rho gh. \qquad (27.4)$$

Изменение гидростатического порового давления с глубиной линейно (если прене-

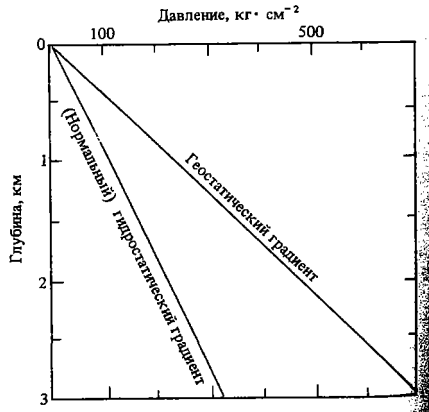


Рис. 27.2. Градиенты гидростатического и ге статического давления [148].

бречь влиянием на плотность воды температуры, давления и растворенных солей), и оно определяет средний градиент гидростатического давления.

На рис. 27.2 показано, что значения P_p и P_b (определяющие соответственно гидростатический и геостатический градиенты) ограничивают величины давлений под поверхностью осадка (породы). Величины этих двух давлений являются важным фактором, контролирующим скорости растворения под действием избыточного давления (разд. 27ж), а также пути миграции поровой жидкости (разд. 27е; гл. 13).

Конвективный перенос радиоактивного тепла от астеносферы Земли в верхние слои литосферы осуществляется главным образом *теплопроводностью*. В пористых и проницаемых водонасыщенных породах, находящихся в областях высоких тепловых потоков близ таких источников магмы, как вулканические магматические камеры и срединно-океанические хребты, может также наблюдаться дополнительная *конвекция* в верхних слоях. Измерения температуры в глубоких скважинах, пробуренных в непроницаемых породах глубже уровня сезонных колебаний температур ($h \gtrsim 300$ м), дали возможность определить температурные градиенты. Для континентальных областей типичные значения градиентов находятся в пределах 20–30°С · км$^{-1}$.

27в. Применение петрографии при изучении диагенеза. Основной раздел науки о диагенезе – определение и описание структур и минеральных образований, возникающих под действием химических и физических процессов. Вероятно, единственным наиболее важным аспектом является распознавание истинно *цементирующих* продуктов, где под термином «цемент» подразумеваются кристаллы, растущие на поверхности частиц и заполняющие свободное пространство между ними [64]. Цементирующие минералы, таким образом, представляют собой минералы, вновь образованные из ионов поровых растворов. Их называют *аутигенными*. Существует много цементирующих минералов, однако к наиболее важным из них относятся *кальцит*, *доломит*, *кварц* и *глинистые минералы*. Присутствуя в порах осадка или породы в виде истинного цемента, эти минералы могли бы проявить некоторые или все из следующих черт, которые отличают цементирующие продукты от первоначально отложенных или продуктов перекристаллизации [64]:

а) кристаллы встречаются в поровом пространстве между твердыми зернами отложенного осадка или внутри пустотелых ископаемых;

б) кристаллы растут перпендикулярно поверхностям зерен;

в) в случае если цемент не полностью заполняет поры или имеет вид колец на их стенках, кристаллы имеют хорошо выраженную форму;

г) когда цементирующие кристаллы целиком заполняют поровое пространство, на некотором расстоянии от стенки поры они обычно увеличиваются в размере;

д) поскольку кристаллы цемента растут, конкурируя друг с другом, межкристаллические границы имеют компромиссную, т. е. не собственно кристаллографическую, природу и плоские поверхности раздела;

е) во многих случаях при срастании трех кристаллов один из трех углов равен примерно 180°;

ж) могут существовать две или больше генераций цемента, заполняющих поровое пространство, поэтому порядок осаждения может быть установлен при помощи принципа суперпозиции: генерация цемента, ближайшая к стенкам поры, является самой древней.

Одна из наиболее сложных задач для петрографа-осадочника заключается в правильной идентификации продуктов перекристаллизации и необходимости отличать их от цемента [60, 267]. Особенно это важно при изучении известняков. Эта проблема рассматривается в гл. 29.

Для определения продуктов диагенеза могут использоваться как оптические, так и сканирующие электронные микроскопы. Применение сканирующих электронных микроскопов очень важно при исследованиях цементации глинистыми минералами в песчаниках. Это обусловлено тем, что часто, используя традиционный оптический микроскоп, мельчайшие кристаллы глинистых минералов трудно выделить, и они могут быть разрушены в процессе подготовки препарата. Современная аналитическая техника

с использованием электронного микрозонда позволяет проводить одновременные измерения морфологии и состава.

27г. Применение стабильных изотопов в исследовании диагенеза. Изотопы данного элемента имеют одинаковый заряд ядра (т. е. тот же атомный номер), но разную атомную массу вследствие неодинакового числа нейтронов в ядрах. Наиболее известны изотопы, ядра которых претерпевают спонтанный распад, приводящий к образованию более стабильных ядер и вызывающий эмиссию частиц и лучей. Однако в природе существует много стабильных изотопов, относительная распространенность которых в химических и биохимических системах мало варьирует вследствие общего характера и условий протекающих химических реакций. Например, кислород имеет три изотопа: ^{16}O, ^{17}O и ^{18}O; их соотношение (в процентах) в атмосфере составляет соответственно 99,759 : 0,0374 : 0,2039 [244]. В природе отношение $^{18}O : {}^{16}O$ фактически колеблется в пределах около 10‰. Это происходит вследствие различий в химических свойствах соединений, которые содержат ^{18}O и ^{16}O, например $H_2{}^{16}O$ и $H_2{}^{18}O$. Влияние величины атомных масс на термодинамические свойства невелико, но существенно.

Изотопный анализ минералов и пород представляет собой очень ценный метод интерпретации условий их формирования и последующего изменения. При изучении осадочных процессов обычно используют отношения $^{13}C : {}^{12}C$ и $^{18}O : {}^{16}O$. В обоих случаях нас не столько интересуют абсолютные количества изотопов или их действительные отношения, сколько величины отношений в сравнении с отношениями для какого-нибудь стандартного образца. Такое сравнение делается в единицах δ; например, для стабильных изотопов углерода

$$\delta^{13}C(‰) = \frac{{}^{13}C/{}^{12}C(\text{обр.}) - {}^{13}C/{}^{12}C(\text{ст.})}{{}^{13}C/{}^{12}C(\text{ст.})} \times 10^3.$$

Так же рассчитывается и $\delta^{18}O$. Следует заметить, что при обогащении тяжелым изотопом величина δ имеет положительное значение, а при обогащении легким изотопом отрицательное. 1%-ное обогащение изотопом ^{13}C соответствует значению $\delta^{13}C$, равному + 10‰. Обычно при анализе карбонатных пород и минералов как для изотопов углерода, так и для изотопов кислорода в качестве стандарта используют PDB. Этот стандарт был приготовлен из морского белемнита мелового возраста из формации Пиди. Его изотопный состав по определению следующий: $\delta^{13}C = 0$ и $\delta^{18}O = 0$. Для воды и других минералов, содержащих кислород, используется стандарт средней океанской воды SMOW. Величина $\delta^{18}O$ SMOW равна − 30,8‰ по шкале PDB; коэффициент пересчета между этими двумя стандартами

$$\delta^{18}O\ \text{SMOW} = 1{,}031\delta^{18}O\ \text{PDB} + 30{,}8. \quad (27.5)$$

Рассмотрим вкратце принцип интерпретации величин отношений стабильных изотопов кислорода и углерода в осадочных породах и минералах с особым упором на карбонат кальция. Некоторые из обсуждаемых ниже моментов приведены на рис. 27.3 и 27.4.

Изотопный состав кислорода карбоната кальция, осажденного из природных вод, зависит от состава водной фазы и температуры. Поведение изотопов в природных водах определяется тем, что $H_2{}^{16}O$ обладает большей летучестью по сравнению с более



Рис. 27.3. Факторы, контролирующие изотопный состав кислорода в природных водах. Температурная шкала основана на данных по $\delta^{18}O_{PDB}$ (показанных внизу) карбонатов, осажденных из морской воды с $\delta^{18}O_{SMOW} = 0$ (среднее для морской воды) [399].

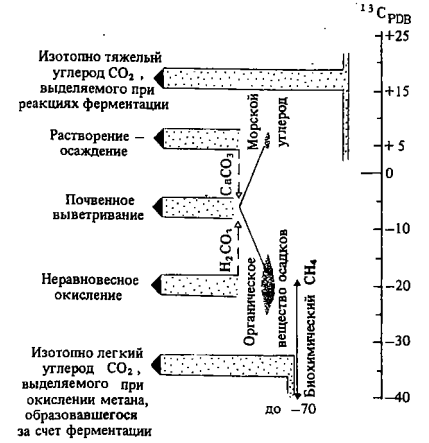


Рис. 27.4. Факторы, контролирующие изотопный состав углерода $CaCO_3$, осажденного из природных вод ([399], с исправлениями автора).

тяжелой $H_2{}^{18}O$. В настоящее время изотопный состав морской воды колеблется в довольно узких пределах, однако для экстраполяции его в прошлые неледниковые эпохи надо ввести небольшую поправку (~ 1‰) для того, чтобы учесть объем изотопно легкой воды, находящейся в форме льда. Дождевая вода, образующаяся вследствие испарения морской воды, обеднена ^{18}O тем значительнее, чем больше географическая широта или высота местности, и поэтому в целом имеет отрицательные величины $\delta^{18}O$, т. е. состав, сходный с приповерхностными грунтовыми водами, источником которых является дождевая вода. И наоборот, рассолы, образующиеся при испарении морской воды, обогащены ^{18}O и поэтому имеют положительное значение $\delta^{18}O$. Глубинные пластовые воды (разд. 27з) претерпели наиболее сложные изменения с момента их погребения в отложившихся осадках в виде морской воды. Их изотопный состав может варьировать в широких пределах.

$CaCO_3$ обогащен ^{18}O относительно воды, из которой он выпадает в осадок. Степень обогащения находится в обратной зависимости от температуры. Это дает возможность построить палеотемпературную шкалу для морских карбонатов, а также означает, что увеличение температуры, являющееся следствием погребения, приводит к уменьшению величины $\delta^{18}O$ позднедиагенетических карбонатов (гл. 29).

Процессы биохимического фракционирования, включая фотосинтез, являются главными факторами, контролирующими величины отношения изотопов углерода и отклонение величин $\delta^{13}C$ от нулевого значения стандарта морского карбоната кальция PDB. Атмосферный CO_2 имеет величину $\delta^{13}C$, равную − 7‰, однако отношение $^{13}C : {}^{12}C$ в растениях приблизительно на 2% меньше, чем в атмосфере, из-за более частых столкновений между фотосинтезирующими системами и более высокоэнергетичными молекулами $^{12}CO_2$ по сравнению с молекулами $^{13}CO_2$. Поэтому органический углерод является изотопно легким; среднее значение $\delta^{13}C$ для реакций на суше составляет около − 24‰. Реакции между таким легким углеродом, находящимся в кислотах органического происхождения, и морскими карбонатами будут давать осадки изотопно легкого карбоната кальция, подобного тому, который встречается в почвенных и морских известняках, прошедших стадию диагенеза в пресноводной зоне (рис. 27.5). Таким образом,

$$\underset{\text{морской}}{CaCO_3} + \underset{\substack{CO_2\ \text{органического}\\ \text{происхождения}}}{H_2CO_3} \rightarrow Ca(HCO_3)_2, \quad (27.6)$$

$$\delta^{13}C \approx 0,\ \delta^{13}C \approx -24,\ \delta^{13}C \approx -12.$$

Дальнейшее взаимодействие $Ca(HCO_3)_2$ с углекислым газом, образующимся в почвах, приводит к величине $\delta^{13}C$, равной − 24‰, взаимодействие с атмосферным углекислым газом − к величине $\delta^{13}C$, равной − 9‰.

Очень легкий углерод с величиной $\delta^{13}C$ до − 80‰ образуется в метане (CH_4), являющемся продуктом анаэробного *бактериального брожения* (ферментации) органического вещества в болотах или образующемся в богатых органическим веществом илах морских мелководий. Окисление этого метана высвобождает легкий углерод, который затем используется для построения кристаллических решеток карбоната кальция. С другой стороны, после реакции бро-

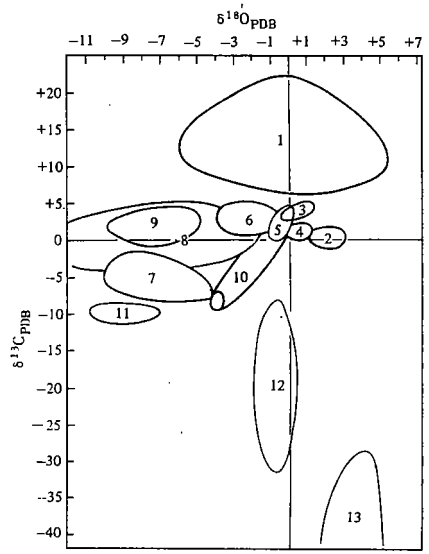


Рис. 27.5. Вариации изотопного состава углерода и кислорода карбоната кальция осадков, пород и цементов. *1* – цемент с изотопно тяжелым углеродом; *2* – глубинные известняки; *3* – мелководный цемент; *4* – биогенный ил; *5* – карбонатный осадок; *6* – мел; *7* – пресноводные известняки; *8* – морские известняки; *9* – поздний цемент; *10* – плейстоценовые известняки (Бермуды); *11* – кальциты почв (Европа); *12* – раннедиагенетические конкреции; *13* – цемент, образовавшийся за счет метана [399].

жения остается тяжелый бикарбонат. Поэтому осаждающийся в дальнейшем карбонат обогащается тяжелым изотопом углерода [184].

Рассмотренные выше и на рис. 27.3 и 27.5 различные варианты дают ценнейшие критерии для определения мест протекания процессов диагенетического осаждения (дальнейшее рассмотрение этих вопросов дается в гл. 28 и 29).

При исследовании стабильных изотопов возникают следующие проблемы: а) неизвестна степень посткристаллизационной диффузии ионов отдельных изотопов (обычно ею пренебрегают); б) интерпретация отдельных промежуточных минеральных реакций при наличии результатов анализа породы в целом (эта проблема решается в последних исследованиях посредством выделения мономинеральных фракций; см. [212]); в) неопределенность изотопного состава домезозойских океанов (проблема неразрешима).

27д. Применение фазовых диаграмм Eh – pH при изучении диагенеза. В гл. 1 уже вкратце давались общие представления о Eh – pH-диаграммах. Нанесение на такие диаграммы полей устойчивости различных минералов и растворенных ионных фаз дает ценную информацию для понимания стабильности диагенетических и собственно осадочных минералов [292]. Для любой окислительно-восстановительной системы может быть написана следующая реакция:

восстановленное состояние = окисленное состояние + n электронов.

Величина Eh реакции может быть рассчитана при помощи уравнения Нернста. Например, если рассматривается устойчивость воды при температуре 25°C и давлении 1 атм:

$$2H_2O = 2H_2 + O_2, \qquad (27.7)$$

то это уравнение можно написать на уровне ионов водорода и (или) электронов в виде

$$2H_2O = O_2 + 4H^+_{\text{водн}} + 4e^-. \qquad (27.8)$$

Отсюда на основании уравнения Нернста для равновесия между водой и кислородом при парциальном давлении 1 атм получается соотношение

$$Eh = 1{,}23 - 0{,}059\ pH. \qquad (27.9)$$

На Eh – pH-диаграмме равновесию соответствует прямая линия, имеющая наклон – 0,059 В на единицу pH и отсекающая на оси Eh = + 1,23 В (рис. 27.6, *а*).

В качестве других примеров построения фазовых диаграмм Eh – pH рассмотрим устойчивость железа, магнетита и гематита в присутствии воды при температуре 25°C и общем давлении 1 атм.

Для элементарного железа

$$\underset{\text{железо}}{3Fe} + 4H_2O = \underset{\text{магнетит}}{Fe_3O_4} + 8H^+ + 8e^-, \qquad (27.10)$$

$$Eh = -0{,}084 - 0{,}059pH; \qquad (27.11)$$

для магнетита

$$\underset{\text{магнетит}}{2Fe_3O_4} + H_2O = \underset{\text{гематит}}{3Fe_2O_3} + 2H^+ + 2e^-, \qquad (27.12)$$

$$Eh = -0{,}221 - 0{,}059pH. \qquad (27.13)$$

Обе линии, определяемые уравнениями (27.11) и (27.13), нанесены на рис. 27.6, *а*. Итак, мы определили поля устойчивости воды, гематита + вода и магнетита + вода в виде функций значений pH и Eh. Отметим, что граница между полями устойчивости элементарного железа и магнетита располагается ниже границы устойчивости воды при парциальном давлении водорода 1 атм. Это означает, что указанная реакция в присутствии воды не может быть устойчивой, т. е. в присутствии воды при сохранении равновесия устойчивость железа не может быть достигнута.

Теперь очень важно понять, что рис. 27.6, *а* в дальнейшем будет малоприменим без знания предельного состояния, до которого разные растворенные ионы железа могут существовать в равновесии с различными твердыми минеральными фазами, такими, как магнетит и гематит. Если активность растворенных ионов при равновесии с данной твердой фазой меньше 10^{-6}, то в этих условиях твердая фаза будет вести себя как устойчивый компонент [292]. Это значение справедливо для вод на границе раздела осадок – вода или выше нее, однако, поскольку в иловых водах ниже границы раздела активности катионов поддерживаются на значительно более высоких уровнях, диагенетическим системам будет больше соответствовать значение 10^{-3} [186]. Рассмотрим вкратце равновесие иона Fe^{3+} с гематитом:

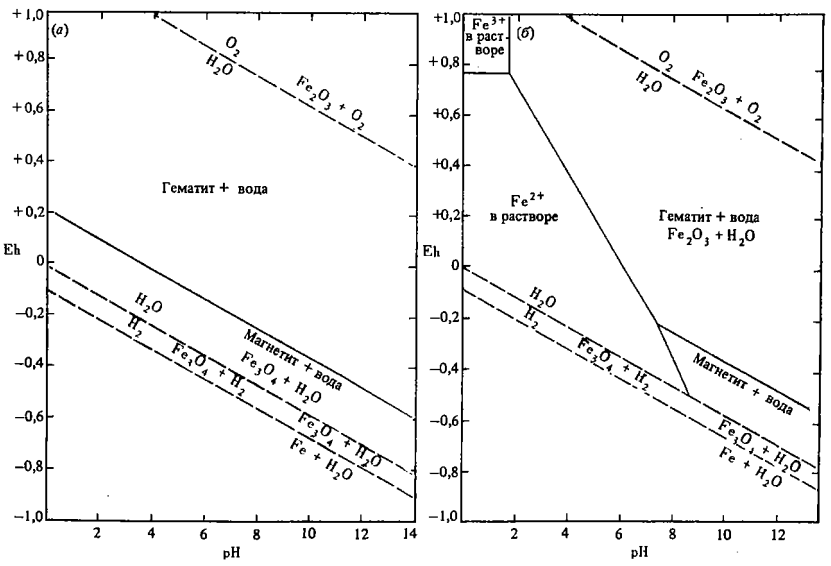
$$\underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + 6H^+_{\text{водн}} = 2Fe^{3+} + 3H_2O. \qquad (27.14)$$

Константа равновесия для этой реакции может быть определена по термодинамическим данным, которые в конечном счете дают зависимость

$$\lg[Fe^{3+}] = -0{,}72 - 3pH. \qquad (27.15)$$

Таким образом, в случае равновесия с гематитом логарифм активности иона Fe^{3+} является линейной функцией только аргумента pH, и граница поля устойчивости Fe^{3+} на рис. 27.6, *б* будет параллельна оси ординат.

Рис. 27.6. *а, б* – Eh – pH-диаграммы, построенные для системы $Fe^{2+} - Fe^{3+} - H_2O$; объяснения см. в тексте [292].



Сходные расчеты для равновесия иона Fe^{2+} с гематитом и магнетитом (в которых получается, что в уравнении, подобном (27.15), Eh также переменно) дают такие фазовые диаграммы Eh–pH, как приведенная на рис. 27.6, *б*, на которой определены поля устойчивости растворенных и твердых фаз. Хотя здесь не рассматриваются детали (см. гл. 30), отметим небольшое поле устойчивости Fe^{3+} и большие поля устойчивости Fe^{2+} и гематита. Однако проведенные расчеты недостаточно удовлетворительны для окончательного установления фазовых границ и полей устойчивости минералов. Это обусловлено тем, что при расчетах совершенно не учитывалось присутствие двух распространенных и важных анионов – HS^- и HCO_3^-. Действие этих двух анионов будет оказывать дополнительное влияние на диагенетические минералы, присутствие которых можно предполагать [186]. Для большей определенности отметим, что присутствие этих анионов способствует устойчивости соответственно пирита и сидерита (см. гл. 30).

Что касается типичных значений Eh и pH в водах водоемов и поровых водах, то в целом можно сказать, что воды морей обычно являются слабощелочными и характеризуются положительными значениями Eh. В то же время поровые воды близки к нейтральным и характеризуются отрицательными значениями Eh. Разница в величинах Eh особенно важна для понимания характера диагенетических реакций, поскольку ионы и твердые частицы, высвобождающиеся при выветривании в окислительной обстановке, а также образующиеся в морской воде или на границе раздела осадок – вода, по мере отложения почти неизбежно должны быть восстановлены.

В заключение можно сказать, что устойчивость природных диагенетических минералов зависит не только от величин Eh и pH, как подразумевается основным видом фазовой диаграммы, но и от воздействия присутствующих в среде диагенеза растворенных ионов HS^-, HCO_3^-, а также катионов металлов.

27е. Уплотнение и миграция вод. Уплотнение отложенных осадков представляет собой преимущественно механический процесс, контролируемый давлением. Этот процесс приводит к тому, что со временем центры вышележащих и нижележащих частиц становятся ближе друг к другу. В действительности осадок подвергается чистой деформации под действием приложенного давления. Уплотнение приводит к уменьшению пористости, проницаемости и электрической проводимости и увеличению общей плотности и скорости распространения сейсмических волн. Тонкодисперсные осадки, содержащие органическое вещество и глинистые минералы, уплотняются в наибольшей степени, грубозернистые осадки – в наименьшей. Уплотнение всегда сопровождается выжиманием воды. Эта вода играет важную роль в переносе ионов и органических молекул из «донорных» аргиллитов или известковисто-аргиллитовых пластов в «акцепторные» слои песчаников или известковистых песчаников.

В кернах, полученных при бурении тонких кластических осадков, было проведено большое количество измерений величины изменения пористости с глубиной (рис. 27.7). Хотя и наблюдается значительный разброс кривых, полученных разными исследователями, общая направленность изменения экспоненциальна и может быть описана аналогично скорости радиоактивного распада в виде уравнения

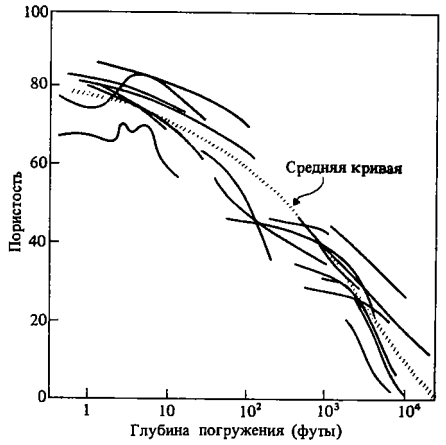


Рис. 27.7. Соотношения пористости и глубины, определенные в ряде осадочных толщ; наложена средняя кривая Болдуина [52].

$$P = P_0 e^{-cy}, \qquad (27.16)$$

где P – пористость на глубине y; P_0 – пористость на поверхности ($y = 0$); c – константа. Средняя кривая зависимости пористости от глубины, приведенная на рис. 27.7, может быть описана полиномом [122]

$$P = 0{,}78 - 0{,}043 \ln(y+1) - 0{,}0054 [\ln(y+1)]^2. \qquad (27.17)$$

Эта связь, вероятно, также применима к тонким карбонатным осадкам, поскольку при лабораторных экспериментах установлено, что скорости их уплотнения сходны со скоростями уплотнения кластических глин. Однако при исследовании природных образцов могут возникнуть осложнения, поскольку ранняя литификация карбонатных илов (гл. 29) будет сдерживать уплотнение.

Геолог должен помнить, что в последовательности переслаивающихся аргиллитов и песчаников, которые он наблюдает в стратиграфическом разрезе, уплотнения, по всей вероятности, всегда будут различными. Рис. 27.8 иллюстрирует сильные изменения, возникающие при уплотнении рукавообразных залежей песчаников. В таких случаях, а также в примерах, где необходима информация о скорости изменения мощности осадков, полезно применять методы разуплотнения [630].

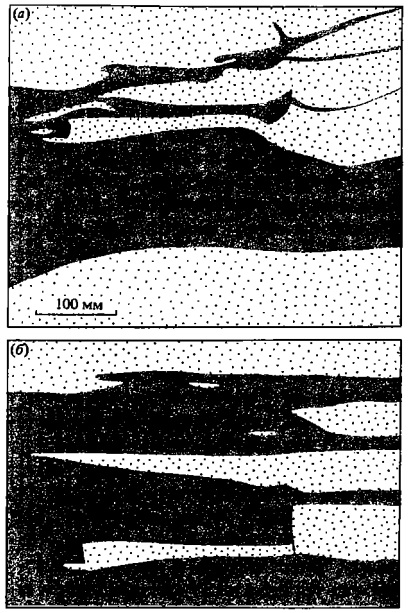


Рис. 27.8. Воздействие уплотнения на форму слоистости и мощность. *а* – современная геометрия; *б* – геометрия до уплотнения [52].

Известно, что в разных районах мира на глубине существуют зоны *недоуплотненных* осадков. Такие зоны подвергаются ненормальному давлению и особенно типичны для быстро накапливающихся дельтовых осадков, сохраняющихся в глубоких осадочных бассейнах. При нормальных условиях давление жидкости в порах породы является гидростатическим (разд. 27б), т. е. находится в равновесии с давлением столба соленой воды высотой, равной расстоянию до поверхности. Если жидкость в смежных порах породы изолирована, то это мешает уплотнению и давление является геостатическим. Горизонты быстро отложившихся илов, изолированные водонепроницаемыми пластами или характеризующиеся переменным уплотнением и цементацией или только цементацией, будут находиться под избыточным давлением и отличаться большей пористостью, меньшей плотностью, меньшей скоростью распространения сейсмических волн, повышенными скоростью бурения, температурой и электрической проводимостью и меньшей соленостью по сравнению с вышележащими и нижележащими породами, находящимися под действием нормального давления (рис. 27.9, 27.10). Находящиеся под избыточным давлением горизонты представляют сложную проблему для нефтяного бурения (внезапные выбросы, обрушение стенок) и вызывают глубинное развитие глинистых диапиров вследствие аномально низкой плотности участков, находящихся под избыточным давлением.

В дополнение к уплотнению, вызываемому избыточным давлением, необходимо принимать во внимание следующие три фактора. Первым из них является *акватермальное давление* [57], обусловленное увеличением давления за счет расширения воды в замкнутом поровом пространстве при на-

гревании. Второй фактор – *дегидратация монтмориллонита* [646]. Она имеет место только в кластических аргиллитах, в которых при захоронении и погружении происходит переход монтмориллонита в иллит и в поры поступает вода (гл. 28). Третьим фактором является *генерация метана* [360]. На глубинах в поровое пространство поступает газ метан, генерируемый в ходе биохимических и термохимических процессов (гл. 31). Илы, находящиеся под избыточным давлением, часто содержат обильные природные газовые пузыри.

Перед тем как окончательно рассмотреть время и пути миграции поровых вод, необходимо вкратце обсудить происхождение водной фазы. Термин «формационные воды» является полезным не имеющим генетического смысла термином для обозначения любого вида водной фазы, присутствующей в породах или осадках [862]. *Метеорная* вода, т.е. вода, недавно вовлеченная в атмосферную циркуляцию, по-видимому, присутствует в сравнительно неглубоких горизонтах. *Реликтовая*, или ископаемая, вода была лишена контакта с атмосферой в течение по крайней мере значительной части геологического периода. Она представляет собой смесь ископаемой поровой воды и воды, поступившей из соседних осадков. Исходная океанская вода эволюционирует до реликтовой в процессе сложных химических изменений. Это обусловлено тем, что она мигрирует из уплотняющихся тонкодисперсных осадков и движется согласно перепадам давления. По сравнению с морской водой реликтовая вода обычно сильно обогащена солями (табл. 27.1) и может иметь плотность 1100 кг·м$^{-3}$. Дальнейшее рассмотрение процесса, посредством которого происходит это обогащение, можно найти в гл. 28.

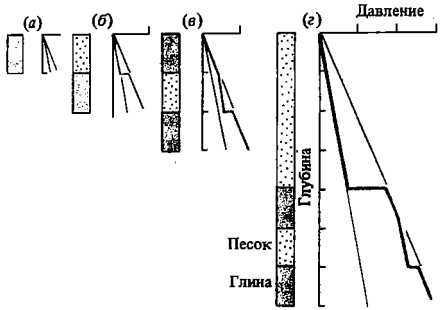


Рис. 27.9. Схематические графики (в условном масштабе), показывающие развитие переуплотнения в чередующихся пористых песчаных и илистых пластах в процессе постепенного (*а–г*) погружения [148].

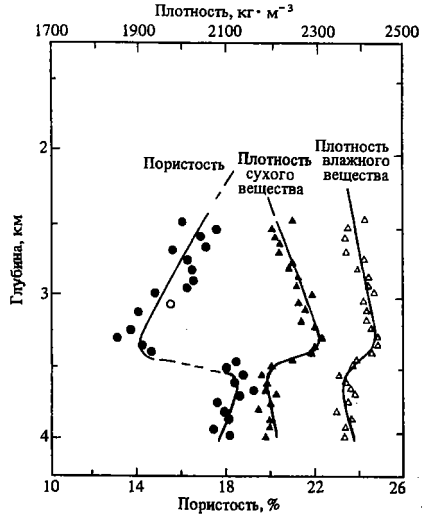


Рис. 27.10. Резкое увеличение пористости и уменьшение плотности сланцев в верхней части переуплотненного горизонта в Манчестер-Филд, округ Келкейсив, шт. Луизиана, США [705].

В начале этого раздела подразумевалось, что уплотнение, а следовательно, и выделение воды представляют собой непрерывные процессы. Однако вероятно, что выделение воды является результатом не только выжимания поровой жидкости, но и сброса вследствие высоких температур при больших глубинах захоронения (когда большая часть поровой воды уже удалена) межслоевой воды в монтмориллоните (рис. 27.11). Эта вторая водная фаза в самом начале будет представлена почти чистой водой в противоположность рассолам, образующимся в процессе постепенной фильтрации исходной морской воды через глинистые частицы уплотняющихся аргиллитовых пластов.

Таблица 27.1. Результаты анализа основных химических компонентов некоторых солевых реликтовых формационных вод и океанской воды (для сравнения) [862]

Тип рассола	Океан	Реликтовый тип	Реликтовый Na–Ca	Реликтовый Na–Cl(?)	Реликтовый NaCl(?)	Реликтовый Na–Ca	Реликтовый Na–Ca	Реликтовый Na–Ca	Реликтовый Na–Cl(?)
SiO_2	7,0	<10	6,9	22	52	47	14	80	63	20
Al	1,9	5,4	1,5	4,1	0,9	0,4	0,2	30	1,2	0,6
Fe	0,02	1,0	5,6	0,0	6,4	1,2	61	2,7	0,1	15,0
Mn	0,01	2,5	0,2	2	0,3	0,08	2	0,2	7,0	0,05
Ca	400	62 900	10 100	5750	325	373	3040	3400	12 200	57
Mg	1272	179	1920	1070	123	115	49	43	275	23
Sr	13,3	320	279	456	21	82	66	40	320	9
Ba	0,05	4	<2	3	7,2	7,1	8,7	1,4	110	13
Na	10 560	11 900	42 000	31 500	6150	5820	6710	4310	13 600	6300
K	380	38	323	585	136	132	113	80	404	11
NH_4	0,07	<10	42	140	45	51	51	23	134	11
HCO_3	140	24	72	140	666	535	287	795	80	1010
SO_4	2649	88	990	180	4,1	1,6	31	1030	16	1,1
Cl	18 980	128 000	90 300	60 400	9940	9840	15 300	11 100	44 000	9690
Br	65	997	347	257	35	30	46		238	128
I	0,05	3,2	17	12	20	23	29		56	105
Сумма солей	34 475	204 000	146 440	100 579	17 700	17 100	25 900	21 045	71 576	17 407
То же по удельной электропроводности	—	—	147 000	109 000	25 200	25 800	31 800	28 500	—	27 200
pH (лабораторное измерение)	8,1	6,5	6,2	6,8	7,1	7,5	7,2	6,48	5,70	7,6
Температура, °C		(~4,0)	—	—	49	49	81	81,4	89	104	—
Плотность при 20°C, кг·л$^{-1}$	(~1021)	1174	1112	1073	1009	1009	1016	1016	1054	1009	
Минеральный остаток (высушенный при 180°C), млн$^{-1}$	—	225 000	157 000	106 000	17 800	18 600	28 500	26 800	79 100	17 000	

Уплотнение толщи однородного кластического или карбонатного ила, а также глинистых осадков будет вызывать перенос удаляемой воды преимущественно вверх; при наличии избыточного давления осуществляется перенос удаляемой воды вниз в соответствии с градиентом давления. Сказанное относится к толщам илов, расслоенных преимущественно в горизонтальном направлении кластическим или карбонатным песком. Миграция жидкости всегда будет происходить по нормалям к поверхностям с одинаковым давлением в соответствии с местным градиентом порового давления (от большего давления к меньшему). В толщах илов, перекрытых карбонатными или кластическими песками, а также содержащих наклонные песчаные пласты, поднимающиеся вверх по направлению к краю бассейна, будет осуществляться перенос воды из илов в проницаемый песчаный пласт, а затем вдоль него вверх по направлению к краю бассейна (рис. 27.12) [528]. В обоих случаях удаляемая вода и рассол будут

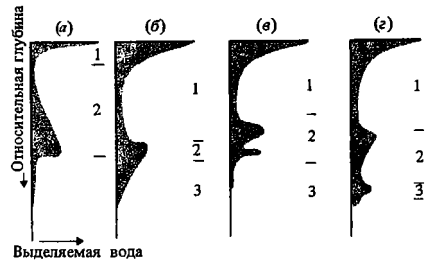


Рис. 27.11. Схематические примеры выделения воды из уплотняющихся илов. *а* – по Пауэрсу [646]; *б* – по Берсту [132]; *в* – по Перри и Хауэру [632], высокий геотермальный градиент; *г* – по Перри и Хауэру [632], низкий геотермальный градиент. Зона 1 – механическое уплотнение; зоны 2, 3 – обезвоживание смектитовых кристаллических решеток (ступенчатый процесс?).

переносить ионы, а также молекулы нефти и газа из тонкодисперсных осадков в проницаемые и пористые горизонты, где может происходить образование диагенетических минералов или улавливание нефти (гл. 28, 29, 31).

27ж. Растворение под действием давления. При исследовании шлифов многих кластических и карбонатных пород часто встречаются *сутурные* контакты зерен. Это указывает на то, что тем или иным путем переотлагались значительные объемы твердого материала. Эффектные примеры подобного рода, но более крупного масштаба представлены в разъеденной гальке конгломератов, а также в горизонтально распространенных *стилолитах*, наблюдаемых в известняках. Эти характерные черты не ограничиваются только глубоко захороненными отложениями, а могут также встречаться в породах, подвергшихся тектоническим напряжениям, где они связаны с метаморфическими минеральными реакциями и образованием зон трещиноватости (кливажа).

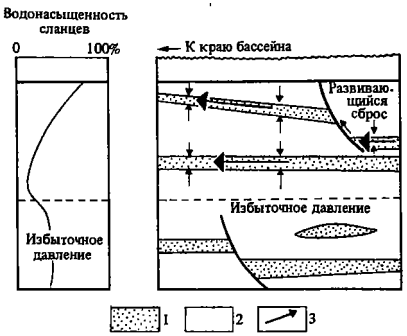


Рис. 27.12. Схематический разрез, показывающий изменение водонасыщенности глин с глубиной залегания и по направлению к переуплотненным сланцам, а также пути миграции вод, выжимаемых в процессе уплотнения. *1* – проницаемые песчаные горизонты; *2* – горизонты ила; *3* – пути миграции поровых вод (обобщено) [352].

Причиной образования вышеуказанных особенностей строения является «*растворение под действием давления*» или перенос растворов. Растворение под действием давления возрастает вследствие того, что часть твердого материала, находившаяся под напряжением, имеет более высокую растворимость по сравнению с той, которая наблюдается у материала при отсутствии напряжения. По этой причине по периметру зерен, находящихся под нагрузкой, в местах контакта между частицами будут действовать высокие напряжения, а по периметру заполненного жидкостью порового пространства – нормальные (гидростатические) напряжения. Возникающий таким путем градиент напряжения вызывает образование химического потенциала. Ликвидация этого градиента происходит вследствие диффузного переноса материала из мест с высоким напряжением в места с низким напряжением [91, 225, 226]. Таким путем растворяется материал, находящийся в точках контакта между зернами, а материал, контактирующий с поровыми растворами, нарастает, т. е. поровое пространство постепенно заполняется. Это приводит к уменьшению пористости и увеличению сопротивления по мере того, как процесс растворения под действием давления ослабевает.

Существуют две теории, объясняющие механизм процесса растворения – осаждения. Согласно теории Батерста, растворение может происходить только в местах, где зерна находятся в непосредственном контакте с поровой жидкостью. Поскольку места контакта зерен друг с другом испытывают высокие сдвиговые напряжения, здесь идет преимущественно выщелачивание, обрушение и в связи с этим разрушение зерен. Небольшие фрагменты частиц также растворяются, и цикл начинается сначала. Согласно теории Уэйла, растворение вызывается не сдвиговыми напряжениями, а нормальными напряжениями сжатия. Поскольку напряжения сжатия действуют только внутри границ контакта зерен друг с другом и вследствие того, что растворенный материал должен иметь возможность достигать поровых растворов, на всей площади контакта зерно – зерно необходимо присутствие слоя адсорбированной воды. Этот слой должен быть достаточно устойчивым, чтобы противостоять изменениям давления, наблюдающимся в зоне диагенеза. Под действием гидростатического давления растворенные ионы через слой адсорбированной воды диффундируют в поровое пространство, где могут вновь осаждаться минералы.

Теоретические и экспериментальные данные говорят преимущественно в пользу теории Уэйла [91]. Эксперименты, моделирующие процессы растворения под действием давления в кварцевом песке, показывают, что а) для растворения под действием давления необходимым условием является присутствие воды; б) эффективность растворения под действием давления возрастает при увеличении температуры; в) растворение под действием давления не зависит от состава поровых вод; г) растворение под действием давления приводит в свободных поровых пространствах к пересыщению, достаточно высокому для выпадения минералов из раствора. В терригенных кластических осадках диффузия растворенного кремнезема из наиболее сжатых участков контактов зерен друг с другом в поровые растворы определяет скорость процесса растворения под действием давления. Однако существует все же некоторая неопределенность в том, что касается точного маршрута «выхода» для растворенных ионов. Многие экземпляры «разъеденной» гальки вокруг кородированного участка имеют краевую зону, сильно измененную под действием химических процессов. Это явление указывает на то, что через измененную зону происходила диффузия ионов, которой, вероятно, способствовали микротрещины [553].

27з. Области диагенеза. Можно выделить четыре основные области диагенеза, опираясь на характер заполняющей поры водной фазы [269].

Вадозная часть метеорной области, т. е. зоны, где действуют атмосферные осадки, располагается выше уровня насыщения пор водой. Поровые пространства, таким образом, находятся в контакте с атмосферными газами, и в частично заполненных водой порах наблюдается положительное значение Eh. Иногда приповерхностные диагенетические реакции в отложенных осадках могут в значительной степени находиться под воздействием процессов почвообразования, включая и участие биогенных процессов.

Фреатическая часть метеорной области находится ниже уровня наземных вод[1]. Существует также фреатическая зона приповерхностной морской области. Поровое пространство в зоне постоянно заполнено поровой водой, здесь наблюдается отрица-

[1] Вадозная часть соответствует субаэральной обстановке, в то время как фреатическая зона в континентальном секторе охватывает область развития грунтовых вод. Эти зоны, видимо, соответствуют области проявления процессов экзодиагенеза М. С. Швецова. – *Прим. ред.*

тельный окислительно-восстановительный потенциал. Величины давления и температуры в зоне незначительно отличаются от соответствующих величин на поверхности Земли. Движение поровых вод здесь происходит в соответствии с градиентом давления. Это давление образует цикл, включающий выпадение дождя, стекание и просачивание вод, течение вод в пористых породах, их выход на поверхность и испарение. Метеорные воды во фреатической зоне характеризуются определенным, хотя и переменным временем пребывания в подземных условиях. В течение этого времени их состав изменяется незначительно относительно состава речной воды до того момента, пока не начнется испарение, что можно видеть на примере плай или себховых поверхностей.

Морская область является переходной и находится в контакте с метеорной областью. В этой области, за исключением узкой межприливной зоны, поровые пространства целиком заполнены водами океанского состава. Давления и температуры здесь незначительно отличаются от давлений и температур на поверхности Земли. В очень узкой зоне, находящейся в контакте с океанской водой, наблюдаются положительные значения Eh. В других местах в поровых водах обычно имеет место восстановительная обстановка. На химический состав поровых растворов сильное влияние оказывают процессы бактериального окисления и реакции восстановления. Застойные морские бассейны могут иметь эвксинный характер с мощной толщей воды, в которой преобладают восстановительные условия (гл. 24). В таких прибрежных районах, примыкающих к областям апвеллингов, как побережья Перу и Намибии, преобладает образование фосфатов. В глубоководных океанских областях, особенно в районах, близких к активным центрам спрединга, наблюдается привнос «гидротермальных» флюидов эксгалятивного типа.

Глубинная область (область захоронения и погружения) представляет собой наиболее глубоко расположенную и наиболее обширную (и наименее изученную) область диагенеза. Контакт верхней зоны этой области с водами морского и метеорного происхождения является постепенным. Как уже отмечалось, состав вод, присутствующих в этой области диагенеза, существенно отличается от состава пресных или морских вод. Это обусловлено тем, что напряжения при уплотнении вынуждали исходную погребенную морскую воду продавливаться через своего рода фильтр, который необратимо изменял ее состав. Глубинные воды не принимают участия в метеорном цикле и подвержены влиянию температур и давлений, которые могут значительно превосходить температуры и давления на поверхности Земли. В конце концов (согласно здравому смыслу) наступает глубина захоронения, на которой начинает происходить всеобщая перекристаллизация осадочных минералов, и у диагенеза принимает эстафету процесс метаморфизма. Различия между этими двумя процессами должны быть, однако где и почему – вопрос спорный.

27и. Выводы. Диагенез представляет собой сумму химических и физических процессов, воздействующих на частицы отложенных осадков. Будучи захороненным, осадок подвергается воздействию повышающихся температур и давлений. За счет мигрирующих поровых растворов в пределах порового пространства осаждаются цементирующие минералы. Анализ стабильных изотопов материала цемента позволяет интерпретировать физические и химические условия, существовавшие во время постепенного осаждения. Устойчивость диагенетических минералов зависит не только от величин Eh и pH, но и от активностей растворенных ионов HS^- и HCO_3^-, а также от присутствия в поровых водах катионов металлов. Во время уплотнения илов, а также в результате процесса, исходящего при глубоком погружении пород, хода монтмориллонита в иллит выделяются значительные количества воды. Эти воды выступают в роли переносчиков неорганических и органических ионов, а также соединений, образующихся в процессе диагенеза.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

В книге Краускопфа [475] можно найти несколько разделов по химии продуктов диагенеза. Более этот вопрос рассмотрен в работах Бер[74, 77]. Лучшее введение в анализ геохимии стабильных изотопов в исследовании диагенеза дается в работе Хадсона [399]. В работе Фора [251] приведено наиболее строгое рассмотрение основных химических принципов, объясняющих поведение стабильных изотопов. Книга Гаррелса и Крайста [292] является классической и ценной сводкой по многим аспектам химического диагенеза, включая вопросы правильного использования Eh – pH-диаграмм.

28

Терригенные кластические отложения

28а. Введение. До самого последнего времени наблюдалась тенденция проводить в основном диагенетические исследования карбонатных осадков и эвапоритов и лишь небольшое внимание уделялось результатам, полученным специалистами по минералогии глин. Весьма заметный прогресс в понимании процесса диагенеза терригенных кластических осадков наметился в последнее десятилетие. Толчком к этому стали главным образом исследования коллекторных свойств отложений, проводимые для нужд нефтяной промышленности, а также применение методов электронной микроскопии, электронного микроанализа (микрозонда) и изучение геохимии стабильных изотопов. Несмотря на то что был достигнут значительный прогресс в наблюдениях и интерпретации результатов, тем не менее существенным недостатком остается отсутствие общей теории диагенеза кластических отложений. Такое положение дел является следствием не только большой сложности процесса диагенеза кластических отложений, но также тенденции исследователей продолжать работать по старинке и изучать диагенез ради диагенеза. Еще один недостаток многих исследований – чересчур резкое разделение процессов диагенеза песчаников и аргиллитов. Как уже говорилось в гл. 27, такое разделение нельзя считать удачным, поскольку при уплотнении толщ пелитовых осадков выделяются воды и растворенные ионы, которые в конечном счете должны продавливаться через пористые горизонты песчаников и служить причиной цементации порового пространства. И наконец, нужно сказать о большой важности диагенетических исследований для обоснования классификации песчаников. Очевидно, что состав литифицированных песчаников определяется составом материала питающей провинции, механизмом его переноса, условиями отложения и диагенетической историей. Исследователю, исповедующему совет Блейка: «Видеть в песчаном зерне мир», следует напомнить, что при изучении обнаруживается и материал, заполняющий поровое пространство, и цемент, окружающий песчаные зерна!

28б. Диагенез морских илов. Познание ранних стадий диагенеза илистых осадков осуществляется при помощи исследования приповерхностных отложений, тогда как более поздние стадии, когда ил преобразуется в безводный аргиллит, должны изучаться в геологических разрезах. Не приходится говорить о том, что о раннем диагенезе морских илов известно значительно больше. Особенно мы осведомлены в вопросе о продолжительности действия механизма диагенеза органического вещества и образовании углеводородов. Эти процессы тесно переплетаются с диагенезом илов и выделением флюидов; мы рассмотрим их ниже, в гл. 31. Происхождение же диагенетических минералов железа и марганца в аргиллитах будет рассматриваться в гл. 30.

На рис. 28.1 и в табл. 28.1 представлена суммарная общая модель (главным образом по Кертису [184]) диагенеза морских илов, основанная на существовании ряда зон, определяемых глубиной залегания.

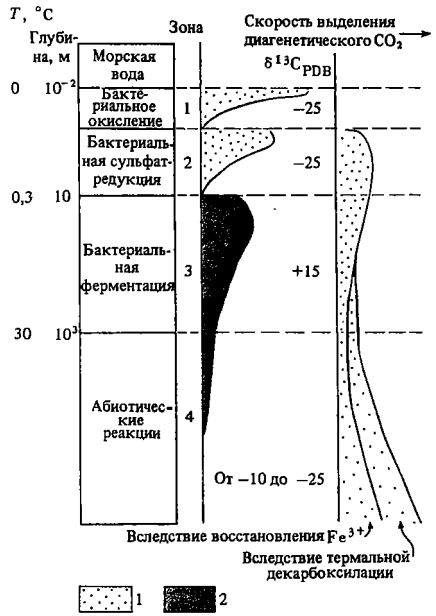


Рис. 28.1. Выделение диагенетического CO_2 в глинистых толщах в пределах зон диагенеза 1–4. Изотопные составы каждой зоны зафиксировались в карбонатных конкрециях (см. текст). *1* – изотопно легкий CO_2; *2* – изотопно тяжелый CO_2 [413].

Зона 1, очень маломощная. Здесь в поровых водах вследствие диффузии из вышележащих морских вод сохраняется растворенный кислород. При бактериальном окислении органического вещества выделяется изотопно легкий CO_2. Однако обнаружить пересыщенность вод карбонатом мало вероятно вследствие диффузии бикарбоната в вышележащие воды. В этой зоне пористость илов может доходить до 80%. Здесь их структура не нарушена, преобладает хлопьевидное и пеллетовое строение. Важную роль в контроле уровней сульфатной активности в зоне 1 и в нескольких сантиметрах верхней части зоны 2 играет биотурбация. Она может приводить также к физическим изменениям флокуловой глинистой текстуры в агрегатах фекальных пеллет. У глинистых минералов, оказавшихся на морском дне в пределах зоны 1, есть время для установления равновесия с морской водой; деградированные иллиты, например, могут извлекать из морской воды и фиксировать в решетках ион K^+, с тем чтобы восстановить свой стехиометрический состав.

В зоне 2 преобладают процессы бактериальной редукции сульфат-ионов [304], присутствующих в поровых (иловых) водах и диффундирующих сюда из вышележащих морских вод. Сульфат-редукция осуществляется под действием бактерий рода *Desulphovibrio*. Зона сульфат-редукции может распространяться вниз на глубину около 10 м, однако наиболее выражена она в верхних 0,5 м или около того. Редукцию сульфата морской воды можно представить в простом виде:

$$2CH_2O + SO_4^{2-} \xrightarrow{\text{бактериальный катализатор}} 2CO_2 + S^{2-} + 2H_2O. \quad (28.1)$$

органическое вещество; сульфат; изотопно легкий C; сульфид

Она приводит к образованию изотопно легких бикарбоната и сероводорода. С глубиной сульфат поровых вод постепенно истощается, и реакция прекращается. Биологическая сульфат-редукция – процесс бескислородный. Она может наблюдаться в застойных водных массах, однако наиболее обычна в диагенетической обстановке.

Сероводород, образующийся в процессе бактериальной редукции, токсичен для всех дышащих организмов и наряду с другими продуктами бактериального метаболизма (CO_2, NH_3, PO_4) является химически активным. Поэтому диагенетические процессы, такие, как осаждение сульфидов металлов, карбонатов, изменение величин pH и образование метана, представляют собой результат бактериальной активности. (Перевод растворенного сульфат-иона океанской воды в сульфиды отложений – главное звено в балансной системе, поддерживающей содержание серы в океанских водах примерно постоянным. Он компенсируется поставкой сульфат-иона в океан с континентов.) Как будет показано ниже в гл. 30, ионы железа со степенью окисления +3 восстанавливаются до степени окисления +2 и формируется пирит, в конечном счете образующийся за счет дополнительного бактериально продуцированного сульфид-иона. При изучении внутренних зон юрских кальцитовых конкреций, по-видимому сформировавшихся в зоне 2, были обнаружены реликтовые пеллетные текстуры с обогащением пеллет пиритом. Это отражает высокое содержание органического вещества, необходимого для бактериальной редукции [401]. Результаты анализа изотопного состава кислорода отчетливо показывают, что эти конкреции росли в порах осадков в пределах зоны контакта с морской водой. Легкий изотопный состав углерода свидетельствует о том, что источником бикарбонат-иона было окисление органического вещества, вовлеченного в процесс сульфат-редукции. Отсутствие Fe^{2+} в некоторых конкреционных кальцитах объясняют низкой его активностью вследствие осаждения нерастворимых сульфидов железа. Однако точная причина отсутствия разделения Fe^{2+} между карбонатом и сульфидом остается неясной. В других конкрециях количество Fe^{2+} может быть значительным. Некоторые же конкреции с самого начала могут состоять из высокомагнезиального кальцита вследствие весьма высоких содержаний магния (более 2 вес. %).

Таблица 28.1. Зоны диагенеза для толщ морских илов. ΔT(°C) – увеличение температуры с глубиной ниже границы раздела осадок–вода в соответствии с градиентом 27,5 °C · км$^{-1}$ [184]

Глубина, км	ΔT, °C	Пористость, %	Зоны диагенеза (формирующиеся минералы)
0,0005			1. Окисление 2. Сульфат-редукция Пирит, кальцит, доломит (маложелезистые карбонаты, обогащенные ^{12}C), каолинит?, фосфаты?
0,01	0,2	80	3. Ферментация Высокожелезистые карбонаты, кальцит, доломит, анкерит, сидерит, обогащенные ^{13}C
1,00	28	31	4. Декарбоксилация Сидерит
2,50	69	21	5. Образование углеводородов (а) Жидкие – нефть, (б) газообразные – метан, монтмориллонит → иллит (а) неупорядоченный, (б) упорядоченный
7,00	192	9	6. Метаморфизм (а) 200 °C, хлорит, (б) 300 °C, слюда, полевой шпат, эпидот?

В *зоне 3* сульфат истощается, и осаждение изотопно легкого карбоната в составе конкреции, равно как и образование пирита, прекращается. Теперь по мере прекращения сульфат-редукции она сменяется реакциями органической ферментации (брожения), вероятно, вследствие того, что бактерии, принимающие в ней участие, не могут существовать в присутствии растворенных сульфид-ионов. Реакции ферментации могут приблизительно выражаться в виде

$$CH_2O \rightarrow CH_4 + CO_2. \quad (28.2)$$

органическое вещество; метан (изотопно легкий углерод); диоксид углерода (изотопно тяжелый углерод)

Ферментация характеризуется значительным фракционированием изотопов углерода, приводящим к образованию очень изотопно легкого метана ($\delta^{13}C_{PDB}$ до −75‰) и изотопно тяжелого диоксида углерода ($\delta^{13}C_{PDB} \sim +15‰$). Осаждение изотопно тяжелого карбоната в присутствии ионов Fe^{2+}, образующихся при продолжающемся восстановлении железа, приводит к формированию в конкреционных телах таких минеральных фаз, как железистый кальцит, железистый доломит, анкерит и сидерит. Изучение этих конкреций со все более глубоких уровней в глинах киммериджского яруса верхней юры в Англии [413] показало постепенное уменьшение величин $\delta^{13}C$ от значений, превышающих +8‰, до −6‰. Эта направленность обусловлена уменьшением роли реакций ферментации, поскольку зона 3 сходит на нет и возрастает роль абиотических реакций, преобладающих в зоне 4, в результате которых вновь образуется изотопно легкий

углерод. Полагают, что бактериальная ферментация распространяется вниз до глубины около 1 км. Ниже этому процессу препятствует либо повышение температуры, либо истощение органического вещества подходящего состава.

В осадочных толщах, содержащих вулканиты основного или среднего состава, изменение в неглубоких поверхностных условиях при низких температурах и особенно изменение любых стекол приводят к образованию глинистых минералов группы смектитов, что ведет к обеднению поровых вод магнием и обогащению кальцием. Таким путем с течением времени слои вулканического пепла постепенно изменяются до обогащенных смектитами бентонитов.

Зона 3 находится, кроме того, в таком диапазоне глубин, где из илистых осадков вытесняется значительная часть поровых вод. Такой процесс убывает по экспоненте, и на глубинах порядка 1,5–2 км прекращается. На этой стадии плотность ила увеличивается от величины около 1320 до 1960 кг·м$^{-3}$, а пористость уменьшается от 70–80 до 10–20%. Однако следует подчеркнуть, что в уплотненных откложениях все же остается до 30 об.% воды, главным образом в виде межслоевой воды глинистых минералов (рис. 28.2). Выжимание поровых вод продолжается в *зоне 4*, в которой преобладают неорганические процессы, разрушающие оставшееся органическое вещество. Одним из таких процессов является декарбоксилация, которую можно представить в виде

$$R.CO_2H \rightarrow RH + CO_2. \qquad (28.3)$$

При декарбоксилации вновь образуется изотопно легкий диоксид углерода [184]. В большинстве моделей дегидратации глин предполагается, что на таких глубинах (1–2,5 км) основная часть поровых вод уже удалена.

Зона 5 является весьма интересным, но мало изученным глубинным интервалом. Здесь начинают происходить основные изменения глинистых минералов, а также начинает отчетливо проявляться генерация углеводородов. Зона распространяется на глубину от около 2,5 до 5 км или больше (диапазон температур здесь составляет 70–190°C). Исследования кернов глубокого

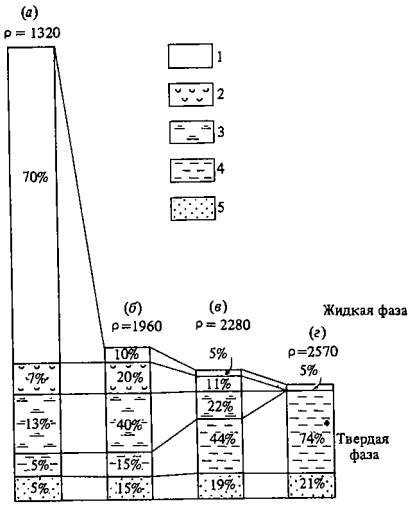


Рис. 28.2. Изменение объемных соотношений в морских отложениях в процессе погружения и уплотнения. *а* – современные илы; *б* – после первой дегидратации; *в* – после второй дегидратации; *г* – после третьей дегидратации. *1* – поровая вода; *2* – межслоевая вода; *3* – твердая фаза набухающих глин; *4* – твердая фаза ненабухающих глин; *5* – неглинистая твердая фаза. ρ – плотность [132]. См. также рис. 27.11, *б*.

бурения глинистых толщ на побережье Мексиканского залива США [631, 632, 387] и во многих других районах выявили ряд изменений, включая преобразование смешанослойных монтмориллонит-иллитовых глинистых минералов (содержащих до 80% монтмориллонита) в иллит и обогащенные иллитом смешанослойные глинистые минералы. Этот процесс сопровождается окончательной потерей воды из межслоевых позиций, которая, вероятно, служит основным носителем растворяющихся углеводородов при их первичной миграции (гл. 31). Для указанных изменений необходим также K^+, который образуется при растворении мелкочайших частиц калиевого полевого шпата. Предполагаемое уравнение [387] этой реакции можно записать в виде

смектит + калиевый полевой шпат →

→ иллит + Si^{4+} + Mg^{2+} + Fe^{2+} + ... (28.

После всего сказанного выше важно понять, что преобразование смектитов в иллиты, влекущее за собой обмен межслоевой воды на K^+, не может осуществляться только под действием давления. Главным контролирующим фактором является температура, поскольку при дегидратации глинистых минералов потребляется тепловая энергия. Ее источником должны быть недра Земли. Температуры, необходимые для начала такого изменения, колеблются от 70 до 90°C. В пределах зоны 5 наблюдается также постепенное преобразование иллита из неупорядоченного в упорядоченный, причем степень окристаллизованности иллита, устанавливаемая с помощью дифракции рентгеновских лучей, служит хорошим показателем глубины захоронения [738]. Во многих кернах бурения в зоне 5 наблюдается полное растворение частиц $CaCO_3$ [387]. Неизвестно, почему это происходит, так как большинство раннедиагенетических кальцитовых конкреций в этой зоне, по-видимому, остаются устойчивыми.

В ходе процессов, протекающих в зоне 5, в виде мобильных фаз выделяются H_2O, SiO_2, Mg^{2+}, Fe^{2+} и углеводороды. При уплотнении они могут переноситься вверх в зону 4 или в залегающие между глинами пласты песчаников или известняков, являясь потенциальным источником минералов цемента (разд. 28д и гл. 29).

В следующей *зоне 6* протекают истинно метаморфические реакции: перекристаллизация иллита в серицит, а затем, при 300°C, в мусковит; перекристаллизация каолинита в диккит или накрит или образование хлорита в случае соединения с Mg^{2+} и Fe^{2+} при температурах свыше 200°C. Самое важное – как можно более точно установить глубинные пределы зоны 6, поскольку наша диагенетическая схема предполагает, что давление полностью определяется нагрузкой. Местные давления, возникающие в результате деформации пород, могут быть причиной реакций метаморфического типа в зонах кливажа на относительно небольших глубинах.

В заключение можно сказать, что, хотя приведенная выше зональная диагенетическая схема является полезной основой для рассмотрения диагенеза глин, границы температуры и давления, а также характер реакций для каждой зоны следует считать постепенными и приблизительными. Они могут смещаться под влиянием многих местных факторов (см. ниже). Вероятно, наиболее важным является рассмотрение влияния скорости седиментации на характер образующихся глинистых осадков [184]. Это обусловлено тем, что скорость седиментации контролирует длительность временно́го интервала, в течение которого данный объем осадка находится в пределах конкретной зоны диагенеза (табл. 28.2).

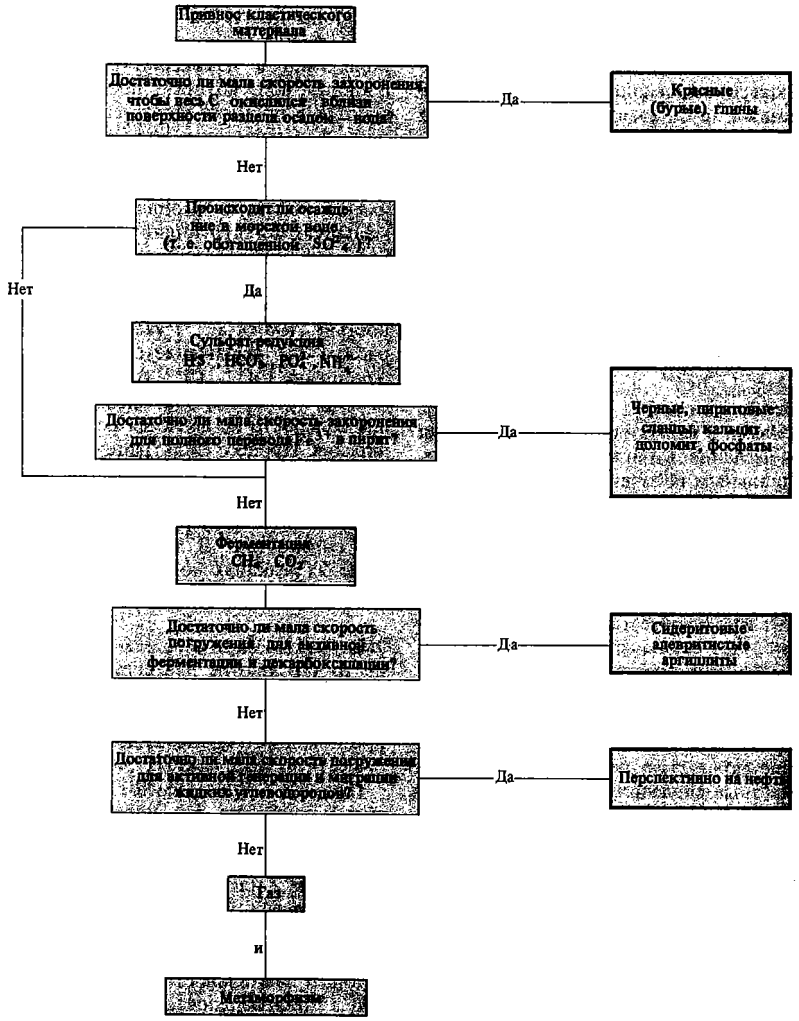
Последний вопрос этого раздела касается роли глин в изменении состава формационных вод, которые постепенно выжимаются в процессе уплотнения [862]. Анализы формационных вод показывают, что глины не в равной степени проницаемы для всех компонентов, поскольку одни ионы имеют бо́льшую «подвижность», другие – меньшую. Фильтрующий эффект зависит от различия зарядов, ионных и молекулярных радиусов гидратированных ионов. Соленость формационных рассолов (с плотностью 1100 кг·м$^{-3}$) увеличивается с возрастом, и с увеличением солености растет отношение $Ca^{2+}:Cl^-$. Анализ изотопного состава кислорода показывает, что изменение солености не является результатом испарения. Процесс фильтрации должен неизбежно приводить к образованию а) мигрирующих фильтрующихся вод с низкой соленостью и б) удерживаемых вод с высокой соленостью. В диагенетических минеральных реакциях могут принимать участие обе группы вод.

28в. Диагенез пресноводных илов. Несмотря на то что многие диагенетические изменения, о которых говорилось в предыдущем разделе, встречаются также в толщах илов пресноводного происхождения, между ними существует ряд важных различий.

Пресные воды имеют концентрацию сульфат-иона на два порядка меньше по сравнению с морской водой (табл. 2.1). Это служит причиной того, что в диагенетической зоне 2 илистых толщ в пресноводных субаквальных условиях меньше сульфата, доступного сульфат-редуцирующим бактериям. Такое уменьшение сульфат-редуцирующей деятельности способствует тому, что в приповерхностых диагенетичесих зо-

нах происходит осаждение не сульфидных минералов, а сидерита, поскольку активность карбонатных реакций остается высокой (гл. 30). О постепенном росте сидеритовых конкреций свидетельствует изучение кернов бурения пресноводных маршевых и озерных илов дельты Миссисипи [368]. Особенно интересные данные по росту сидеритовых конкреций были получены при изучении аргиллитов пенсильванского возраста (средний и верхний карбон) из Йоркшира, Англия [616, 187]. Проведенные совместно исследования нерастворимого остатка, анализ строения и изучение изотопного состава углерода в небольших образцах, отобранных по срезу конкреции

Таблица 28.2. Связь между составом морских осадков и скоростью их захоронения [184]



(рис. 28.3), обнаружили, что первоначально сидерит осаждался в виде заполняющей поровое пространство фазы внутри хлопьев, образованных частицами глинистых минералов. Этот первоначально осажденный сидерит виден в центре конкреции. Он обогащен тяжелым изотопом углерода, что, вероятно, является следствием реакций бактериальной редукции, о чем говорилось выше. Таким образом, в пресноводных илах реакции ферментации с участием органического вещества, по-видимому, происходят на меньших глубинах, чем в морских илах. Вероятно, это обусловлено отсутствием продуктов сульфат-редукции, пагубно действующих на бактерии. В упомянутых выше



Рис. 28.3. Распределение изотопного состава углерода, пористости и степени уплотнения в сидеритовой конкреции из пенсильванской (вестфал-А) и плотной глины из Йоркшира, Англия [187, 615]. Обсуждение см. в тексте.

сидеритовых конкрециях из толщ пресноводных илов дельты Миссисипи также наблюдается обогащение тяжелым изотопом углерода (величина $\delta^{13}C_{PDB}$ достигает +7,64‰). В сидерите из внешних слоев конкреции каменноугольного возраста содержится больше обломочного материала по сравнению с внутренними слоями. По мере уменьшения с глубиной бактериальной активности величина $\delta^{13}C$ карбоната этого сидерита уменьшается.

Еще одна особенность фаций пресноводных илов заключается в том, что отложившиеся в них глинистые минералы и другие частицы могут изменяться под действием выщелачивания и субаэрального выветривания. Например, при кислом выветривании слабо дренируемых, обогащенных органическим веществом почв прибрежных топей иллитовые, смектитовые или смешанослойные глинистые минералы изменяются до каолинита. При сходных условиях тонкие слои вулканического пепла будут изменяться до *тонштейнов* с высоким содержанием каолинита [780]. Кажется вероятным, что тонштейны, которые широко распространены на очень больших площадях в пресноводных угольных болотных фациях пенсильванского возраста в Европе, представляют собой субаэральный аналог бентонитов. С другой стороны, щелочные поровые воды могут способствовать образованию в осадках на небольшой глубине от их поверхности глинистых минералов группы смектита.

28г. Классификация алевритово-глинистых пород. Уплотненный и литифицированный чисто глинистый кластический осадок называют *плотной глиной* (claystone). Поскольку тонкодисперсные осадки обычно представляют собой смесь частиц тонкопесчаной, алевритовой и глинистой размерностей, в последние годы обиходным стало употребление более общего термина *мадрок* (mudrock), или *алевритово-глинистая порода*. Однако следует отметить, что строгой номенклатуры, используемой при описании тонкодисперсных осадков, нет. При этом обычным синонимом термина «алевритово-глинистая порода» (mudrock) является термин *мадстоун* (mudstone). Сланцеватые алевритово-глинистые породы часто называют сланцами (shale), однако и здесь не существует жестких разграничений, поскольку некоторые авторы используют этот термин как еще один синоним термина «алевритово-глинистая порода» [1]. Ни глины, ни алевритово-глинистые породы не состоят полностью из глинистых минералов. Среднее содержание в них зерен кварца и кремней составляет около 30 вес.%. Средняя «глинистая» порода имеет гранулометрический сос-

[1] В англоязычной научной литературе термин mudrock, как правило, считается синонимом термина mudstone. Иногда они оба соответствуют термину claystone, но в более узком и строгом значении claystone означает плотную глину, возможно, с примесью алеврита, в то время как mudstone – плотная алевритово-глинистая или глинисто-алевритовая порода (в этом значении и использован термин в настоящем переводе). В отечественной литературе термин «глина» относится и к рыхлому осадку (clay), и к плотной породе (claystone) и в этом широком значении используется здесь. – *Прим. ред.*

тав, соответствующий плохо отсортированному средне-тонкозернистому алевролиту, содержащему примерно одну восьмую часть зерен песчаной размерности, шесть восьмых – алевритовой и одну восьмую – глинистой размерности. Поскольку алевритово-глинистые породы составляют около 75% всех кластических осадочных пород, становится ясным, что основная весовая часть обломочного кремнезема Земли приходится на алевритовую фракцию. Помимо частиц обломочного кремнезема, кремней и глинистых минералов алевритово-глинистые породы могут содержать значительные количества тонкодисперсного органического вещества в виде *керогена* (гл. 31), а также $CaCO_3$. Различные переходные виды между чистыми конечными членами этих составов показаны в табл. 28.3. В алевритово-глинистых породах находится 95% органического вещества кластических осадочных пород, причем его содержание в отдельных образцах изменяется в пределах от 0 до 40 вес.% при общей средней величине около 1%. Обогащенные органическим веществом алевритово-глинистые породы обычно имеют темную окраску. Обогащению алевритово-глинистых пород органикой способствуют высокие скорости седиментации, предотвращающие его окисление в приповерхностной диагенетической зоне 1 (табл. 28.2).

Таблица 28.3. Схематическая трехкомпонентная диаграмма, иллюстрирующая номенклатуру и состав алевритово-глинистых пород (в основном по Силли [740])



Происхождение *сланцеватости* в алевритово-глинистых породах до сих пор остается нерешенным вопросом (см. обзор Муна [583]). Несмотря на то что любое уплотнение приводит к общей ориентировке частиц глинистых минералов параллельно напластованию [188], корреляция между сланцеватостью и глубиной захоронения слабая. Очевидно, для решения этой проблемы важную роль должно сыграть детальное изучение микроструктуры агрегатов частиц. При хлопьевидном строении даже после уплотнения тенденции к развитию сланцеватости наблюдаться не будет. Существует много несланцеватых каолинитовых алевритово-глинистых пород такого типа. Тонкодисперсная структура будет способствовать развитию сланцеватости, особенно в случае присутствия большого количества органических ионов, нейтрализующих поверхностные заряды глинистых частиц и тем самым препятствующих образованию связей типа край – поверхность. В выветрелых образцах некоторых сланцеватых алевритово-глинистых пород наблюдается чередование очень тонких светлых и темных слоев. Эти породы похожи на ленточные глины [779]. При выветривании слоев образуется заметная сланцеватость. Такие слои, вероятно, отражают изменение привноса в осадки органического вещества с течением времени, довольно высокие скорости седиментации и отсутствие биотурбации. Возможно, биотурбация является причиной отсутствия сланцеватости у многих первоначально слоистых алевритово-глинистых пород.

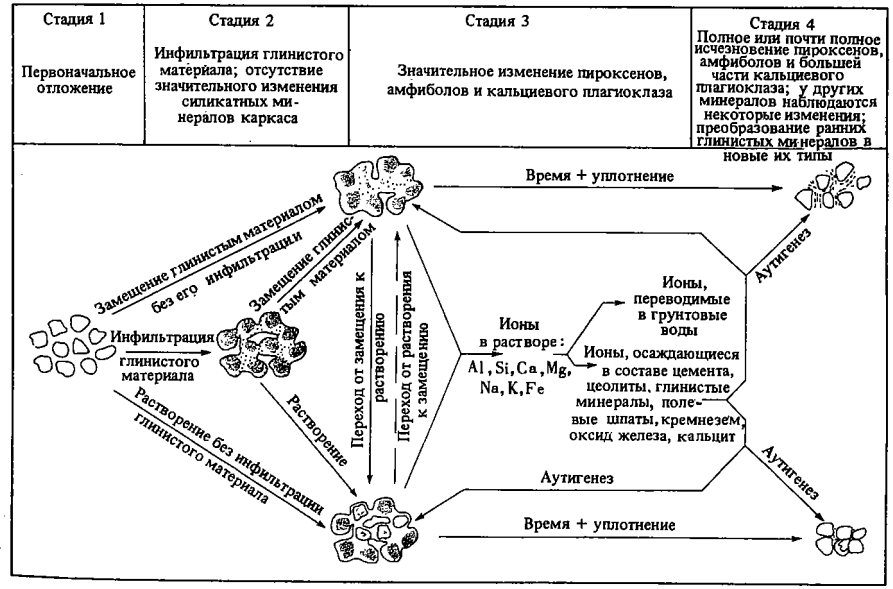
28д. Приповерхностный диагенез песков. Осадки, отложившиеся в семиаридном климате (пустыни, аллювиальные конусы выноса и кратковременные речные водотоки), часто на продолжительное время попадают в пределы кислородной вадозной зоны. Это длится до тех пор, пока опускание не приведет к тому, что они окажутся ниже уровня континентальных вод. В течение времени своего пребывания в пределах вадозной зоны в крупнодисперсные осадки, которые в этих условиях наиболее распространены, вносится глинистый минерал, их обломочный материал подвергается внутрипластовому растворению, происходит аутигенное минералообразование, а также покрас-

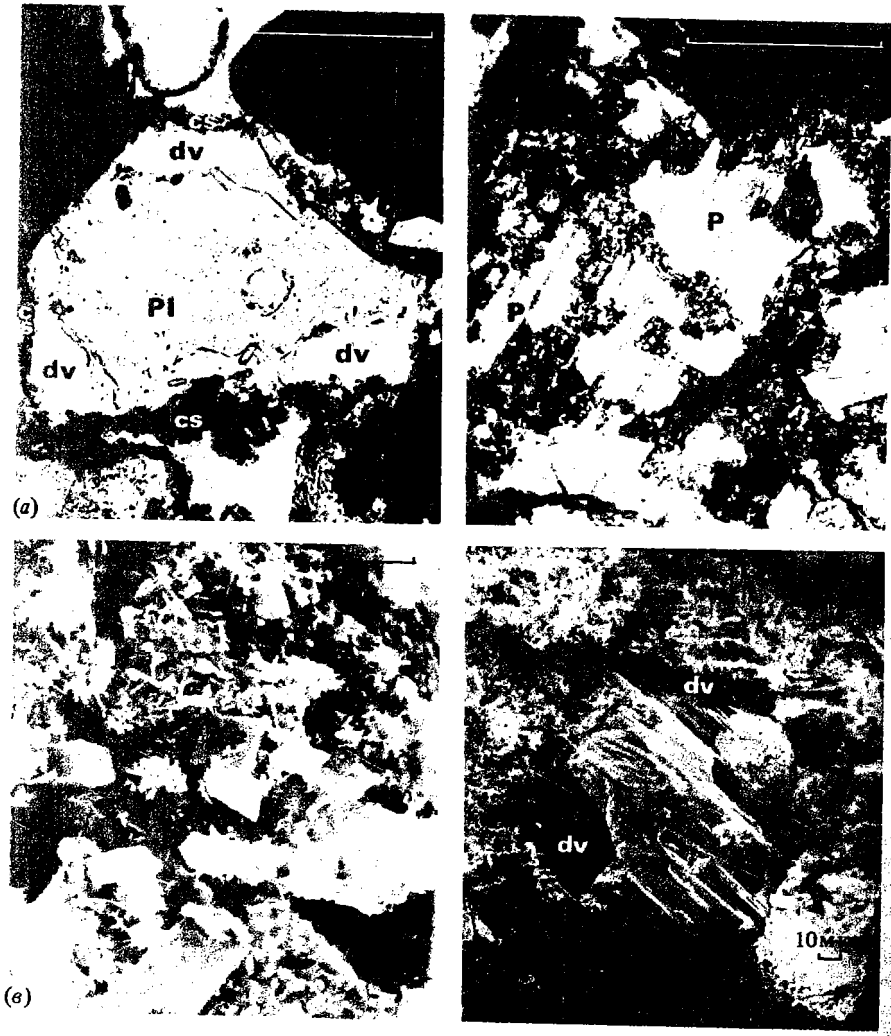
нение под действием железистых пигментов (рис. 28.4) [844, 846]. Важным минералогическим фактором, в значительной мере осуществляющим контроль над вышеуказанными реакциями, является свежесть большой части отлагающегося в семиаридных районах песчаного и гравийного материала, особенно материала *осадков первого цикла*, образовавшихся непосредственно за счет изверженных и(или) метаморфических пород питающих провинций.

Инфильтрация глинистого материала наблюдается в том случае, когда в паводковых водах в составе взвешенного вещества имеются глинистые минералы, просачивающиеся на аллювиальных конусах выноса вместе с водой через пористые и проницаемые песчаные и гравийные отложения. Вблизи от поверхности глинистые минералы отлагаются на зернах обломочного материала таким образом, что чешуйки глинистых минералов располагаются параллельно поверхности зерен. Инфильтрованный механическим путем глинистый материал такого вида наиболее распространен над относительно малопроницаемыми горизонтами. Глинистый материал изменяет первоначальную текстуру аллювиальных отложений до такой степени, что она становится похожей на текстуры отложений потоков обломочного материала с высоким содержанием вещества цементирующей среды (гл. 7).

Внутрипластовое растворение обломочных минералов отмечается преимущественно среди тех из них, для которых характерна малая устойчивость в ряду Голдича (гл. 1); это такие минералы, как пироксен, амфибол (рис. 28.5, *г*) и плагиоклазы. Электронно-микроскопические исследования показывают интенсивную коррозию минералов, обусловленную действием агрессивных растворов, а также образование пустот растворения вокруг и внутри зерен. Растворение целых зерен оставляет характерные пустоты, окруженные тонким слоем инфильтрационного глинистого материала (рис. 28.5, *а*), который по отношению к агрессивным поровым растворам оказывается химически более стойким, чем сами минеральные зерна. Помимо растворения мине-

Рис. 28.4. Наблюдаемые и предполагаемые диагенетические изменения в пустынном аллювии первого цикла. К – полевой шпат; Р – плагиоклаз; Н – роговая обманка; Q – кварц [846].





ральные зерна вдоль плоскостей наименьшего сопротивления растворению могут in situ замещаться глинистыми минералами (рис. 28.5, *б*). Ими являются смешаннослойные монтмориллониты-иллиты со случайным расположением слоев; наблюдается 80–95% способных к набуханию слоев.

Точные механизмы указанных выше реакций неизвестны, однако можно предположить, что они сходны с реакциями химического выветривания, рассмотренными в гл. 1 (разд. 1г и 1д). При растворении высвобождаются следующие катионы: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Si^{4+}, K^{+}. Эти катионы могут остаться в растворе или привести к образованию в порах породы новых *аутигенных минеральных видов*. Аутигенные минералы лучше всего исследовать с использованием метода сканирующей электронной микроскопии в сочетании с рентгенофлюоресцентным анализатором (для определения элементного состава) и обычным рентгеновским дифрактометром (для идентификации аутигенных минералов). Наиболее обычными аутигенными минералами являются калиевый полевой шпат (рис. 28.5, *в*), цеолиты, смешаннослойный иллит-монтмориллонит, кварц, гематит и кальцит. Все эти минеральные фазы встречаются в виде кристаллического цемента, заполняющего наряду с калиевым полевым шпатом каверны и пустоты растворения. Кварц также образует наросты на ранее существовавших обломочных зернах кремнезема.

Высвобождение окисленного Fe^{3+} из железистых силикатов, таких, как биотит, амфибол, пироксен и оливин, приводит к окрашиванию минеральных зерен в красный цвет. В описаниях их называют *красноцветами*. Теперь мы знаем, что подобным путем в процессе раннего диагенеза образуются многие красноцветные отложения (см. обзор в работе [834]). Однако необходимо время для дальнейшего осаждения Fe^{3+} в составе лимонита и преобразования оксида в гематит. Например, в юго-западных районах США, в аркозовых песчаниках первого цикла с возрастом от современного до плейстоценового и далее до плиоцен-миоценового, «покраснение» увеличивается [844].

Рассмотренные выше раннедиагенетические изменения, происходящие в вадозной зоне, обобщены на рис. 28.4. Неизвестно, что случится с диагенетической структурой в процессе уплотнения и погружения, однако вероятно, что все поровое пространство будет постепенно заполнено и что аутигенные и инфильтрованные глинистые минералы постепенно соединятся в «глинистый цемент» смешанной природы. До тех пор пока гематитовые ободки не обрастут кварцем или полевым шпатом, они могут быть восстановлены; в этом случае диагенетическая красная окраска уничтожится. При уплотнении изменится состав иллита, и в конечном счете, если погружение будет достаточно глубоким или если будет наблюдаться поток кислых поровых растворов, он преобразуется в каолинит.

Чистые эоловые пески, сохранившиеся в дюнах, могут также подвергаться диагенетическим изменениям, сходным с описанными выше для аллювиальных конусов выноса. Образование окрашенной в красный цвет пленки, покрывающей хорошо окатанные зерна кварца, может быть результатом инфильтрации после пустынных бурь принесенной ветром пыли. Вслед за пленкой на поверхности зерен могут образовываться эффектные наросты кремнезема (рис. 28.6) [855, 856]. Образование наростов, имеющих

Рис. 28.5. Микрофотографии, иллюстрирующие континентальную вадозную зону аридного диагенеза в аллювии первого цикла. *а* – микрофотография шлифа, на которой видно растворенное по периферии зерно плагиоклаза (Pl) с пустотами растворения (dv) и глинистой поверхностью (cs), отмечающей первоначальные очертания зерна. Масштабный отрезок равен 250 мкм. Плиоценовый фангломерат, Нижняя Калифорния; *б* – микрофотография шлифа, показывающая зерно плагиоклаза (P), которое неравномерно замещено глиной (rc). Масштабный отрезок равен 250 мкм. Место взятия образца то же; *в* – сканирующая электронная микрофотография ярко-красного заполняющего поры цемента, состоящего из смеси механически просочившейся глины, аутигенной глины и аутигенного калиевого полевого шпата (AF). Масштабный отрезок равен 5 мкм. Место взятия образца то же; *г* – сканирующая электронная микрофотография растворившегося зерна роговой обманки (Ho) с хорошо выраженными «иголочками» и пустотами растворения (dv). Масштабный отрезок равен 50 мкм. Место взятия образца то же. (Фотографии Т. Р. Уокера [846].)

ту же оптическую ориентировку, что и сами зерна, определяется атомной структурой и ориентировкой кристаллов обломочных зерен. Рост начинается с появления многочисленных ориентированных ромбоэдрических и призматических выступов на поверхности зерен. Соединение и перекрытия выступов приводят к образованию крупных кристаллических поверхностей, форма которых зависит от первичного расположения выступов по отношению к внутренним кристаллографическим осям; при этом особенно велика скорость роста вдоль оси *c*. Источником вторичного кварца, по-видимому, является кремнистая пыль, образующаяся в процессе эоловой абразии. Полагают, что эта пыль растворяется щелочными грунтовыми водами пустынь, а затем во время испарения из раствора выпадает кремнезем. Такой процесс по своему воздействию на устойчивые дюны, прежде связанные с доголоценовыми системами ветров, сегодня является наиболее эффективным.

Поверхностные и залегающие на небольшой глубине корки, описанные выше, образуют *силкреты* (см. гл. 30). Если пески пустынь выдуваются ветром до местного высокого уровня грунтовых вод, то галит и гипс могут локально осаждаться в виде цемента. Такое осаждение является частью процесса развития междюнных себх (гл. 17).

Как кремнистая, так и эвапоритовая цементация в эоловых песчаниках может резко ухудшать коллекторные свойства песчаных осадочных тел, служащих при отсутствии цементации прекрасными коллекторами нефти и газа. Однако, с другой стороны, раннедиагенетическое обрастание частиц кремнистым цементом может в значительной степени предотвращать уменьшение пористости при уплотнении.

В заключение следует отметить, что в континентальных песчаных и гравийных отложениях в случае глубокого их захоронения в осадочных бассейнах могут встречаться дополнительные фазы цементации и растворения. Эти процессы рассмотрены в следующем разделе.

28е. Диагенез песков на глубине. Диагенез песков при погружении представляет собой чрезвычайно сложный процесс. Это обусловлено тем, что конечный продукт зависит от первоначального состава песков, среды отложения, характера переслаивающихся осадков, состава формационных вод, а также от глубины погружения. Это лишь

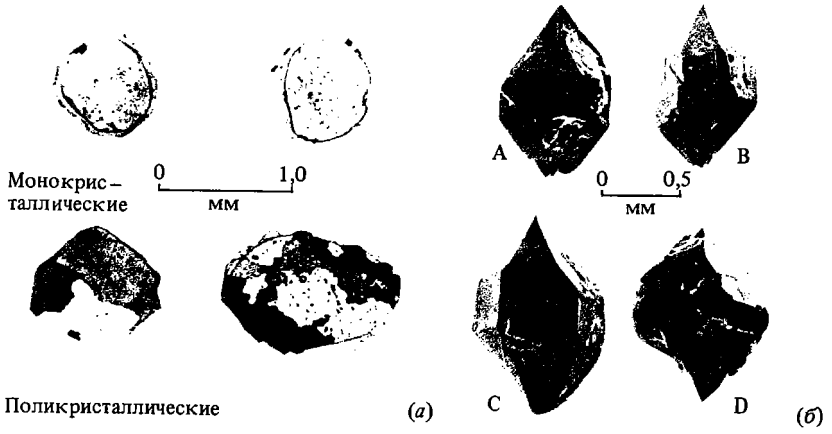


Рис. 28.6. Наросты на зернах кварца. *а* – тонкие шлифы монокристаллических и поликристаллических зерен кварца с наростами. Обратите внимание на одинаковую оптическую ориентировку наростов с соответствующими субкристаллами в поликристаллических зернах (вид при скрещенных николях); *б* – совершенные монокристаллические наросты, имеющие форму от бипирамидальной до призматической. Обратите внимание на округлые очертания обломочного кварцевого зерна (D). (Все фотографии из работы [855].)

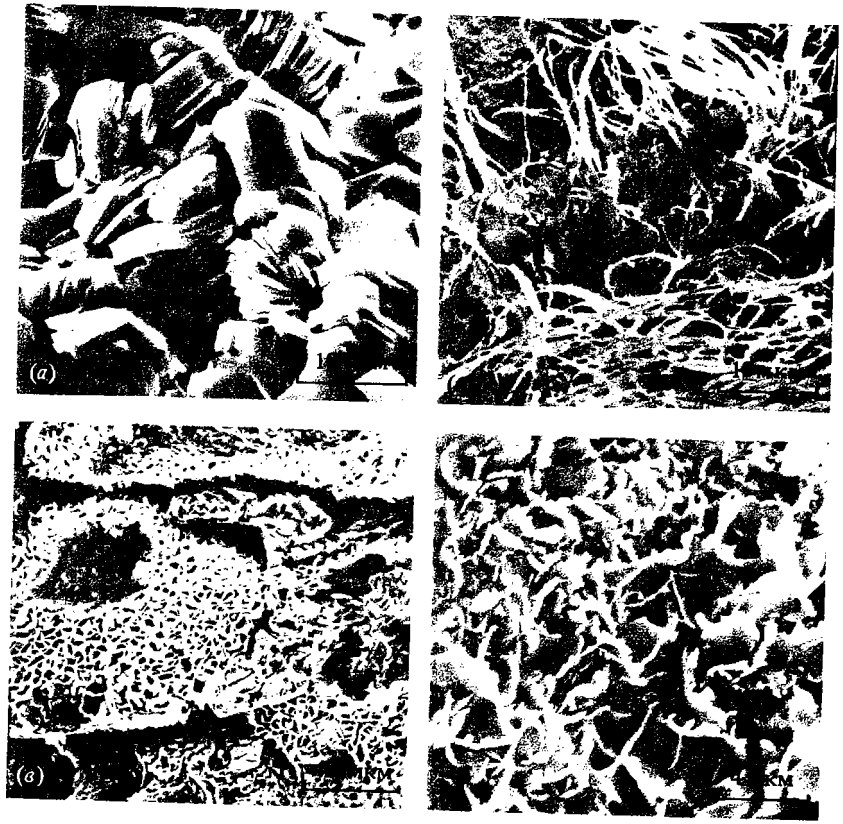


Рис. 28.7. Сканирующие электронные микрофотографии аутигенных глин, образовавшихся в поровом пространстве песчаников. *а* – пакетные агрегаты каолинита с псевдогексагональными очертаниями отдельных пластинок. Эоценовые песчаники Фрио, Техас; *б* – аутигенный иллит с необычно длинными лейстовидными отростками. Пермские ротлигендские песчаники, Северное море; *в* – сотовые формы роста хлорита в виде покрова на песчаных зернах. Темные пятна на зернах – точки контакта между соседними зернами, из которых некоторые откололись в процессе подготовки образца. Юрские песчаники Норфлет, Флорида; *г* – смешанослойный смектит-иллит, имеющий форму кристаллов, очень сходную с формой кристаллов чистого иллита – с короткими лейстовидными отростками. Меловая группа Месаверде, Колорадо. (Все фотографии из работы [876].)

некоторые из всего многообразия контролирующих факторов. Два процесса можно назвать преобладающими: а) изменение, растворение и механическое уплотнение структуры зерен и б) рост (и иногда растворение) в поровом пространстве осажденных из раствора минералов цемента (рис. 28.7). Важным является тот факт, что песчаные горизонты служат каналами миграции для вод, выжимаемых из соседних уплотняющихся иловых толщ (см. рис. 27.11). Следовательно, источник ионов, участвующих в процессе (б) (рис. 28.8), может находиться вдалеке от порового пространства, в котором происходит цементация.

В процессе захоронения зерна полевых

шпатов и обломки вулканических пород особенно склонны к изменению и растворению под действием кислых формационных вод [802]. Полевые шпаты разрушаются до иллита и далее до каолинита с высвобождением Si^{4+} и K^+. В скважинах, пробуренных в песчаных отложениях побережья Мексиканского залива, калиевый полевой шпат редко встречается ниже глубины ~ 2,5 км (рис. 28.9). В ходе процесса погружения обломки основных вулканитов разрушаются до смектитов, а вулканические стекла растекловываются. Позднее из растворов поровых вод могут кристаллизоваться цеолиты. Они были использованы для создания шкалы относительной глубины погружения

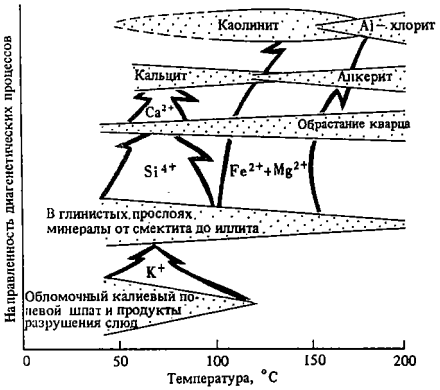


Рис. 28.8. Схематическая диаграмма, показывающая, каким образом в процессе диагенеза вследствие реакций между межслоевыми кластическими глинистыми минералами и обломочными полевыми шпатами происходит поступление ионов (большие стрелки), участвующих в цементации песчаников [94].

метаморфических зон [351, 623]. Таким образом, у песков, первоначально обогащенных полевыми шпатами или обломочным материалом, значительная доля твердых минералов будет разрушена до мягких агрегатов глинистых минералов, которые в процессе уплотнения будут постепенно образовывать глинистый цемент, резко уменьшающий проницаемость песков. Сходная судьба ожидает первоначально мягкие глинистые интракласты и обломочные чешуйки слюд, которые окружают обломочные зерна кварца. Формирование диагенетического цемента имеет большое значение с точки зрения проницаемости, классификации песчаников (разд. 28з), а также интерпретации структур [599].

Поступление кремнезема в раствор за счет разрушения калиевых полевых шпатов, а также за счет преобразования смектитов в иллит в ассоциирующихся илах может приводить к образованию осадков из кремневого цемента, а также наростов на ранее существовавших зернах кварца [485]. Такие наросты могут быть внешне идентичны наростам, возникшим в процессе приповерхностного вадозного диагенеза в условиях семиаридного и аридного климатов. Однако формированию наростов при диагенезе на глубине во многих случаях препятствуют раннедиагенетические глинистые пленки на зернах; для вадозных образцов это не характерно. Раннее образование кварцевых наростов резко уменьшает вероятность более поздних сокращающих пористость процессов растворения под действием давления вплоть до глубины захоронения 4–8 км.

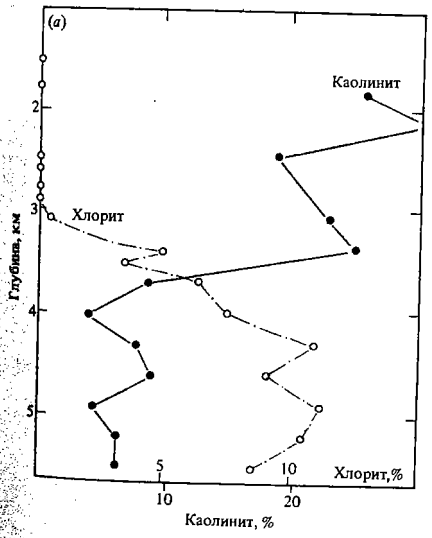
Свыше 90% всех песчаников содержат аутигенные глинистые минералы (рис. 28.7), образовавшиеся в порах в процессе диагенеза [876]. Монтмориллонит, смешанослойные глинистые минералы и хлорит могут отлагаться в поровом пространстве на самых ранних стадиях диагенеза, вблизи поверхности раздела морская вода – осадок. Особенно подвержены изменению, почти сразу же под поверхностью раздела, пески, обогащенные обломками основных вулканических пород. На глубинах захоронения свыше 2,5 км смешанослойные глинистые минералы преобразуются в иллиты. При этом K^+ поставляется за счет описанного выше разрушения калиевых полевых шпатов. Если в толще присутствуют кислые формационные воды или если в пески в процессе подъема поступают метеорные воды, то глинистый цемент будет представлен каолинитом. Последующее погружение и поток щелочных поровых вод могут приводить к иллитизации. Во многих нефтяных бассейнах британского сектора Северного моря миграция нефти происходила раньше, чем последующая иллитизация. Поэтому в заполненных нефтью порах присутствует аутигенный каолинит, тогда как в порах и

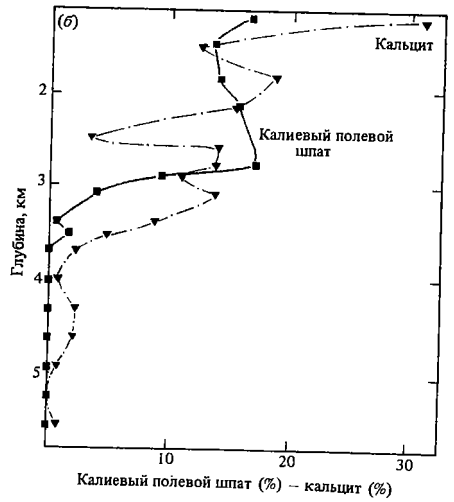
же нефтяной зоны имеется аутигенный иллит [773, 334]. Совершенно очевидно, что нефть «защищала» каолинит от воздействия обогащенных калием формационных вод. Исследования в США на побережье Мексиканского залива [94] показали, что в диапазоне между 3 и 4,5 км с увеличением глубины захоронения содержание каолинита постепенно уменьшается, тогда как содержание хлорита в пределах примерно того же интервала становится больше (рис. 28.9). Такое распределение предполагает реакционную связь между этими двумя минералами, причем необходимый избыток Fe^{2+} и Mg^{2+} поступает в результате иллитизации смектитов и смешанослойных глинистых минералов (рис. 28.4).

Песчаники, сцементированные карбонатами, – явление относительно обычное. Часто карбонаты выступают в роли главного цементирующего материала, который сокращает поры и проницаемость во многих песчаных коллекторах углеводородов (см., однако, разд. 28ж), имеющих как важное, так и относительно подчиненное экономическое значение. Кальций, железо и магний поставляются мигрирующими поровыми флюидами в результате преобразования смектитов в иллит в смежных уплотняющихся алевритово-глинистых толщах. Обычными минералами карбонатного цемента являются кальцит, железистый кальцит, железистый доломит, анкерит и сидерит. В большинстве случаев они представляют собой довольно поздние фазы. В песчаниках Уилкокс в США на побережье Мексиканского залива [93] кальцит замещается анкеритом на глубинах захоронения свыше 2,5–3 км, что соответствует температурам около 120°С. Анализы изотопного состава (рис. 28.10) показали, что эти анкериты относительно обеднены как изотопом кислорода ^{18}O, так и изотопом углерода ^{13}C. Обеднение ^{13}C, по-видимому, обусловлено тем, что CO_2 образуется в результате декарбоксилации органического вещества, присутствующего в смежных пластах алевритово-глинистых пород. Низкое значение $\delta^{18}O$ указывает на сходство с полем гидротермальных доломитов (рис. 28.10).

Значение илов как «доноров» ионов для цементации пористых песчаных отложений

Рис. 28.9. *а, б* – изменения содержаний первично-кластической (кальцит, калиевый полевой шпат, каолинит) и диагенетической (хлорит) фаз, наблюдаемых в более чем пятикилометровом разрезе, полученном при бурении морских илов и песчаников олигоцен-миоценового возраста в США на побережье Мексиканского залива [387].





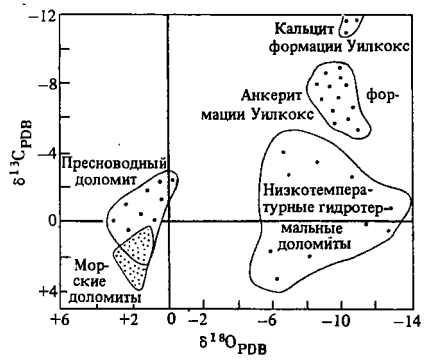


Рис. 28.10. Содержание стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатном цементе морских и дельтовых песчаников погребенной части формации Уилкокс, эоцен, юго-западный Техас [94].

подчеркивается обычным обогащением карбонатами вблизи контактов алевритово-глинистых пород и песчаников, а также преобладанием карбонатов в большинстве маломощных пластов песчаников, переслаивающихся с пластами алевритово-глинистых пород.

Растворение под действием давления преобразует некоторые границы зерен в вогнуто-выпуклые и микростилолитовые контакты. Образованию микростилолитовых контактов, по-видимому, способствует присутствие на поверхности зерен тонких иллитовых оболочек. Они ускоряют диффузию ионов, которая определяет скорость процесса растворения под действием давления.

28ж. Вторичная пористость и диагенез песчаников. Помимо первичной пористости, являющейся результатом неполного заполнения минералами цемента имеющегося порового пространства, существует и вторичная пористость. Она может возникать в ходе процесса диагенеза песчаников под действием ряда механизмов (см. обзор Шмидта и Мак-Доналда [706]) (рис. 28.11). Вторичная пористость может образоваться на любой стадии процесса диагенеза, однако, по-видимому, ее развитие наиболее эффективно во время диагенеза при глубоком захоронении вслед за растворением карбонатных цементирующих минералов – кальцита, доломита и сидерита (рис. 28.12, 28.13). Такая *декарбонатизация* представляет собой следствие реакций декарбоксилации с участием органического вещества. Выделяющийся диоксид углерода, соединяясь с формационными водами, приводит к образованию кислых растворов. Высвобождающиеся при этом в больших количествах растворенные ионы Mg^{2+}, Ca^{2+}, HCO_3^- и CO_3^{2-} в процессе уплотнения могут мигрировать вверх и вновь осаждаться из раствора в составе карбонатов цемента в более высоко залегающих отложениях. По-видимому, первичная миграция углеводородов (гл. 31) следует сразу же за реакциями декарбонатизации. Это обусловлено тем, что основное количество углеводородов генерируется вслед за кульминацией декарбоксилации. Таким образом, тесная ас-

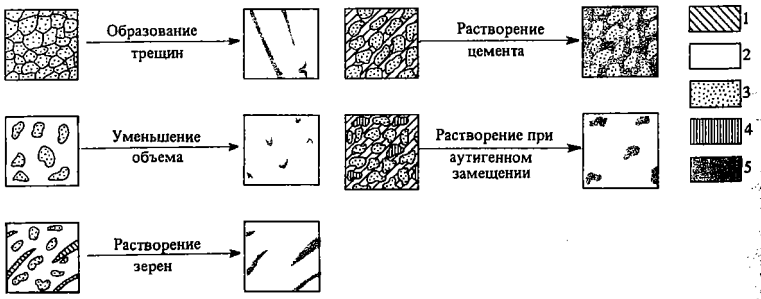


Рис. 28.11. Схематические рисунки, показывающие происхождение вторичной пористости в песчаниках. *1* – карбонат или сульфат; *2* – цемент; *3* – зерна кварца; *4* – растворимый замещающий материал; *5* – пористость [706].

социация нефтематеринских пород и пород-коллекторов благоприятствует накоплению углеводородов во вторичном поровом пространстве. Это поровое пространство создается на глубинах, значительно превышающих общепринятые глубинные пределы эффективной первичной пористости.

28з. Классификация песчаников. Наиболее полезной классификацией песчаников является бинарная, основанная как на среднем составе зерен, так и на структуре песчаников (рис. 28.14). Поэтому при такой классификации состав цемента песчаников не принимается во внимание, однако может быть описан как дополнительный признак. Например, песчаник, сцементированный кальцитом, может быть назван известковистым песчаником. Состав песчаников представляют в виде треугольной диаграммы, учитывающей три основных компонента: кварц, полевые шпаты и обломки пород [218, 635]. К *аренитам* относится основная группа песчаников, имеющих в своем составе менее 15% тонкодисперсного вещества цементирующей массы, т. е. аренитам сложены хорошо отсортированным материалом. Аркозовые, лититовые и кварцевые аренитам обогащены соответственно полевыми шпатами, обломками пород и кварцем. Кварцевые аренитам (синоним «ортокварциты») относятся к наиболее зрелой подгруппе песчаников и часто представляют собой мультициклические отложения (гл. 1). Лититовые песчаники в свою очередь можно подразделить в зависимости от состава содержащихся в них обломков пород.

Вторая основная группа песчаников представлена *вакками*, в которых на долю цементирующей массы приходится более 15%. «Граувакка» – устаревший общий термин, используемый при описании вакк в целом. Вакки подразделяются на полевошпатовый, лититовый и кварцевый типы, обогащенные соответственно полевыми шпатами, обломками пород и кварцем. Дальнейшее подразделение лититовых вакк возможно в зависимости от состава содержащихся обломков пород. При увеличении содержания тонкодисперсной цементирующей массы вакки переходят в песчанистые алевритово-глинистые породы (> 50% цементирующей

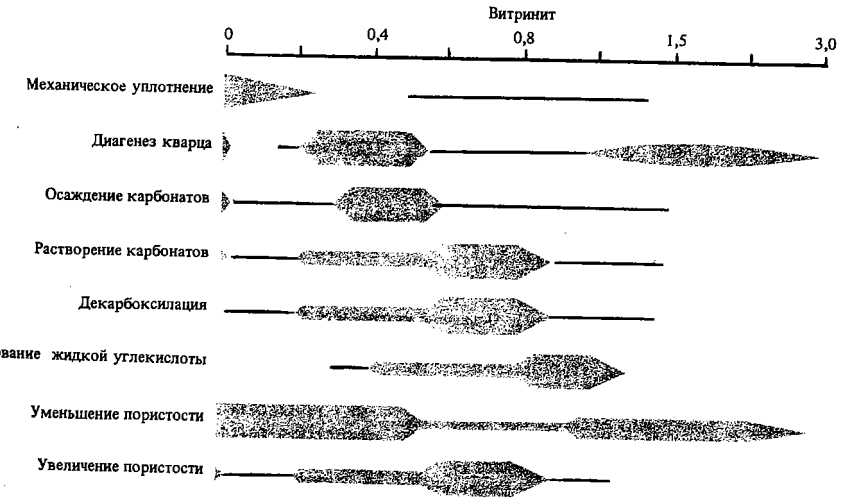


Рис. 28.12. Диаграмма, показывающая различные механизмы диагенеза, происходящего при погружении кварцевых аренитов. Величины отражательной способности витринита свидетельствуют о постепенной интенсификации диагенеза (см. гл. 31) [706].

массы) и далее в алевритово-глинистые породы (> 75% цементирующей массы).

До сих пор мы не рассматривали термин *цемент*, или *цементирующая масса*. Сначала представим диапазон размера частиц цементирующей массы. Некоторые авторы склонны ограничивать это понятие частицами истинно глинистой размерности (т. е. менее 4 мкм), которые под обычным оптическим микроскопом в основном неразличимы как отдельные зерна. Другие считают верхний предел размеров частиц более высоким, в основном около 20–30 мкм (т. е. середина диапазона алевритовой размерности). Последний диапазон размеров частиц, вероятно, является более предпочтительным, поскольку, как отмечалось выше, средний размер зерен алевритово-глинистых пород близок к среднеалевритовому по шкале Уэнтуэрта; кроме того, приведенная выше классификация предусматривает разделение между вакками и алевритово-глинистыми породами.

Дискуссия относительно происхождения материала цементирующей массы в вакках [179] привела к так называемой *проблеме граувакк*. После появления теории турбидитных потоков многие геологи стали отождествлять древние граувакки с песчаниками с примесью илистого материала, отложившимися посредством турбидитных потоков. Несмотря на то что преобладающая часть палеозойских турбидитов действительно имела вакковый состав, позднее было доказано, что некоторые современные и третичные турбидитные песчаные отложения представляют собой арениты с резким дефицитом цементирующего материала. Однако недавние исследования турбидитов в Тихом и Атлантическом океанах показали, что многие из них содержат существенные количества первичного пелитового и алевритового материала цементирующей массы. Можно также показать, что и многие нетурбидитные песчаники являются вакками.

Проблема может быть решена, если допустить, что материал цементирующей массы в вакках имеет диагенетическую природу, о чем вкратце говорилось выше (разд. 28е). Как разрушение и уплотнение обломков пород и минералов, так и образование глинистых минералов способствуют образованию диагенетического материала цементирующей массы. Различить первичный и вторичный материал цемента в древних песчаниках чрезвычайно трудно [210].

При рассмотрении состава и структуры древних песчаников, особенно глубоко захороненных, читателю следует быть предельно осторожным в выводах, касающихся их источника и механизма осаждения. Во многих случаях современные свойства песчаников больше расскажут о диагенетической истории, нежели о подлинном источнике или механизме их осаждения. Поэтому при исследованиях, имеющих своей целью установить источник древних пород, следует концентрировать внимание на идентификации сохранившихся «ключевых» зерен – индикаторов источника, а не на абсолютной или относительной распространенности полевых шпатов или обломков пород.

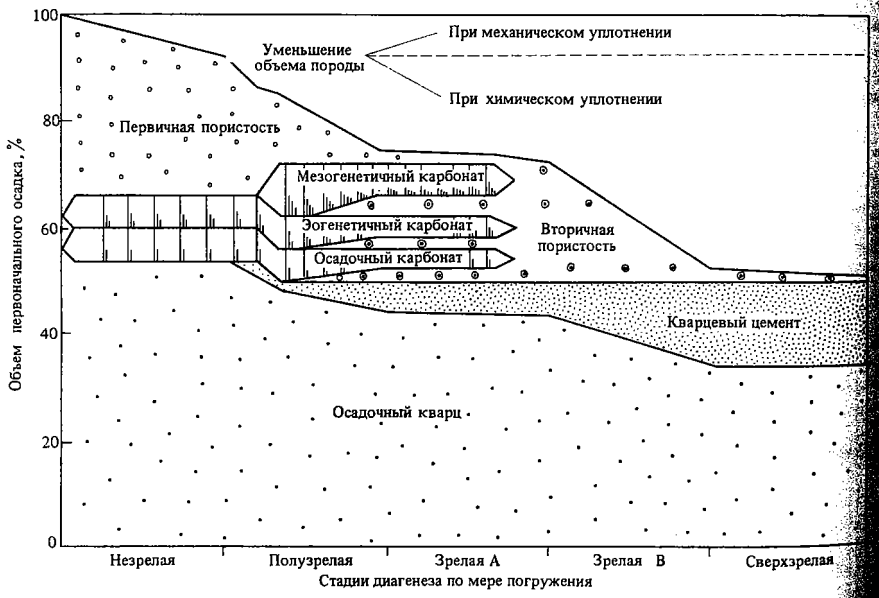


Рис. 28.13. Диаграмма, показывающая связь между стадиями диагенеза, происходящего при захоронении кварцевого аренита, и вторичной пористостью, создаваемой за счет выщелачивания первичных карбонатов и вторичного карбонатного цемента [706]. [Эогенез – процессы, происходящие в период воздействия на осадок поверхностных и приповерхностных агентов; мезогенез – процессы, протекающие в осадках и породах, начинающиеся после эогенеза и продолжающиеся до тех пор, пока осадки вновь не поднимутся на поверхность, где подвергаются воздействию поверхностных агентов. С определенной степенью условности эогенез соответствует раннему диагенезу, а мезогенез – позднему диагенезу и катагенезу (до гипергенеза) советских геологов. – *Прим. ред.*]

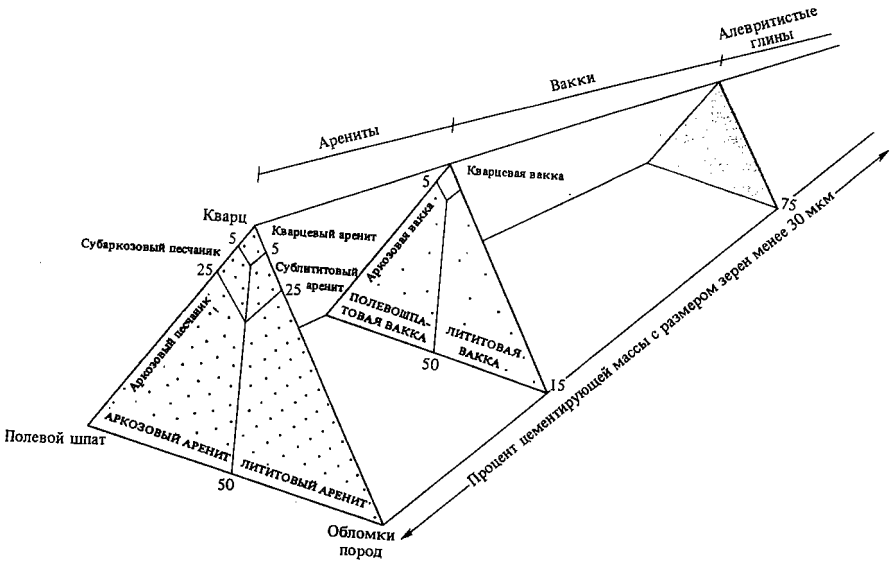


Рис. 28.14. Классификация песчаников [218, 635]. Обратите внимание на то, что цементирующий материал может иметь первично-кластическую или диагенетическую природу. Каким бы ни было происхождение в отдельных случаях, цемент остается основной составной частью рассматриваемого песчаника и поэтому его следует включать в любую описательную классификацию.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Много полезных статей по различным аспектам диагенеза кластических отложений можно найти в сборнике под редакцией Шолле и Шулгера [710], а также в журнале J. Geol. Soc. London, **135**, 1978.

29

Карбонатные отложения

29а. Введение. На первый взгляд диагенез карбонатных отложений по сравнению с диагенезом терригенных кластических отложений протекает гораздо проще. В отличие от терригенных отложений, обладающих сложным химическим и полиминеральным составом, первичные зерна карбонатного осадка представляют собой просто $CaCO_3$ морского происхождения, и при своем диагенезе они чаще всего будут находиться в растворах, также образованных из морской воды. Можно думать, что постепенное погружение такой диагенетической системы приведет к вполне определенным преобразованиям, зависящим от глубины и обусловленным последовательным фракционированием поровой воды.

Однако за этими рассуждениями скрываются значительно более сложные процессы. Ведь в отличие от кварца карбонат кальция в различных условиях на поверхности Земли и в близповерхностных обстановках легко растворим и так же легко выпадает в осадок. Полиморфные модификации $CaCO_3$ – арагонит и кальцит (последний с переменным содержанием $MgCO_3$) в разных диагенетических областях характеризуются разными полями устойчивости. Усвоение или, наоборот, продуцирование CO_2 связаны с такими органическими процессами, как фотосинтез и бактериальное разложение, поэтому равновесие карбоната зависит от степени участия органики, в особенности в микролокальной обстановке порового пространства или кавернозности, которые характерны для условий диагенеза ниже поверхности раздела вода–осадок. Выпадение в осадок арагонита управляется кинетическими факторами, а не ионными концентрациями поверхностных и близповерхностных вод, как это должно было бы быть по логике вещей. Во многих осадочных толщах карбонатные отложения подстилаются или перекрываются кластическими глинами, а также переслаиваются с ними, так что в ходе диагенеза и погружения источник ионов, поступающих в поровое пространство карбонатов, каждый раз мог быть совершенно самостоятельным.

Можно, однако, с уверенностью считать, что, несмотря на все эти сложности, исследование диагенеза карбонатных отложений по ряду причин, которых мы не будем здесь касаться, продвинулось гораздо дальше по сравнению с изучением обломочных отложений. Конечно, определенную роль здесь сыграло привлечение методов изучения известняков в прозрачных шлифах, применение методики травления для диагностики карбонатов, использование стабильных изотопов, обнаружение в современных тропических областях многочисленных продуктов раннего диагенеза карбонатов и, наконец, признание важного значения карбонатного цемента в сокращении пористости и проницаемости основных коллекторских свойств известняков.

Прежде чем подробно рассмотреть различные обстановки карбонатного диагенеза, кратко перечислим основные свойства карбонатных зерен, которым предстоит испытать диагенез в субтропических карбонатных провинциях. Биогенные зерна могут состоять из низкомагнезиального кальцита, высокомагнезиального кальцита и арагонита. Одни раковины имеют лишь поверхностный слой микрита, а другие целиком сложены микритизированным агрегатом. В арагонитовых пеллетах отмечается некоторая литификация как следствие кристаллизации арагонита в микропорах. В арагонитовых осадках, кроме того, видна разная степень внутренней микритизации, приводящей к частичному нарушению первичных внутренних структур – концентрической и радиально-лучистой. Близповерхностные карбонатные илы в обстановке спокойной воды состоят из арагонитовых игл различного происхождения: одни образуются при разложении водорослей, а другие хемогенным путем, при выпадении в осадок из морской воды. Валовой изотопный состав карбонатных осадков приблизительно соответствует $\delta^{18}O = -2$ и $\delta^{13}C = +2$ (рис. 27.5), но из-за изотопного фракционирования, связанного с влиянием органики, имеют место определенные его вариации, в частности в микритовом поверхностном слое $\delta^{13}C$ больше, чем в арагоните самих раковин.

29б. Ранний диагенез метеорной области. В результате падения уровня моря, тектонического поднятия или отступания береговой линии морские карбонатные отложения могут быть выведены на дневную поверхность (см. гл. 23). В настоящее время существуют многочисленные районы, где из-за падения уровня моря или поднятия суши испытывают метеорный диагенез плейстоценовые осадки и, частично, литифицированные известняки. Как уже упоминалось, в области метеорного диагенеза выделяются две зоны: *вадозная, или субаэральная*, и *фреатическая*. *Субаэральный диагенез* в значительной степени сводится к растворению и переотложению неустойчивых карбонатных минералов (высокомагнезиального кальцита и арагонита), которые осуществляются водой атмосферных осадков, проникающей сквозь почвенный покров. Эта вода практически находится в равновесии с почвой в отношении содержания CO_2, причем парциальное давление CO_2 в почвах выше, чем в атмосфере [822]. Чтобы достичь этого равновесия, кислые воды растворяют $CaCO_3$. По мере продвижения вниз, в обстановку пониженного парциального давления CO_2, из раствора будет выпадать в осадок более устойчивый и менее растворимый низкомагнезиальный кальцит, образующий цемент. Обогащенный изотопом ^{12}C почвенный углекислый газ органического происхождения обусловливает отрицательные значения $\delta^{13}C$ этого кальцитового цемента. Отрицательные значения $\delta^{18}O$ определяются равновесием с местными метеорными водами. Хотя, по опубликованным данным, величины этого коэффициента обычно колеблются от -4 до -10, последние анализы из субаэральной зоны диагенеза острова Барбадос (Малые Антильские острова) показывают, что значения меньше $-6‰$ наблюдаются только в образцах карбонатов, непосредственно выходящих на поверхность, тогда как для образцов из керна, взятых далеко от поверхности, они заключены в пределы от -1 до $-5‰$. Таким образом, на графике зависимости $\delta^{13}C$ от глубины видна устойчивая тенденция к смещению в сторону меньших по абсолютному значению отрицательных величин коэффициента (рис. 29.1).

При детальных исследованиях субаэрального диагенеза (данные Ланда [480], обобщенные Батерстом [64]) плейстоценовых известняков Бермудских островов установлено пять главных стадий изменения первичного карбонатного осадка (рис. 29.2). *Первая стадия* охватывает образование смеси арагонита, который продуцируют моллюски, кораллы и галимедовые водоросли, и высокомагнезиального кальцита, осажденного фораминиферами, кораллиновыми водорослями и иглокожими.

Вторая стадия включает формирование

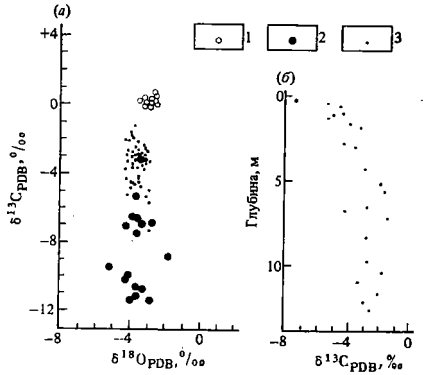


Рис. 29.1. *а* – состав стабильных изотопов испытавших диагенез плейстоценовых известняков острова Барбадос (вадозная зона) и голоценовых морских осадков; *б* – зависимость ^{13}C известняков от глубины (по образцам керна). *1* – современные морские осадки; *2* – известняки, выходящие на поверхность; *3* – известняки из керна скважин [4].



Рис. 29.2. Зоны метеорного диагенеза (1–5) и их состав; основано на изучении плейстоценовых известняков Бермудских островов [480] и изотопных данных Фридмана [280], обобщенных Батерстом [64].

частично литифицированного, но все еще рыхлого известняка, в котором в виде интра- и интергранулярного каемочного цемента с умеренно отрицательными величинами $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ присутствует низкомагнезиальный кальцит. Так как поровое пространство в субаэральной зоне в основном заполнено воздухом, выпадение в осадок карбоната может происходить благодаря дегазации CO_2 из капиллярной воды на контактах между зернами. В поровых связках возникает каемочный цемент менисковой формы, а на нижних частях наиболее крупных зерен нарастает цемент типа подвесок. Процесс цементации протекает более полно в мелкозернистых отложениях, имеющих максимальную капиллярность [481].

В *третью стадию* происходит изменение биогенных частиц, связанное с переходом высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный. Оно сопровождается лишь незначительной утратой деталей структуры раковины, хотя этот процесс представляет собой полное перераспределение всех ионов кристаллической решетки, а не просто замену Mg^{2+} на Ca^{2+}. Это доказывается тем, что кислород и углерод низкомагнезиального кальцита находятся в изотопном равновесии с вадозными диагенетическими водами.

Четвертая стадия включает локальное растворение арагонита и переотложение карбоната в виде низкомагнезиального кальцитового цемента, а также кальцитизацию арагонитовых раковин на фронтах просачивающихся растворов, минуя промежуточную фазу пустот [638]. В субаэральной зоне этот процесс осуществляется через водяные пленки микронной или даже еще меньшей толщины, по одну сторону которых растворяется арагонит, а по другую отлагается кальцит (рис. 29.3). Химический обмен такого элемента, как стронций, с поровыми водами ограничен, поэтому его концентрации в кальците могут возрастать. Структура кальцита кораллов может довольно близко напоминать первичную структуру арагонита, при сканирующей электронной микроскопии продуктов замещения арагонита обильные мельчайшие включения этого минерала обнаруживаются во вновь образованном кальците. Во время четвертой стадии микритовые поверхностные слои раковин (гл. 2) сохраняются в виде устойчивых каркасов, а окаймленные ими арагонитовые части скелета могут быть замещены кальцитом или полностью растворены [62]. В последнем случае микритовые оболочки выступают в роли своеобразных формочек, которые заполняются цементом в более позднюю стадию диагене-

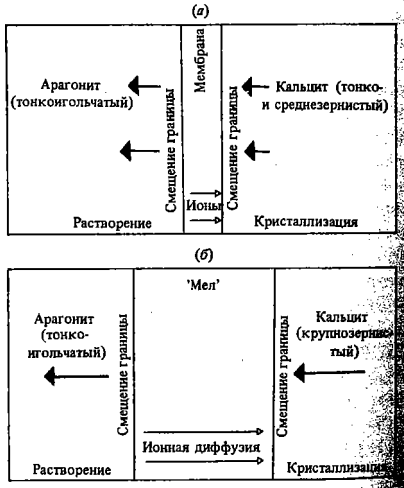


Рис. 29.3. *а* – схема превращения арагонита в кальцит посредством мембраны с хорошей сохранностью коралловой скелетной структуры; *б* – то же через фазу «мела» с относительно плохой сохранностью коралловой скелетной структуры [638].

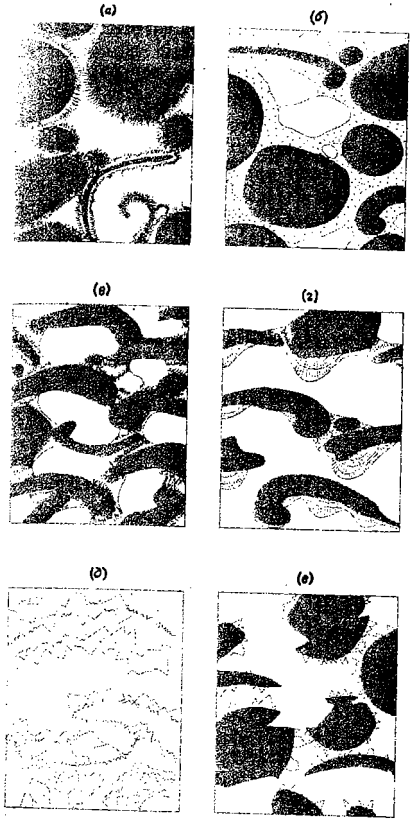


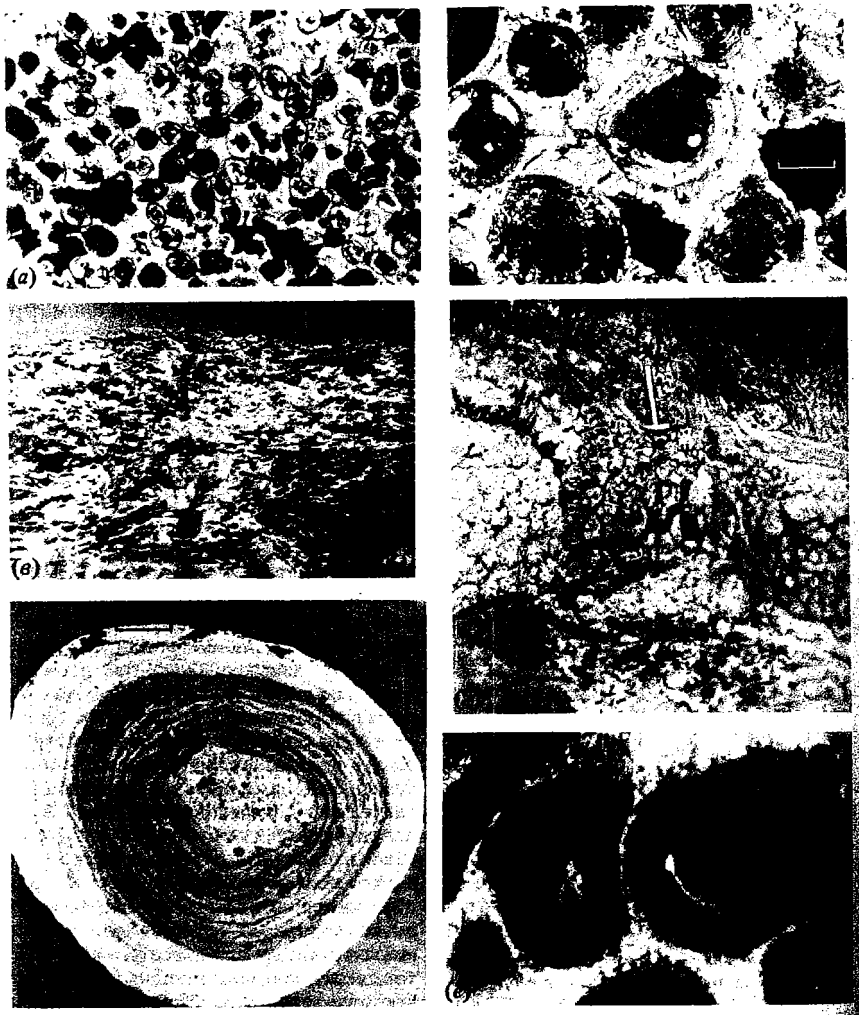
Рис. 29.4. Зарисовки шлифов, иллюстрирующие характер цемента современных карбонатов. *а* – морской арагонит с волокнистой структурой, образующей равные по толщине каемки (изопахитовой); *б* – микритовый арагонит или магнезиальный кальцит с равномерной толщиной каемок; *в* – внутрилиторальный – надлиторальный волокнистый цемент контактного типа; *г* – внутрилиторальный – надлиторальный волокнистый цемент в виде микросталактитов; *д* – блоковый кальцит из метеорной зоны и структура растворения; *е* – метеорная дедоломитизация, ведущая к образованию вторичных плоскостенных пустот [655].

за или расплющиваются под нагрузкой в ходе погребения осадка.

Пятая стадия завершает образование полностью литифицированной породы с пористостью около 20% и с преимущественно низкомагнезиально кальцитовым цементом и зернами (рис. 29.5). Субаэральный диагенез такого рода обычно рассматривается как очень быстрый процесс, до полного завершения которого проходит всего несколько тысяч лет. Однако во многих районах высокомагнезиальный кальцит и арагонит сохраняются в этих условиях в течение 100 000 лет, особенно там, где доступ грунтовых вод ограничивается пропластками непроницаемых кластических или карбонатных илов. Как будет показано ниже, метеорный фреатический диагенез протекает гораздо быстрее по сравнению с субаэральным.

Прежде чем закончить характеристику субаэрального диагенеза, необходимо кратко рассмотреть процессы, происходящие в самом поверхностном слое вадозовой зоны, для которого наиболее типично развитие кальцитизации. При этом на субстрате карбонатных пород или осадков образуется *каличе* – известковый материал вторичной почвенной аккумуляции, который, со временем проникая все глубже и становясь более интенсивным, создает своеобразные мощные разрезы. На поверхности выходов водонепроницаемых пород или на их границе с почвой возникает характерная тонкослойная корка микрита мощностью до 5 см [348]. Вдоль трещин тонкие прожилки и линзочки микрита проникают в глубь пористого субстрата. Для каличе характерны структуры шевронных складок [35], а для достаточно зрелых разрезов типично появление субповерхностной зоны брекчирования, в которой угловатые или округлые обломки коренных карбонатных пород вмяты в цементирующую массу комковатого микрита. При отложении вокруг таких обломков микритового кальцита образуются *вадозные пизолиты* диаметром до 10 см (рис. 29.5, *д*), зачастую имеющие сталактитоподобные наросты в виде микритовых слойков, нарастающих на нижней части пизолитов (рис. 29.4). Вода, просачивающая через вадозовую зону с развитием каличе, может вымывать обломки кристалликов вадозового ила и заполнять им поровое пространство и пустоты [223, 224].

На некарбонатных подстилающих породах в условиях полузасушливого климата широкое развитие приобретает калькрет, образующий на поверхности протяженные

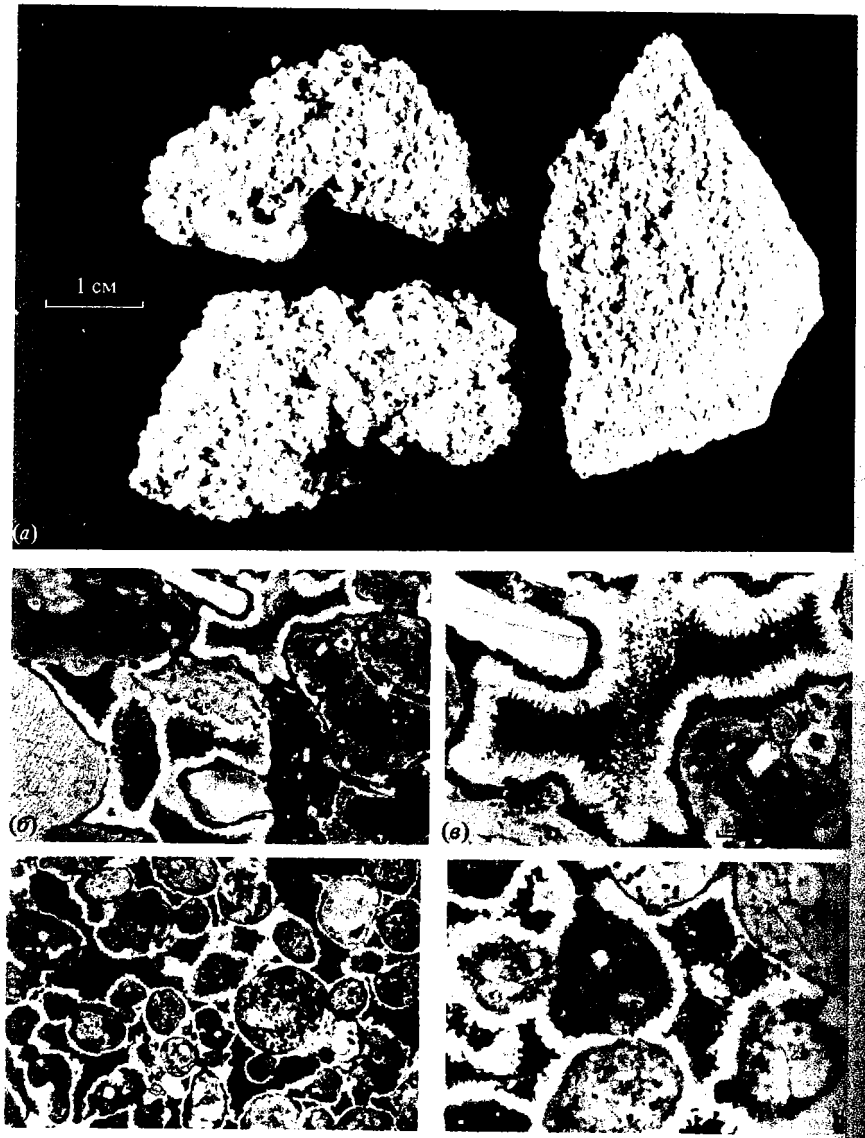


участки плотных хорошо сохраняющихся корок (duricrust) [310]. Голоценовые калькреты наиболее часто встречаются там, где сумма годовых осадков достигает 100–500 мм и распределяется в течение года более или менее равномерно, без пиков. Калькреты в основном образуются при отложении карбоната или замещении им других минералов в почвенном горизонте С, в пределах вадозовой зоны, но, как правило, не на поверхности осадконакопления. Преобладающим карбонатным минералом в них является низкомагнезиальный кальцит микритовой и микроспаритовой размерности, хотя в некоторых работах отмечается присутствие и высокомагнезиального кальцита [854]. В шлифах можно наблюдать многочисленные доказательства замещения карбонатом ранее существовавших зерен силикатных минералов, но здесь же могут присутствовать и настоящие структуры цементации и переотложения [854]. По мере объединения отдельных прожилков и мелких стяжений в более крупные мощность калькретового слоя увеличивается. В результате формируется толща, состоящая из плотного материала с тонкослоистой поверхностной коркой, с вадозовыми пизолитами, признаками брекчирования и разбухания и линзами халцедона. Методом радиоуглеродного датирования доказано, что мощные разрезы калькрета имеют возраст по крайней мере 10 000 лет [298]. Многие мощные пласты калькрета (см., например, рис. 29.5, *в*) представляют собой реликты плейстоценовой эпохи, а другие, по-видимому, фиксируют аккумуляцию карбоната в связи с колебаниями климата в плейстоцен-плиоценовое время.

Рис. 29.5. *а* – микрофотография шлифа плейстоценового оолитового известняка (эолианита) с частичным растворением арагонита и одновременной кристаллизацией низкомагнезиального кальцита в виде кристаллического цемента в поровом пространстве (николи скрещены). Следует обратить внимание на оставшееся незамещенным поровое пространство (черное). Зона метеорного диагенеза. Бимини, Багамские острова. Масштабный отрезок равен 100 мкм (из коллекции Р. Тилла); *б* – деталь фото 29.5, *а*, показывающая пустоты растворения во внешнем слое арагонитовых оолитов и выполнение пор кристаллическим низкомагнезиальным кальцитовым цементом; *в* – необычно мощный (около 12 м), сложенный калькретом разрез, перекрывающий тиллиты Двайка. Богогобе, Ботсвана (фото Л. Уоттса); *г* – хорошо развитый калькрет с удлиненными и изометричными включениями. Нижний древний красный песчаник, Лидней, Глочестершир, Англия; *д* – гигантский пизолит из четвертичного калькрета. Залив Шарк, Западная Австралия (коллекция Э. Дж. В. Ван дер Граафа); *е* – фото шлифа вадозных пизолитов, ассоциирующихся с «зарифовыми» фациями рифа Капитэн, Уолнат-Каньон, шт. Нью-Мексико, США. Масштабный отрезок равен 500 мкм (коллекция Д. Смита).

В отличие от метеорной вадозовой зоны *фреатическая зона* располагается ниже зеркала грунтовых вод и характеризуется обстановкой с заполнением порового пространства пресной водой. Последняя не представляет собой нечто неподвижное и застойное, так как благодаря просачиванию атмосферных зон, стоку грунтовых вод из области питания к области разгрузки и смешению пресной воды с водой морского происхождения поровые воды находятся в постоянной циркуляции. Как уже отмечалось, вследствие постоянного перемещения больших масс воды фреатический диагенез протекает гораздо быстрее по сравнению с субаэральным диагенезом [481]. Это обусловливает образование более крупнозернистого спаритового цемента, состоящего из низкомагнезиального кальцита с размером кристаллов до 250 мкм. Очевидно, разбавленные фреатические воды по мере дегазации CO_2 способствуют медленному непрерывному росту крупных кристаллов кальцита. В отличие от этого эпизодическое появление воды в поровом пространстве субаэральной зоны приводит к быстрому росту мельчайших кристалликов из многочисленных центров кристаллизации. Кроме того, во фреатической зоне толщина каемок цемента по всей поверхности зерен бывает одинаковой (цемент *изопахитового* типа) (рис. 29.4, 29.6, *б*, *г*). Отмечается, что, когда цемент полностью заполняет поровое пространство, зерна конечной порции цемента мозаичной структуры плохо скреплены между собой [481], как это следует из теории и многочисленных петрографических наблюдений. Этот факт не имеет пока объяснения.

Изменение скелетного арагонита во фреа-



тической зоне протекает иным путем, чем в вадозовой [638]. Между арагонитом и замещающим его кальцитом в этом случае возникает зона «мелоподобного» арагонита, в которой временно появляется вторичная пористость и откуда из участков растворения диффундируют ионы Ca^{2+} и CO_3^{2-}, чтобы отложиться на мозаичном кальците (рис. 29.3, *б*). Если ионы диффундируют дальше или выносятся грунтовыми водами вообще за пределы системы, образуются крупные каверны растворения, которые видны во многих плейстоценовых, третичных и мезозойских колониях кораллов. Процесс замещения арагонита через «стадию мела» приводит к появлению однородного крупнозернистого мозаичного кальцита, плохо сохраняющего первичную внутреннюю структуру. Содержания Sr^{2+} в скелетах, замещенных в условиях фреатической зоны, в отличие от вадозовой зоны низкие и равномерные.

При изучении структур, возникающих в ходе марино-фреатического диагенеза арагонитовых илов, обнаруживаются агрегаты относительно крупных зерен микроспаритовой размерности (от 4 до 50 мкм), погруженных в микритовую основную массу [789]. Под электронным микроскопом видно, что эти микроспаритовые кристаллики в действительности являются зернами цемента, выполняющего мельчайшие пустотки растворения, а не результатом перекристаллизации микрита. Следовательно, ранняя цементация арагонитовых илов частично может происходить во фреатической зоне, что предотвращает в дальнейшем их уплотнение по мере захоронения осадка. Эта особенность важна при сравнении поведения кластических и карбонатных илов во время захоронения и погружения, а также установления зависимости пористости от глубины (см. гл. 27).

Рис. 29.6. *а* – современный литифицированный бичрок, Бимини, Багамские острова (коллекция Р. Тилла); *б* – микрофотография шлифа бичрока, на которой видны водорослевые биокласты, сцементированные изопахитовым микритовым и игольчатым арагонитовым цементом каемочного типа. Николи скрещены. Масштабный отрезок равен 100 мкм; *в* – деталь изопахитового каемочного цемента; *г* – микрофотография шлифа сублиторального хардграунда; видны пеллеты и разрушенные скелетные обломочные зерна, сцементированные бахромками высокомагнезиального кальцита, образующего цемент каемочного типа. Николи скрещены. Черное – оставшееся незамещенным поровое пространство. Масштабный отрезок равен 100 мкм. Персидский залив (коллекция Р. Тилла); *д* – деталь.

В данном разделе были описаны изменения химического и минерального составов, а также структуры, наблюдающиеся в области метеорного диагенеза. Эта зона является химически «открытой» и допускает вынос ионов Mg^{2+} и Sr^{2+} вместе с другими малыми элементами из высокомагнезиального кальцита при его переходе в низкомагнезиальную разновидность, которая кристаллизуется в равновесии с пресными водами.

29в. Ранний диагенез морской области. На многих литоралях в областях с тропическим, субтропическим и умеренным климатом встречаются участки неправильной формы литифицированных карбонатных осадков песчаной и гравийной размерности, известные под названием *бичрока* (рис. 29.6, *а*). Они залегают в виде пластов непосредственно под поверхностью осадка или в форме частично размытых масс на самой поверхности и обнаруживают такие признаки эрозии, как ямки растворения, расширяющиеся трещины и механически эродированные углубления. Неравномерно сцементированные пласты бичрока обычно достигают мощности нескольких дециметров. Иногда в них присутствуют уцелевшие обломки – следы кораблекрушений и воздушных катастроф, происшедших с реактивными самолетами, что доказывает образование бичрока в самое недавнее время; это подтверждается данными датирования радиоуглеродным методом карбонатного цемента. Последний сложен преимущественно игольчатым арагонитом (рис. 29.6, *б*, *в*) и скрытокристаллическим высокомагнезиальным кальцитом. Цемент представлен контактовым менисковым и микросталактитовым типами (рис. 29.4).

В самой простой гипотезе образования бичрока обращается внимание на то, что между поверхностным осадком, испытывающим частое перемешивание, и глубоко залегающим осадком с застойными поровыми водами располагается слой, в котором ме-

ханически устойчивые зерна погружены в морскую воду, частично испаряющуюся во время отливов и низких приливов с выпадением в осадок карбонатов [64, 578]. Эта гипотеза игнорирует вполне очевидную сложность гидродинамики береговой зоны (рис. 29.7), где у береговой поверхности на пересечении зеркала континентальных вод с поверхностью суши присутствуют также метеорные фреатические воды [335]. Предполагается, что цементация в форме бичрока возникает в ответ на смешение метеорных вод фреатической зоны с морскими поровыми водами, но это не подтверждается ни теоретически, ни экспериментально. В другой гипотезе [335] утверждается, что цементация вызвана дегазацией грунтовых

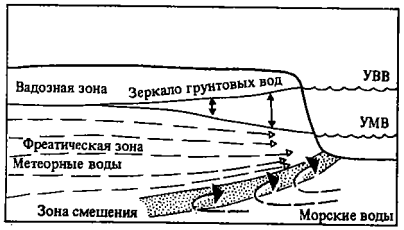


Рис. 29.7. Схематический разрез через незамкнутый прибрежный водоносный горизонт. Виден подток метеорных вод к морю и зона их смешения с морскими подземными водами [335]. УВВ – уровень высокой воды; УМВ – уровень малой воды.

вод, обогащенных CO_2 и насыщенных карбонатом, когда они поступают в прибрежную область, накопив достаточное количество CO_2 в результате разложения почвенной органики. Дегазация CO_2 из концентрированных грунтовых вод в атмосферу обусловлена колебаниями их уровня при приливах и отливах, играющих роль своеобразного насоса. Однако хотя из таких грунтовых вод и в самом деле выпадает низкомагнезиальный кальцит, нужно еще доказать, что этот механизм способен также вызвать выделение арагонита и высокомагнезиального кальцита.

Еще одними структурами, обнаруживаемыми в межприливных и надприливных осадках, являются *«окна», или структуры «птичьего глаза»*. Появление этих небольших (несколько миллиметров) непра-

вильных полостей приписывается разложению водорослевых пленок, скоплениям газа, сжатию при усыхании и литификации (см. также гл. 23). При условии достаточной раннедиагенетической цементации такие полости могут сохраняться во время уплотнения при захоронении осадка и выполняться поздними генерациями цемента.

Кроме известных многочисленных примеров литоральной цементации в тропических и субтропических областях растет число пунктов, где надежно доказывается развитие современной сублиторальной цементации в мелководных условиях. Образованные таким путем сублиторальные окаменелые участки *хардграунда* лучше всего описаны в Персидском заливе, где на площади около 70 000 км^2 и на глубине от 1 до 60 м формируются корки мощностью 0,05–10 м с каемочным цементом изопахитового типа, представленным высокомагнезиальным кальцитом с примесью арагонита (рис. 29.6, *г, д*) [757]. Обнажающаяся верхняя плоскость такой корки обычно гладко отшлифована и просверлена или инкрустирована организмами, живущими на твердом субстрате (рис. 29.8, *а, б*). Нижняя ее поверхность, как правило, неровная, с многочисленными норами и ходами илоедов, проникающими внутрь пласта снизу. Пласты сцементированных отложений, по-видимому, формируются вследствие объединения отдельных литифицированных гнезд. Широко развитые системы полигональных трещин ясно доказывают наличие поверхностного расширения, вызванного межзерновой цементацией.

При рассмотрении генезиса хардграунда обычно прибегают к гипотезе, согласно которой по мере полного затухания процесса перемешивания осадка и падения скорости осадконакопления в мелководных теплых тропических и субтропических морях из раствора может выделяться материал меж- и внутризернового цемента, выполняющего поры внутри частиц или между ними. Другим обязательным условием является наличие соответствующих карбонатных затравок. Имеются некоторые данные, указывающие на важность ряда органических факторов, в частности фотосинтеза, судя по тому, что величины $\delta\,^{13}C$ находятся в пределах $+3 - +4‰$. Необходима также циркуля-

поровой воды с тем, чтобы сквозь ходы илоедов могла осуществляться подкачка морской воды. Многочисленные пласты хардграунда, обнаруживаемые в древних известняках, приурочены к горизонтам, фиксирующим площадные перерывы в осадконакоплении. С ними ассоциируется послойная импрегнация глауконита и фосфатов, и они фиксируют переход от рыхлого осадка к литифицированной горной породе через стадию образования отдельных литифицированных стяжений (примеры, относящиеся к глубоководным морям, рассмотрены в разд. 23з).

Упомянутая модель образования хардграунда в связи с замедлением или перерывом в осадконакоплении в последнее время серьезно опровергается находками хардграунда в самых разнообразных вариантах высокоэнергетической обстановки в районе банки Эльютера на Багамской платформе [220]. Здесь литифицированные корки мощностью до 10 см развиваются на гребнях и по бокам активно перемещающихся донных форм, причем степень литификации от поверхности вглубь уменьшается. Оолиты в пределах этих корок однородны, они корродированы и сильно микритизированы. Цемент сложен арагонитовыми иглами, образующими каймы равной мощности толщиной 10–100 мкм, с подчиненным количеством микрокристаллического высокомагнезиального кальцита. Важная роль водорослей в его образовании доказывается наличием водорослевых нитей, которые скрепляют и цементируют зерна при кальцификации и последующей кристаллизации микрита. Такое явно аномальное возникновение литифицированной корки в обстановке высокой гидродинамической энергии пока не находит объяснения, хотя оно вполне может быть связано с быстрым разрастанием водорослевых колоний в виде пенообразных матов на неправильных размытых участках поверхности подводных донных форм [734]; эти маты предотвращают волочение поверхностных зерен и способствуют выделению карбоната. Дальнейшее развитие взглядов на генезис хардграунда несомненно будет связано с изучением гидродинамики и особенностей переноса осадка путем волочения на этих подвижных приливно-отливных донных формах.

Другими участками, где наблюдается мелководная подводная цементация, являются поры и полости в пределах склерактиниевых коралловых рифов [713, 526, 420]. При росте кораллов кверху ниже живущих полипов остаются покинутые организмами полости, заполненные тканью, которые становятся затем местом накопления очень тонкого осадка с образованием так называемого *геопетального выполнения* (или текстур «плотницких уровней»), верхняя плоскость которого всегда горизонтальна. При этом формируются разнообразные типы цементных структур, в частности радиально-лучистые и сферолитовые структуры арагонита и микрокристаллическая структура высокомагнезиального кальцита. В таких рифах на цементацию несомненно влияет распад органического материала, вызывающий рост щелочности, хотя более важную роль, по всей вероятности, играет механизм «подкачки», посредством которого морская вода может циркулировать внутри пористого рифового каркаса. Скорее всего, этот механизм обусловлен приливно-отливными или волновыми силами, и в этом смысле особенно важен тот факт, что максимальная степень литификации обычно наблюдается в пределах той части рифа, которая обращена в сторону моря, где сквозное просачивание и заполнение водой порового пространства наиболее эффективны (см. также разд. 23з).

Вместе с многочисленными примерами мелководной морской цементации в последнее время появляется много данных о современной литификации глубоководных океанских пелагических карбонатных осадков (см. также гл. 23). Это особенно справедливо для частично закрытых морских бассейнов, таких, как Красное и Средиземное моря, на дне которых возможно образование сверхсоленых горячих вод, что отчасти связано с близостью к центрам спрединга [578]. Арагонитовые и птероподовые осадки сцементированы здесь волокнистым и скрытокристаллическим арагонитом, тогда как кальцитовые осадки, сложенные раковинами планктонных фораминифер, цементируются высокомагнезиальным кальцитом. В общем же арагонитовый цемент в глубоководных осадках довольно редок из-за того, что выпадение этого минерала сдерживается низкой температурой и относительно низким pH. Интересен пример цементации

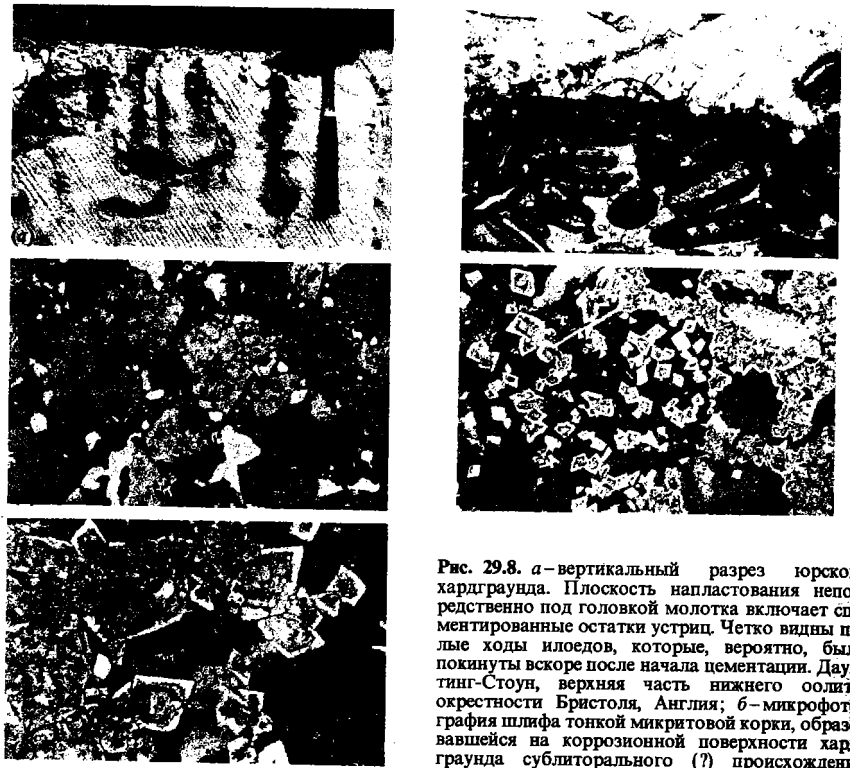


Рис. 29.8. *а* – вертикальный разрез юрского хардграунда. Плоскость напластования непосредственно под головкой молотка включает сцементированные остатки устриц. Четко видны полые ходы илоедов, которые, вероятно, были покинуты вскоре после начала цементации. Даунтинг-Стоун, верхняя часть нижнего оолита, окрестности Бристоля, Англия; *б* – микрофотография шлифа тонкой микритовой корки, образовавшейся на коррозионной поверхности хардграунда сублиторального (?) происхождения (динант). Следует обратить внимание на зарождение на этой поверхности кристаллов кальцита. Масштабный отрезок равен 100 мкм. Ньюкасл, Камберленд, Англия; *в* – микрофотография шлифа крупнозернистого доломитового спарита с обильными порами. Николи скрещены. Видны прозрачные внешние зоны кристаллов. Масштабный отрезок равен 100 мкм. Магнезиальный известняк, Везеби, Англия; *г, д* – микритовые известняки с хорошо оформленными ромбическими кристаллами доломита, ядра которых сложены зернистым кальцитом, образованным при частичной дедоломитизации. Обращает на себя внимание объединение зерен кальцита в крупные скопления. Формация Джубаила, верхняя юра, центральная часть Саудовской Аравии. Масштабный отрезок равен 100 мкм (коллекция Р. Зиндана).

высокомагнезиальным кальцитом нодулей, растущих в пелагических карбонатных осадках Средиземного моря; причиной этого послужили высокая температура, высокая соленость и низкая скорость седиментации [593]. Такие горизонты часто покрыты корками и пронизаны ходами сверлильщиков, что наталкивает на любопытные аналогии с предполагаемым ростом литифицированных стяжений и объединением их в твердые корки на сублиторальном мелководье (см. выше о хардграунде), а также с древними нодулярными известняками (например, Кнолленкальк и Аммонитико-Россо).

Подводя итоги, можно сказать, что существуют многочисленные примеры почти современной морской цементации карбонатных осадков, начиная от самой береговой линии вплоть до зоны абиссальных плато. Следует в то же время подчеркнуть, что такая ранняя литификация скорее является исключением, чем правилом. Очевидно, что факторы, препятствующие выпадению карбоната кальция в морских водах

(отмеченные в гл. 2), в мелких приповерхностных зонах диагенеза проявляются слабее.

29г. Глубинный диагенез с участием формационных вод. В данном случае термин «глубинный» относится к области, испытывающей влияние формационных вод, которые в течение определенного времени не вступают в контакт с водами поверхностного гидрогеологического цикла (см. гл. 27). Эти воды, находящиеся в равновесии с возрастающими с глубиной температурой и давлением, не являются ни чисто пресными, ни чисто морскими и могут образовываться на значительном удалении от мест, где они в конце концов должны будут сыграть активную роль в глубинном карбонатном диагенезе. Процессы, происходящие в зоне глубинного диагенеза, приходится изучать главным образом в древних известняках. Это неизбежно приводит к появлению многочисленных гипотез и нерешенных вопросов. Справедливости ради нужно сказать, что процессы глубинного диагенеза остаются все еще слабо изученными.

В области глубинного диагенеза арагонитовые скелеты и фазы раннего цемента подвергаются разнообразным изменениям. Большая часть арагонита, избежавшего изменений при метеорном диагенезе, теперь все активнее вовлекается в процесс перекристаллизации с участием влаги, при котором, согласно упомянутому выше представлению о пленочных растворах, образуется кальцит, хотя иногда арагонит может сохраняться в течение нескольких миллионов лет. При этом тонкокристаллические арагонитовые скелеты и их протеиновое заполнение постепенно превращаются в агрегаты крупнозернистого спаритового кальцита, в котором сохраняются следы ранних включений, подчеркивающие первичную текстуру. Благодаря включениям органического материала кальцит иногда обнаруживает псевдоплеохроизм [396]. Новообразованный крупнокристаллический кальцит характеризуется неправильными волнистыми границами между зернами, которые редко сопрягаются по граням кристаллов [64]. Различные особенности такого рода позволяют отличить новообразованные структуры от первичных структур цемента (см. также гл. 27). Хорошей сохранности скелетного арагонита в древних (более 300 млн. лет) породах способствует обычно наличие непроницаемых богатых органическим веществом илов, в которых полярные молекулы аминокислот, по-видимому, образуют вокруг арагонита предохранительный водоотталкивающий мономолекулярный слой, предотвращающий доступ к кристаллам достаточного количества воды [441].

Арагонитовый каемочный цемент замещается таким же кальцитовым цементом обычно до того, как происходит разрушение скелетов под нагрузкой [61]. Это доказывается тем, что на поверхностях трещин раздавленных раковин кристаллизуется только цемент второй, поздней генерации.

В настоящее время считается, что цемент характерной волокнистой радиально-лучистой структуры является результатом замещения кальцитом ранее существовавших игольчатых агрегатов арагонитового или высокомагнезиального кальцитового цемента [439]. Волокнистые радиально-лучистые агрегаты сложены мозаикой кальцитовых кристаллов с изогнутыми двойниковыми пластинками и с плоскостями скольжения; оптические оси кристаллов сходятся с удалением от стенок пустот, а кристаллы расходятся. На вторичный замещенный характер этих агрегатов указывают усеченные полости в ранних литифицированных корках (рис. 29.10), «тени» ранних кристаллов, очерченные определенным расположением включений (рис. 29.9), а также непараллельность границ между кристаллами. Замещение ранее существовавшего игольчатого цемента происходит путем продвижения пленочных фронтов от твердых стенок в глубь материала цемента. Различные другие структуры замещения кальцитом игольчатых кристаллов морского арагонита описаны Мацциуло [544].

Обломочный скелетный материал, состоящий из высокомагнезиального кальцита, может в неизмененном виде переходить из области морского диагенеза в область глубинного диагенеза, затем по нему развиваются псевдоморфозы низкомагнезиального кальцита с полным воспроизведением всех деталей первичной скелетной структуры и с отложением ионов Mg^{2+} в виде отдельных микроскопических включений до-

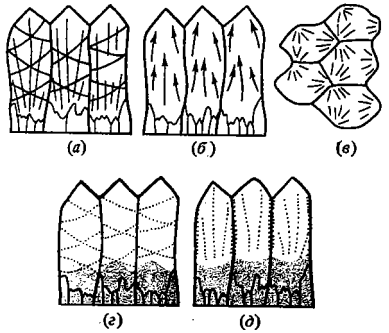


Рис. 29.9. Радиально-лучистый кальцит. *а* – расхождение кристаллов от субстрата и изгиб двойниковых пластин в направлении субстрата; *б* – схождение оптических осей с удалением от субстрата; *в* – поперечное сечение, на котором видно радиальное расхождение оптических осей соседних кристаллов; *г* – характер расположения включений вдоль двойниковых швов и границы субстрата; *д* – расположение включений между кристаллами. Расположение включений не всегда согласуется с существующими границами столбчатых кристаллов [439].

ломита [516]. Установлено, что скелетные обломки, представленные высокомагнезиальным кальцитом, обычно замещаются железистым кальцитом [680]. Это служит еще одним признаком того, что высокомагнезиальный кальцит целиком переходит в низкомагнезиальную разновидность и что при этом происходит не просто диффундирование ионов Mg^{2+} из кристаллической решетки. Из этого вытекает и другое важное следствие, касающееся расчета времени протекания этих изменений в глубинной области. Ионы двухвалентного железа из поровых жидкостей морского происхождения принимают слабое участие в раннем диагенезе, так как восстановление сульфатов ведет к вовлечению железа в образование сульфидных минералов. Из этого следует, что замещение железистым кальцитом высокомагнезиального кальцита скелетного обломочного материала может иметь место только во время глубинного диагенеза, когда эти процессы уже не ограничивают привнос необходимого количества железа. Считается, что величина $\delta^{18}O$, равная для железистых кальцитов $-5{,}4‰$, указывает на протекание процессов замещения на стадии метеорного диагенеза [680], однако такие же величины возможны и для более высокотемпературных процессов в области глубинного диагенеза.

Перейдем теперь к рассмотрению все обостряющейся полемики по вопросу *диагенеза ооидов*. Существуют два основных представления, по-разному объясняющие тот хорошо известный факт, что все современные ооиды сложены арагонитом, а почти все древние – кальцитом. Согласно первой гипотезе, первоначально все ооиды были сложены арагонитом, но затем при диагенезе приобрели кальцитовый состав [752]. В настоящее время наиболее древние кальцитовые ооиды обнаруживают довольно хорошо сохранившуюся микроструктуру радиально-лучистых кристаллов кальцита, которую необходимо объяснить сторонникам гипотезы замещения. Такая попытка сделана Шерманом и др. [752], предложившими механизм замещения по шаблону и утверждающими, что замещение происходит между внутренними слоями оолита, обога-

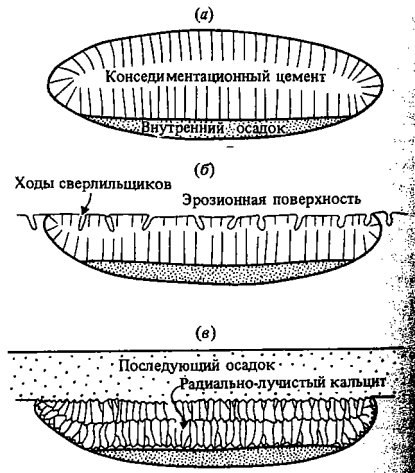


Рис. 29.10. Схема образования полости со с... занной верхней частью и ее последующее выш... нение радиально-лучистым кальцитом. *а* – п... лость, выполненная внутренним осади... и волокнистым арагонитовым цементом; *б* – э... зия материала выполнения полости и его кор... зия сверлильщиками; *в* – возобновление осади... накопления, сопровождающееся замещени... арагонитового цемента радиально-лучист... кальцитом [438].



Рис. 29.11. Схема, иллюстрирующая гипотезу диагенеза ооидов «по шаблону» [752].

щенными органическим веществом, и выражается в растворении арагонита, рассеянного среди органического материала, вслед за которым сразу начинается выделение кальцита, нарастающего радиально на концентрических липких сферических слоях (рис. 29.11). Существенный недостаток этой гипотезы состоит в том, что предложенный механизм замещения полностью противоречит тому, что наблюдается во всех остальных арагонитовых аллохемах, которые действительно замещаются кальцитом, а именно крупному размеру кристаллов кальцита, реликтам органики, доказывающим неспособность слоев органического материала определять направление роста кристаллов, и отсутствию признаков четкой ориентировки кристаллов.

Целый ряд других петрографических данных указывает, что мнение [777], согласно которому наиболее древние оолиты были сложены кальцитом радиально-лучистой микроструктуры, не может считаться общепринятым [700, 864]. Наблюдения над расплющенными оолитами свидетельствуют о том, что их арагонитовые ядра исчезли, растворившись при раннем диагенезе с образованием полых овальных скорлупок, которые растрескивались в ходе диагенеза захоронения (рис. 29.12). То, что современный кальцитовый состав и его форма являются первичными, подтверждается следующими структурными данными: а) заполнение кальцитом пустот начиналось только после уплотнения, а к этому времени скорлупки были упругими; б) если скорлупки были первоначально арагонитовыми, то почему они не растворились вместе с другими? в) трещинки сжатия в настоящее время совершенно параллельны кальцитовым радиальным пластинкам, что указывает на то, что к этому времени структура была уже радиальной; г) иногда трещинки отчетливо пересекают кальцитовые пластинки, указывая тем самым на их существование до образования трещин. Поэтому возможно, что такого рода древние оолиты были сложены высокомагнезиальным кальцитом. Изредка современные кальцитовые оолиты также имеют высокомагнезиальный состав (лагуна Мадре, Большой Барьерный риф).

Как отмечалось ранее (гл. 2), преобладание первично-кальцитовых оолитов в докайнозойское время предполагает пониженное отношение Mg : Ca (2 : 1) в древних океанах. Эта величина, по-видимому, постепенно возрастала и достигла, наконец, современного значения 5 : 1, при котором в настоящее время в океанах кристаллизуется не кальцит, а арагонит [700] (см. гл. 2). Возможно, это изменение является результатом общего извлечения кальция из океанов в форме планктонных фораминифер и кокколитов, развитие которых претерпело взрыв с позднего мезозоя.

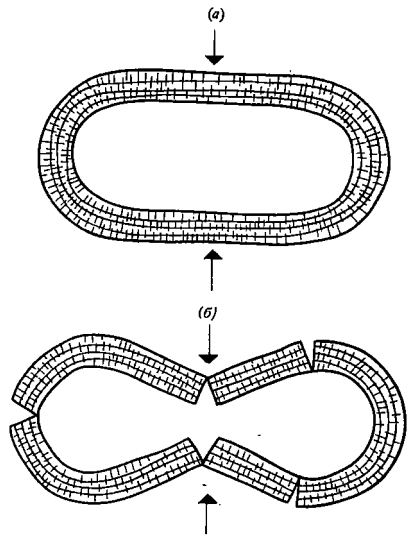


Рис. 29.12. Диагенез ооидов типа «яичной скорлупы». Видно, как первичная радиально-лучистая структура (*а*) реагирует на нагрузку при захоронении (*б*) [864].

Следующий момент, который мы обсудим, касается происхождения так называемого *цемента второй генерации*. Установлено, что после кристаллизации ранних фаз, связанных с метеорным и морским диагенезом, остается около 20% порового пространства. Так как во многих древних известняках обнаруживается минимальная пористость (менее 5%), то для того, чтобы поставлять ионы для остальной части цемента, должен существовать весьма важный дополнительный источник $CaCO_3$. Что это за источник, пока не ясно, но прежде, чем приступить к подробному рассмотрению этого вопроса, следует заметить, что величина в 15% дополнительного объема $CaCO_3$, вытекающая из приведенных выше данных, по-видимому, является завышенной, так как она не учитывает факта обнаружения быстрой цементации во фреатической зоне, в процессе которой пористость при раннем диагенезе существенно уменьшается. Часто считается, что источником добавочного цемента второй генерации служит растворение под давлением (см. гл. 27), при котором в разбавленной форме непрерывно поступают ионы, в конечном итоге формирующие в оставшемся поровом пространстве крупные изометричные кристаллы кальцита второй генерации [398, 655]. Рост крупных прозрачных кристаллов кальцита, очевидно, пространственно не был ограничен, как это обнаруживается в морской обстановке, где высокое содержание Mg^{2+}, по-видимому, сдерживало кристаллизацию кальцита в пользу образования арагонита [273]. Как уже отмечалось (гл. 27), формационные воды обычно намного беднее магнием ($Mg/Ca < 1$), и, следовательно, механизм, сдерживающий рост крупных кристаллов кальцита, в этом случае работать не будет. Относительно поздний возраст этого цемента доказывается его взаимоотношением с обломками раковин, уже покрытыми каемочным цементом первой генерации. Тот факт, что большая часть позднего цемента в разрезах глинистых известняков имеет состав железистого кальцита [618], служит еще одним доказательством важной роли процесса растворения под нагрузкой в ходе захоронения. Ионы Fe^{2+}, вероятно, получаются при восстановлении и растворении Fe^{3+}, адсорбированного чешуйками глинистых минералов, причем последние активно способствуют процессу растворения под давлением. Вполне вероятно, что кроме растворения под давлением важную роль в процессе цементации играет широкомасштабная миграция ионов Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mg^{2+} и CO_3^{2-}, растворяющихся при уплотнении глубоко погребенных глинистых толщ. Ранее было показано (гл. 28), что в сланцах побережья Мексиканского залива, содержащих до 20% $CaCO_3$ с $\delta^{13}C \approx 0$, количество $CaCO_3$ сокращается до нуля с погружением на глубину 3,5 км. Карбонатные формации часто переслаиваются с такими сланцами или располагаются по краям впадин выше их по восстанию. Поэтому кальцитовый цемент в оставшихся порах известняков может кристаллизоваться в форме фазы железистого кальцита на небольших глубинах с $\delta^{13}C$, близким к нулю, причем дополнительное количество железа будет поставляться в результате описанного выше перехода монтмориллонита в иллит (гл. 28). Имеются некоторые данные, свидетельствующие о том, что на глубине более 2,5 км формируемый таким путем железисто-кальцитовый цемент постепенно сменяется железистым доломитом и анкеритом, а необходимое количество Fe^{2+} и Mg^{2+} получается опять-таки в результате перехода монтмориллонита в иллит, вызываемого погружением пород [93].

Заканчивая раздел о глубинном диагенезе известняков, следует рассмотреть поведение арагонитовых илов (гл. 2) и их превращение в кальцитовые микритовые известняки. Как отмечалось ранее, во фреатических условиях участки кальцитового микроспарита (3–8 мкм) цементируют еще более тонкозернистые арагонитовые илы. Это придает им «упругость», достаточную, чтобы свести до минимума результат сжатия. Повсеместное отсутствие в древних кальцитовых микритах следов уплотнения (раздавленных раковин и т. п.) [64] внушает определенное доверие к утверждению, что широкое развитие цементации тонкозернистых карбонатных пород во фреатической зоне является правилом, а не исключением. Объяснение происхождения древних микритов затрудняется вопросом об образовании более крупных кристаллов микроспаритового кальцита, расположенных в основной массе собственно микритовых кристаллов или зерен. Когда агрегаты микрита полностью окружены микроспаритом, что придает им облик пелоидов, такая структура называется *грумелезной* (grumeleuse). Агрегаты или «глазки» относительно крупных кристаллов обычно интерпретируются как результат перекристаллизации, при которой крупные кристаллы вырастают за счет мелких [64]. Процесс такого рода термодинамически выгоден, так как крупные зерна обладают меньшей поверхностной энергией на единицу массы и, следовательно, могут увеличиваться за счет соседних мелких зерен. Этот процесс *агградационного неоморфизма*, т. е. увеличения размеров новообразованных кристаллов, в диагенезе должен протекать при участии жидкости, но детали, кинетика и энергетика этих преобразований остаются невыясненными. Действительно, в настоящее время невозможно определить, сколько явно новообразованных микроспаритовых структур в микритах являются результатом растворения зерен в условиях фреатической и морской зон и переотложения в форме настоящего кальцитового цемента.

В отличие от описанных выше первично арагонитовых известковых илов пелагические отложения мела мелового возраста представляют собой группу первично-кальцитовых известняковых илов, образованных посредством аккумуляции громадного числа мельчайших пелагических кокколитов и скелетов пелагических фораминифер в довольно мелководных ($\lesssim 250$ м) условиях. Отсутствие структур цементации во многих мелах приписывается недостатку нестабильных арагонита и высокомагнезиального кальцита в первичных осадках. Меловые толщи, погруженные на глубину свыше 2000 м, обычно хорошо сцементированы в результате растворения под давлением и переотложения. Отсутствие цементации в ряде глубоко залегающих меловых отложений обычно объясняется значительным количеством ионов магния в поровых растворах, которые тормозят кристаллизацию $CaCO_3$ вокруг детритовых затравок, сложенных низкомагнезиальным кальцитом [606]. В этом случае мы снова сталкиваемся со «сдерживающим механизмом магния — нашего старого знакомого» (гл. 2). Цемент мела, если таковой имеется, представлен синаксиальным типом, т. е. это кальцитовый цемент, имеющий ту же оптическую ориентировку, что и покрываемые им детритовые зерна. Некоторые хорошо литифицированные меловые толщи, например в Северной Ирландии, характеризуются величиной $\delta^{18}O$, равной $-6‰$, и признаками того, что цементация протекала под влиянием метеорных факторов под мощными покровами третичных базальтов [708].

Исключением из общего представления о глубинном характере литификации большинства мелов служит появление в пределах многочисленных меловых разрезов маломощных корок хардграунда. Эти горизонты аналогичны описанным выше типам хардграунда, образующимся при диагенезе в мелководной сублиторальной обстановке. Имеется множество фаунистических доказательств их ранней цементации и сопутствующего ей обмеления; эти два фактора находятся в определенной (но пока не выясненной) связи.

29д. Выводы о диагенезе известняков. Древние известняки на своем пути от поверхности к глубинам проходят через несколько областей диагенеза. Эти сменяющие друг друга диагенетические обстановки ведут к появлению последовательных генераций цемента, поддающихся идентификации при стратиграфических и площадных исследованиях отложений. Генерации цемента устанавливаются на основании изучения формы, структуры и состава. Хотя валовые изотопные анализы конечной породы обычно не отражают внутреннюю сложность диагенетических процессов, ясно, что изотопный состав углерода для большинства известняков колеблется в довольно узких пределах, близких к нулю ($\delta^{13}C \approx 0\ (\pm 2‰)$). Не зная состава отдельных фаз цемента (см., однако, работы [212, 538]) и их точных количественных соотношений во всей породе, довольно трудно сделать однозначный вывод о том, что большая часть известняков морского происхождения полностью сцементирована ионами CO_3^{2-} также морского генезиса, но вполне очевидно одно – заметного добавления легкого или тяжелого углерода при этом не происходило [398].

В заключение этих соображений о диагенетических процессах, протекающих в из-

вестняках, предлагается реконструкция изменений «идеального» юрского известняка из Англии в образном изложении Хадсона [399]:

«Наш известняк отлагался в юрский период в виде карбонатного песка, представляющего собой смесь ооидов, арагонитовых раковин двустворок и гастропод и кальцитовых раковин устриц. Он образовывал прибрежные песчаные волны на глубине 10 м при температуре воды 20°С. Вода была нормальной океанской солености и характеризовалась $\delta^{18}O$, равным −1SMOW. Бассейн был незамерзающим. Осадок имел валовые значения $\delta^{18}O = -2$ и $\delta^{13}C = +2$.

Во время пребывания осадка на дне моря края многочисленных обломков раковин микритизировались с образованием микритовых оторочек, характеризующихся более высоким $\delta^{13}C$, чем валовой состав осадка.

Затем уровень моря понизился, и осадок в течение нескольких тысяч лет подвергался действию пресных вод, стекавших с низких известняковых островов, хотя большую часть времени он оставался во фреатической зоне. Основная масса арагонита растворилась, а небольшое количество нежелезистого низкомагнезиального кальцита выделилось вокруг аллохем, которые таким образом слабо сцементировались. Новообразованный цемент имел $\delta^{13}C = -5$ и $\delta^{18}O = -4$, что отражало его пресноводное происхождение и некоторый привнос почвенного CO_2.

Затем прогибание возобновилось, и известняк постепенно погрузился в неглубокий седиментационный бассейн. Осадок немного уплотнился; при этом часть микритовых оболочек и каемок цемента разрушилась.

В стратиграфической колонке под известняками располагались глинистые сланцы. Из них отжималось значительное количество воды, имевшей в своем составе бикарбонат, появившийся в результате растворения арагонита и растворения под давлением раковин вдоль развивающихся микростилолитов. Воды содержали в растворенном виде также некоторое количество закисного железа, так как к этому времени создалась восстановительная обстановка. Вода, медленно просачивающаяся сквозь известняк и в конечном счете заполнившая все его поры, вовсе не представляла собой простую морскую воду – значительную ее часть составляла вода атмосферных осадков, которая медленно отжималась в нижние части продолжавшей прогибаться впадины; она приводилась в движение гидрогеологическими факторами, действующими на берегу.

Постепенно, шаг за шагом, поры в известняке заполнились железистым кальцитом с $\delta^{13}C = +1$ и $\delta^{18}O = -7$. Теперь на глубине 500 м температура была + 35°С, и для воды $\delta^{18}O = -3{,}25$. Литификация завершилась. Эволюция изотопного состава закончилась. Но так ли? Одним махом в результате тектонического скачка наш известняк стал свободным, иными словами, он вышел, наконец, на дневную поверхность. В нем появились трещины: они заполнились кальцитом с $\delta^{13}C = -10$ и $\delta^{18}O = -7$. Современные известняки имеют $\delta^{13}C = +1{,}5$, $\delta^{18}O = -6$, но раковины устриц, как и прежде, имеют $\delta^{13}C = +2$, $\delta^{18}O = +1{,}2$. Когда-нибудь образец этого известняка попадет к нам в руки».

29е. Модели доломитизации. Доломитовые породы и частично доломитизированные известняки очень широко распространены в геологических разрезах, хотя в наше время известны лишь два примера первичного выпадения в осадок доломита[1]. В одном из этих случаев в мелком эвапоритовом озере Дип-Спринг, США, содержится осадок с мельчайшими (< 1 мкм) идиоморфными кристалликами доломита. Датированием по ^{14}C доказано, что они росли с удивительно малой скоростью – 0,09 мкм за 1 млн. лет. В большинстве других случаев в условиях дневной поверхности кристаллы с такой малой скоростью роста были бы поглощены другими осадочными минералами и составили бы ничтожную часть накапливающегося осадка.

Другой пример, где предполагается первичное выпадение в осадок доломита, относится к лагуне Куронг в Австралии. Здесь, в системе изолированных озер с периодически образующимися рассолами, доломит выпадает из щелочных вод во время засушливых периодов. Сама вода этих озер формируется при выходе на поверхность соленых грунтовых вод. Доломит отлагается из пересыщенного рассола в виде желатиноподобных пятен, по виду напоминающих кисломолочную пенку [96, 592], но точный механизм и время его выделения остаются невыясненными. Тонкозернистый доломит ассоциируется с водорослевыми матами, кремнистыми образованиями, затвердевшими корками и полигональными трещинами усыхания, но в отличие от доломита себх он не связан с эвапоритовыми осадками. Модель доломитовых фаций лагуны Куронг

[1] Еще в 1942 г. Д. Г. Сапожников описал доломит в современных осадках оз. Балхаш. *Прим. ред.*

была использована для объяснения ряда особенностей протерозойской доломитовой формации Северной территории Австралии [592].

Необычайная редкость первичной кристаллизации доломита в настоящее время может привести к выводу, что вода современных морей сильно недонасыщена в отношении этого минерала. Однако этот вывод ошибочен. Рассмотрим следующую обратимую реакцию:

$$Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-} \rightleftharpoons \underset{\text{доломит}}{CaMg(CO_3)_2}.$$

Если даже допустить некоторую неопределенность, константа равновесия K_{dol} и произведение ионной активности в морской воде IAP_{dol} будут иметь следующие значения:

$$K_{dol} \approx 10^{-16{,}7} \approx [Ca^{2+}][Mg^{2+}][CO_3^{2-}]^2,$$

$$IAP_{dol} \approx 10^{-15{,}0},$$

показывающие, что морская вода в отношении доломита перенасыщена, и, следовательно, доломит должен из нее выделяться в широких масштабах [389]. Более того, рассмотрев реакцию

$$Ca^{2+} + \underset{\text{доломит}}{CaMg(CO_3)_2} \rightleftharpoons Mg^{2+} + \underset{\text{кальцит}}{2CaCO_3},$$

откуда $K = 0{,}67 = [Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$, можно показать [389], что доломит в морской воде оказывается даже более устойчивым, чем арагонит и кальцит. В морской воде $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}] = 5{,}7$. Это свидетельствует о том, что обратимая реакция, приведенная выше, протекает спонтанно до достижения равновесия, т. е. что карбонатные осадки в контакте с первичной морской водой должны доломитизироваться.

Несоответствие наблюдаемых данных и теоретического поведения доломита в морской воде породило загадку, названную «проблемой доломита» (см. обзор самых последних данных в работе [888]). Неспособность доломита к выпадению в осадок из морской воды должна быть вызвана какими-то трудностями кристаллизации, т. е. *кинетическим фактором*. По-видимому, в случае доломита эти затруднения связаны с чрезвычайно правильным строением кристаллической решетки (см. рис. 29.13), состоящей из чередования слоев ионов Ca^{2+}, CO_3^{2-}, Mg^{2+}, CO_3^{2-} и т. д. Ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} имеют настолько близкие размеры и свойства (Ca = 1,08 Å, Mg = = 0,80 Å), что во время кристаллизации они конкурируют из-за места в решетке. При обычных поверхностных температурах при быстром спиральном росте возникает магнезиальный кальцит (рис. 29.13, *а*) [200]. Для роста доломита по типу «слой за слоем» требуются особые условия (рис. 29.13, *б*). По-видимому, к ним относятся медленный рост и разбавленные ионные растворы (см. ниже).

Попытки выделить доломит в экспериментальных условиях при температуре дневной поверхности приводят к образованию магнезиальных кальцитов, в решетке которых отсутствует упорядоченность, присущая решетке настоящего доломита. Однако в некоторых случаях при определенных условиях в ходе первичной кристаллизации или при изменении ранних арагонита и кальцита может быть получена метастабильная форма доломита. Образованные таким путем *протодоломиты* правильнее будет определить как «метастабильные однофазовые ромбоэдрические карбонаты, по составу отклоняющиеся от доломита, стабильного в данной обстановке, или являющиеся не полностью упорядоченными или характеризующиеся обоими этими при-

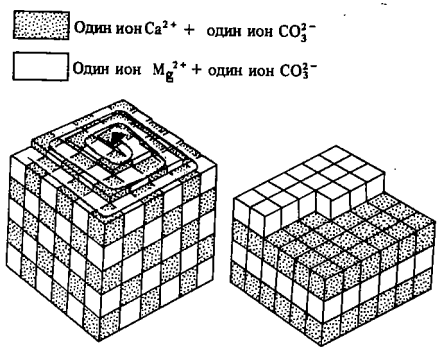


Рис. 29.13. *а* – спиральный рост высокомагнезиального кальцита в растворе бикарбоната, содержащем Ca^{2+} и Mg^{2+}; *б* – рост кристалла по типу «слой за слоем», при котором из того же раствора образуется доломит [201].

знаками, т. е. отличающиеся от доломита и по составу, и по упорядоченности, но обладающие высокой степенью катионного порядка, что однозначно доказывается присутствием линий упорядоченности на рентгеновских дифрактограммах [288]. В реакциях замещения протодоломиты появляются в качестве предшественников доломита. В действительности же протодоломиты представляют собой кальциевые доломиты с избытком Ca^{2+} в решетке ($Ca_{1,05}Mg_{0,95}(CO_3)_2$). Для выпадения в осадок чистого доломита в экспериментальных условиях требуются высокие (более 200°С) температуры.

Обсудив различного рода трудности химического характера, с которыми связана непосредственная кристаллизация доломита из морской воды, вернемся к рассмотрению трех основных механизмов вторичной доломитизации, предложенных в последние годы. Для краткости они названы эвапоритовой моделью остаточного рассола, моделью смешения пресных и морских грунтовых вод и моделью формационных вод.

Эвапоритовая модель остаточного рассола основана на изменениях химического и минерального составов, наблюдаемых непосредственно под поверхностью обширных надприливных низин, широко развитых по окраинам Персидского залива и называемых *себхами* (см. гл. 23, 30). В осадках себх широко распространена доломитизация, проявляющаяся в замещении арагонитового осадка тонкозернистым протодоломитовым глинистым материалом [408, 453]. Анализы поровых вод из различных пунктов, расположенных выше поверхности себхи (на лагунной внутренней равнине; рис. 29.14), обнаруживают закономерные измерения химизма, указывающие на существенный вынос ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} в форме гипса, сопровождающийся массовой доломитизацией зерен арагонита, являющихся ранним лагунным осадком. Гипс кристаллизуется в виде гнезд в доломитизированных карбонатах (гл. 30). Химические изменения, завершающиеся доломитизацией, вызваны нарастанием концентрации солей в морской воде за счет испарения ($\delta^{18}O = +3 \div +7$) через поры на поверхности себхи [453]. Восполнение поровых вод происходит периодически благодаря затоплениям себхи во время штормов. Поровое пространство на площадях, наиболее удаленных от лагуны, восполняется реже, поэтому здесь отмечаются самые высокие концентрации Mg^{2+}.

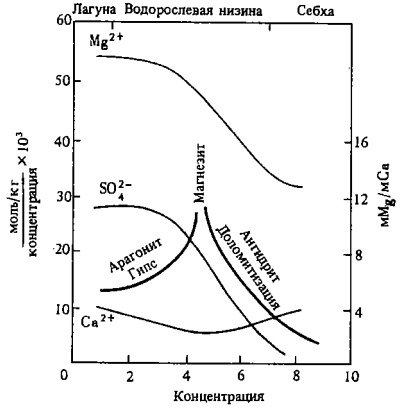


Рис. 29.14. Зависимость между молярной концентрацией ионов, молярным отношением Mg^{2+} : Ca^{2+} и концентрацией рассола в себхе. Абу-Даби [453].

Из приведенных данных, очевидно, следует, что кинетические препятствия на пути кристаллизации доломита из раствора преодолимы в системах с высокоупорядоченным отношением Mg : Ca, что облегчает метасоматическую доломитизацию предшествующего ей $CaCO_3$. Отношение Mg : Ca в некоторых частях себхи достигает 10 и более. Возрастание отношения Mg : Ca до таких размеров возможно только при массовом выносе Ca^{2+} в форме эвапоритового гипса и ангидрита. Вероятно, вынос SO_4^{2-} в любом случае должен быть существенным, так как доломит под действием грунтовых вод, обогащенных SO_4, быстро растворяется (см. ниже).

Примеры доломитизации из рассолов себх широко распространены в геологических разрезах разных возрастов, однако после появления рассматриваемой модели в начале 60-х годов она без разбора стала применяться к древним доломитовым формациям, которые едва втискивались в узкие рамки этой гипотезы [887]. Особенно натянутыми выглядели представления о подземном просачивании или подтоке рассола

с высоким отношением Mg : Ca, которые могли якобы доломитизировать обширные площади вадозной и частично фреатической зоны. Такого рода представления пытались применить огульно даже тогда, когда среди мощных региональных доломитовых толщ наблюдались лишь единичные убогие прослои эвапоритов.

Модель смешения грунтовых вод, призванная объяснить доломитизацию, была новым словом в этой области и дала готовое и разумное объяснение многочисленным примерам регионально развитых толщ древних доломитов, что не удавалось сделать с помощью модели себхи. С этих позиций стали понятны очень низкие отношения Mg : Ca, наблюдаемые в формационных водах (обычно от 1 : 2 до 1 : 4). Модель основана в принципе на нелинейности кривых растворимости при смешении разнородных растворов (рис. 29.15) [694].

Экспериментальные данные по растворимости карбоната кальция в зависимости от добавления солей показывают, что смешение растворов, которые отличаются только по содержанию растворенных электролитов, может вызвать либо выпадение осадка, либо растворение. Для доломитизации [336, 482] расчеты показывают, что смешение метеорных грунтовых вод (существенно пресных) с 30% морской воды вызывает недонасыщение в отношении кальцита, тогда как насыщение доломитом непрерывно растет (рис. 29.16). Следовательно, при наличии

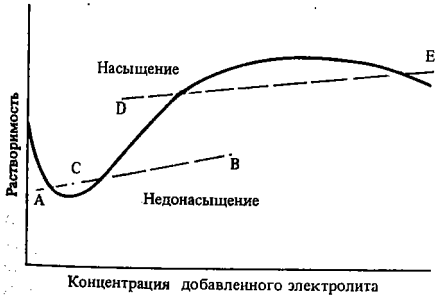


Рис. 29.15. Гипотетическая кривая растворимости, показывающая, как смешение вод, недонасыщенных минеральной фазой x (A – B), может привести к перенасыщению (C) и как смешение перенасыщенных вод (D и E) может вызвать недонасыщение [694].

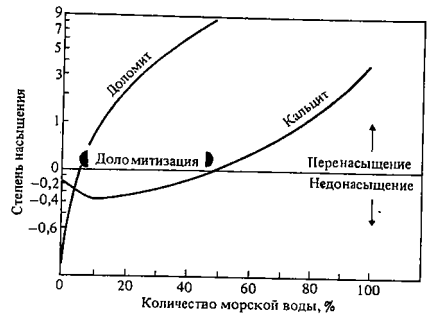


Рис. 29.16. Смешение атмосферной пресной воды с морской водой может вызвать доломитизацию в зоне (5–30% морской воды), недонасыщенной в отношении кальцита и перенасыщенной в отношении доломита [36].

5–30% морской воды в смешанном растворе может происходить замещение кальцита доломитом или первичное выпадение доломита в осадок [36]. Способность смешанного раствора вызывать образование доломита следует связывать с ионным разбавлением как результатом смешения (рис. 29.17) [273]. Следует, например, заметить, что при разбавлении одной части рассола себхи девятью частями обычной речной воды отношение Mg : Ca уменьшится с 7 : 1 только до 6 : 1. Полагают, что такое резкое ионное разбавление вызывает медленную кристаллизацию доломита, способствующую полной упорядоченности, необходимой при формировании кристаллической решетки доломита по типу «слой за слоем» [200].

Большое преимущество рассматриваемой модели состоит в том, что с ее помощью удается объяснить широкомасштабное развитие доломитизации на участках, где пресные воды фреатической зоны встречаются с морскими грунтовыми водами. Примеры современной доломитизации такого рода известны в водоносных горизонтах Ямайки и Флориды [482, 336, 659]. Существует, по-видимому, множество примеров такой доломитизации в древних отложениях, особенно в горизонтах, связанных с регрессивным осадконакоплением и падением уровня моря. Кристаллы и микрокристаллы доломита (для которого предполагается образование в результате смешения вод),

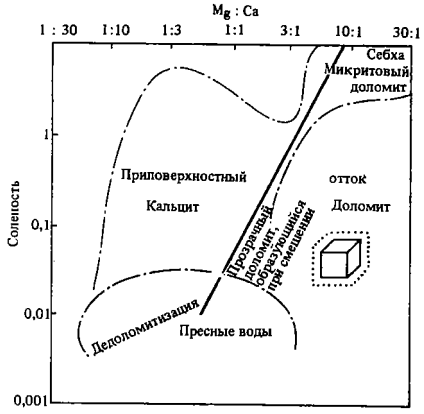


Рис. 29.17. Гипотеза Фолка и Ланда [273] о влиянии солености и отношения Mg : Ca на размер и стабильность кристаллов доломита.

растущие в открытых полостях, имеют правильную форму, прозрачны и идиоморфны. Благодаря медленной и спокойной кристаллизации их состав характеризуется стехиометрией. Они облегчены изотопом ^{18}O и растворяются в разбавленной соляной кислоте гораздо медленнее, чем кристаллы доломита из себхи, которые образуются при быстром неправильном росте, проходя предварительную стадию протодоломита. Фолком и Ландом [273] они были удачно названы *прозрачными доломитами*. Интенсивный вынос Mg^{2+} из грунтовых вод с образованием этих доломитов частично может обусловить низкое содержание Mg^{2+} в формационных водах (гл. 26), хотя для объяснения этого факта можно предложить и другие механизмы.

Последняя модель доломитизации, *модель формационных вод*, отработана еще не полностью, но, вероятно, она будет иметь некоторое значение для случаев, когда в глубоко погребенные пласты известняков поступают поровые воды, отжатые из аргиллитов. Высвобождение Mg^{2+} и Fe^{2+} из монтмориллонитовых глин при их переходе в иллитовые (гл. 28) может вызвать доломитизацию или анкеритизацию предшествующих кальцитовых минералов, а также выделение доломитового или анкеритового цемента, если имеется источник ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-}, например, при окислении органического вещества. Такой доломит, по-видимому, всегда бывает железистым, а в связи с участием в его образовании метана, бедного изотопом ^{13}C, или вследствие реакций декарбоксилации (гл. 28), вызванных нагревом, сам характеризуется резко отрицательным коэффициентом $\delta^{13}C$. Так как доломит образуется в ходе реакций глубокого погружения, в нем должны проявляться структурные признаки позднего выделения из раствора или замещения других минералов.

Интересный, но относительно редкий случай доломитизации представляет собой тонкое переслаивание доломита и кальцита, имеющее место во многих древних строматолитах, где доломит концентрируется в темноокрашенных преимущественно водорослевых слоях [295]. По-видимому, водорослевые нити предпочтительнее накапливают Mg^{2+} и, очевидно, не без помощи бактерий способствуют выпадению в осадок высокомагнезиального кальцита. В восстановительной среде в пределах отмершей части строматолита при высоком pH происходит переход CO_2, образованного путем фотосинтеза или распада водорослей, не в HCO_3^-, а в CO_3^{2-}. Выпадению доломита, следовательно, способствует высокая щелочность. Важная роль щелочности в кристаллизации доломита иллюстрируется хотя бы тем фактом, что и в лагуне Куронг, Австралия, и в лагунах Бонэр, Антильские острова, образование доломита происходит из рассолов с высоким содержанием CO_3^{2-}, тогда как в обычной морской воде ион HCO_3^- количественно превосходит ион CO_3^{2-}, и поэтому последнего недостаточно для участия в построении решетки доломита (рис. 2.2).

Этот раздел мы закончим, коснувшись некоторых других моментов, связанных с доломитизацией. Имея дело с доломитовой породой в прозрачном шлифе, исследователь должен внимательно искать признаки замещения, такие, как «теневые структуры» или замещенные аллохемы. При образовании доломита в частично закрытой системе (без привноса CO_3^{2-}) в результате замещения известняка и миграции избытка Ca должно происходить уменьшение объема, так как плотность доломита больше плотности кальцита (2860 кг·м$^{-3}$ и 2720 кг·м

соответственно). При этом должна появиться характерная межзерновая пористость в объеме около 10%. Признаками многостадийного формирования доломита могут служить линии остановки роста внутри кристаллов (рис. 29.7). Если доломит ранней генерации был железистым, то пленки окислов железа на поверхностях остановки роста будут свидетельствовать о том, что минерал временно находился в окислительной среде. Растворение доломита и замещение его кальцитом – так называемая *дедоломитизация* (рис. 29.7, *г*, *д*) – обычно развиваются там, где доломитовые породы были промыты водозными атмосферными водами, обогащенными ионами SO_4^{2-}. Такая обстановка часто встречается под выщелоченными эвапоритовыми толщами, наиболее типичные примеры которых известны в юрских отложениях центральной части Аравийского полуострова и в цехштейне Европы. По всей вероятности, сульфатионы способствовали переводу доломита в раствор и кристаллизации кальцита. Здесь мы имеем дело с обратной стороной отмеченного выше явления, когда речь шла о том, что выделение SO_4^{2-} в виде гипса служит предварительным условием доломитизации.

29ж. Классификация. Для известняков в настоящее время предложены две представляющие интерес классификации, несколько отличающиеся друг от друга.

Согласно классификации Фолка [266], известняки подразделяются на два главных семейства – микриты и спариты в зависимости от преобладания того или иного структурного типа основной массы породы. Далее, они делятся по преобладающим аллохемам, а названия пород могут дополняться определениями, характеризующими степень уплотнения и сортировки аллохем (табл. 29.1). Эта классификация как таковая не является генетической и не предполагает, что все микриты обязательно представляют собой осадки спокойных вод, так как они иногда могут образоваться при цементации. Надо отметить и другой момент: породы, названные оомикритами, будут встречаться довольно редко из-за необходимости сочетания противоречивых обстановок: с одной стороны, перемешивания осадка, фиксируемого по оолитовым аллохемам, а с другой – спокойных вод, где осаждаются микриты. В этом случае можно предложить несколько решений: например, оолиты были занесены штормами в лагунные илы (гл. 23), микрит переотложен сверху или представляет собой фазу цемента. По всей вероятности, с наибольшим трудом поддается классификации порода с преимущественно неоморфной структурой, в которой спаритовые или микроспаритовые зерна не являются цементом, а образованы из первично-микритовой основной массы. Для того чтобы найти место таким «монстрам» и как-то назвать породу, если это потребуется, по ее первичным особенностям, необходимо детально изучить ее в прозрачных шлифах.

Недостаток классификации Фолка состоит в том, что в ней не учитываются современные карбонатные осадки и частично литифицированные известняки с большим объемом порового пространства.

Эти недочеты преодолеваются во второй, более простой классификации Данема [222] (табл. 29.2). В ней, как мы видим, грейнстоун может быть литифицирован и на 10%, и на все 100%, и от количества цемента название породы не зависит. Таким образом, эта классификация является чисто седиментационной, никак не связана с решением вопроса (зачастую дающимся с трудом) о первичной или вторичной природе основной массы и свободна от влияния этого фактора на название породы. Все же и здесь возникают проблемы, когда требуется сделать заключение о собственно седиментационных структурах древних известняков.

Обе рассмотренные классификации построены таким образом, что для их применения требуется определенная работа в поле с лупой и соляной кислотой. При самом процессе классификации опускается целый ряд нужных сведений об осадочном и диагенетическом периодах истории породы. Для того чтобы получить детальное представление о диагенетических структурах, необходимо исследование породы в прозрачных шлифах.

29з. Заключение. Диагенетические преобразования карбонатных осадков быстро протекают в метеорной и фреатической зонах.

Таблица 29.1. Классификация карбонатных пород по характеру и соотношению известково-илистой основной массы и спаритового цемента заполнения пор [266]

Названия пород даны для биогенных зерен; в случае преобладания зерен иного происхождения к названию прибавляются приставки оо-, пел-, интра- и т.п., например оомикрит, пелспарит и т.п. В таблицу включены также термины из более ранней терминологической схемы Фолка

	Более 2/3 известково-илистого матрикса				Почти равное количество спарита и известкового ила	Более 2/3 спаритового цемента	
Содержание аллохем	0–1%	1–10%	10–50%	>50%		Сортировка плохая	Сортировка хорошая	Зерна окатанные и округлые
Название типичных представителей	Микрит и дисмикрит	Фоссилизированный микрит	Рыхлый биомикрит	Плотный биомикрит	Плохо промытый биоспарит	Неотсортированный биоспарит	Отсортированный биоспарит	Окатанный биоспарит
Название по терминологии Фолка, 1959 г.	Микрит и дисмикрит	Фоссилизированный микрит	Биомикрит			Биоспарит		
Терригенные кластические аналоги	Глина		Песчаная глина	Глинистый или незрелый песчаник		Недозрелый песчаник	Зрелый песчаник	Перезрелый песчаник

Таблица 29.2. Классификация карбонатных пород по первично-осадочной структуре [222]

Первично-осадочная структура может быть установлена					Первично-осадочная структура не может быть установлена
Первичные компоненты во время отложения не были скреплены				Первичные компоненты во время отложения были скреплены, что доказывается скелетными формами прорастания, слоистостью, не соответствующей направлению силы тяжести, и полостями, выстланными осадком и перекрытыми органическим или, вероятно, органическим материалом и слишком крупными для интерстиций	Кристаллическая карбонатная порода (Подразделяется далее, согласно классификации, по физическим структурам или по диагенетическим особенностям)
Содержит частицы глинистой, илистой или мелкоалевритовой размерности			Илистые частицы отсутствуют, порода зернистая		
Порода скреплена илистыми частицами		Порода скреплена зернами			
Зерен менее 10%	Зерен более 10%				
Мадстоун	Вакстоун	Пакстоун	Грейнстоун	Баундстоун	

Метеорный диагенез включает растворение высокомагнезиального кальцита и арагонита дождевыми водами, которые достигают равновесия с окружающим P_{CO_2} в почвах. Затем $CaCO_3$ локально выпадает в осадок в форме устойчивого низкомагнезиального кальцитового цемента. При цементации во фреатической зоне получается крупнозернистый спаритовый цемент, состоящий из низкомагнезиального кальцита, причем низкие концентрации, характерные для вод этой зоны, по мере дегазации CO_2 вызывают медленный непрерывный рост крупных кристаллов кальцита. Ранняя цементация арагонитом или высокомагнезиальным кальцитом происходит на границе раздела осадок–вода или вблизи нее во внутрилиторальной зоне и в мелководной части сублиторальной зоны, а также в глубоководной океанской обстановке, характеризующейся низкими скоростями осадконакопления. Во время диагенеза при погружении происходит ряд изменений, в частности растворение арагонита и его переотложение в виде низкомагнезиального кальцита, миграция магния из высокомагнезиального кальцита, массовая кристаллизация низкомагнезиального кальцита (часто железистого) в качестве цемента второй генерации и неоморфный рост микроспаритового кальцита. Доломит может образовываться как вторичная фаза по отношению к $CaCO_3$ благодаря воздействию рассолов себхи, смешению различных грунтовых вод или формационным водам.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

В качестве обязательной рекомендуется работа Батерста [64]. Последняя сводка Лонгмана [517] содержит интересные выводы о близповерхностном карбонатном диагенезе. Лучшим современным обзором по вопросу применения стабильных изотопов в изучении диагенеза известняков является работа Хадсона [399], Шолле [709] особенно ярко описывает разнообразие диагенетических структур. Последней работой по проблеме доломита является сборник статей под редакцией Ценгера и др. [889]. В этой книге заслуживает особого внимания полный обзор редких элементов и изотопов, сделанный Ландом, а также ряд примеров, касающихся истории формирования древних доломитовых толщ.

30

Эвапориты, кремнезем, железо и марганец

30а. Эвапориты. Как уже говорилось в гл. 3, чаще всего осаждаются такие соли, как галит, гипс и группа калиевых минералов. К ним следует добавить группу солей, выпадающих из раствора внутри отложившихся кластических и карбонатных осадков на стадии раннего диагенеза. К этой группе солей относятся ангидрит, магнезит и целестин, а также гипс и в небольшой степени галит. Обе группы солей в процессе захоронения и погружения могут подвергаться изменениям, включающим дегидратацию, перекристаллизацию и пластическое течение. Подъем ранее глубоко захороненных эвапоритов вызывает еще большие изменения, включая вторичную гидратацию, обызвествование и растворение. Поэтому образец эвапоритов, отобранный на обнажении, может иметь исключительно сложную диагенетическую историю.

Главное открытие в исследовании эвапоритов было сделано в середине 60-х годов этого столетия, когда установили, что эвапоритовые минералы формируются в виде диагенетических выделений вблизи поверхности осадка на аридных приливно-отливных равнинах вокруг южного побережья Персидского залива [749, 453]. Такие равнины аридных зон известны под названием *себх*. Это название заимствовано из арабского языка, в котором словом «себха» обозначают соляные равнины. Как уже говорилось в гл. 23, себхи окаймляют лагуны и фиксируют в геологической летописи наступание осадков на лагуны, начиная с большого фландрского повышения уровня моря. Совершенно ровные себховые равнины подвержены сильному испарению, и поэтому в их поровых водах постепенно повышается концентрация солей. Периодически, во время штормов, обращенные в сторону моря края себхи заливаются водами лагуны (рис. 30.1). Морская вода просачивается в подповерхностный слой и смешивается с фреатическими поровыми водами на глубинах до 1 м. Возможно и такое явление, когда за счет процесса, называемого *эвапоритовым подсосом*, вода грунтового горизонта, расположенного под поверхностью себхи, поднимается вверх [392, 558]. При увеличении расстояния от лагуны поровые воды постепенно изменяют свой состав. Это обусловлено постепенным возрастанием концентрации растворов вследствие испарения, а также диагенетическим минералообразованием и испарением (рис. 30.2). Осаждение гипса и в небольшой степени арагонита (рис. 29.14) начинается в пределах верхней межприливной зоны неглубоко от поверхности. Продолжающееся в нижней части себховой поверхности осаждение гипса приводит к увеличению в поровых рассолах отношения Mg : Ca до тех пор, пока не будет достигнуто значение порядка 10, при котором первоначально образовавшиеся арагонитовые осадки в подповерхностных условиях доломитизируются (см. разд. 29е).

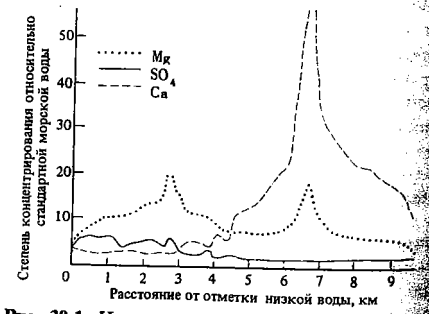


Рис. 30.1. Изменение ионного состава себховых рассолов при удалении от отметки низкой воды [133].

и в конечном счете образуется магнезит. Из Sr^{2+}, высвобождающегося в процессе доломитизации арагонита, образуется некоторое количество целестина ($SrSO_4$). При увеличении расстояния от нормального уровня высоких вод среди диагенетических эвапоритов начинает преобладать ангидрит (рис. 30.3). Он замещает гипс в виде псевдоморфоз и растет как первичный осадок. Ангидрит встречается в виде характерных нодулярных сростков и имеет *макроячеистое* или обломочно-сетчатое (chicken-mesh) строение (рис. 30.5); он встречается также в виде изогнутых *внутренних литифицированных* слоев. Обе формы срастания свидетельствуют о механизме роста, при котором велика роль замещения. По мере приближения к обращенному в сторону суши краю

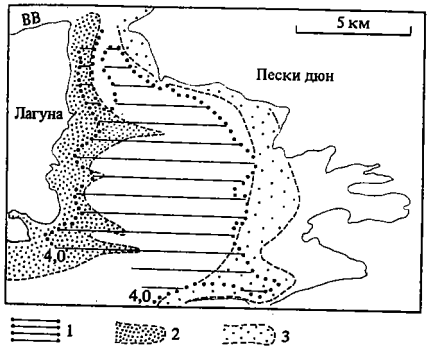


Рис. 30.2. Схематическая карта себхи Абу-Даби, на которой показано хлоридное «плато» (>4 моль·кг$^{-1}$ иона Cl^- в растворе), современная зона, заливаемая во время штормов, и вероятное распространение зоны заливания 5000 лет назад. *1* – хлоридное плато (концентрация иона Cl^- в растворе > 4 моль·кг$^{-1}$); *2* – современная зона, заливаемая во время штормов; *3* – зона, заливавшаяся во время штормов 5000 лет назад. **BB** – современная линия высокой воды [629].

себхи ангидрит под действием рассолов континентального происхождения вновь гидратируется и превращается в гипс. Галит встречается лишь в виде временных корок на поверхности себхи после действия поверхностного потока морских вод; соли калия полностью отсутствуют. Кинсмен [457] предположил, что химическое осаждение галита и солей калия в значительной степени контролируется относительной влажностью, и поэтому такие соли, вероятно, осаждаются лишь в резко континентальных (и, следовательно, имеющих меньшую среднюю относительную влажность) эвапоритовых бассейнах.

Эвапоритовый диагенез в себхах сильно зависит от состава рассолов [629]. Обращенный в сторону моря край себхи питается рассолами морского состава с величинами отношения $Cl^- : Br^-$, меньшими 1000, тогда как край, обращенный в сторону суши, питается рассолами с континента с величи-

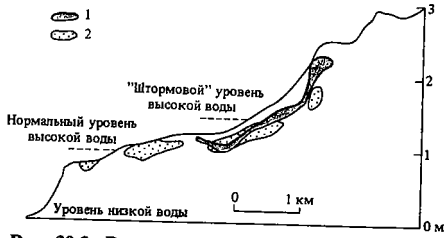


Рис. 30.3. Распределение ангидрита и гипса в себховых осадках Абу-Даби. *1* – > 60% ангидрита; *2* – > 60% гипса [133].

нами отношения $Cl^- : Br^-$, большими 5000 (рис. 30.1). В зоне смешанных рассолов в пределах большей части себхи наблюдаются концентрации ионов Cl^- не менее 4 мол·кг$^{-1}$. Эти рассолы находятся в равновесии с описанным выше типичным подповерхностным ангидритом. Континентальные рассолы имеют сильно пониженные концентрации Cl^-, что является причиной перехода ангидрита в гипс (вследствие гидратации). Длительная сохранность ангидрита в нарастающей себхе возможна лишь в том случае, если скорость продвижения ее больше скорости перемещения границы между рассолами континентального состава и смешанными рассолами. Это подтвердили исследования себх района Абу-Даби [629].

Как современные, так и древние себховые эвапориты имеют сложную структуру (рис. 30.4) [371, 373]. Первичный интерстициальный (внутрипоровый) гипс встречается в виде замещающих и вытесняющих ромбовидных кристаллов (часто в водорослевых

матах) длиной от сотен микрометров до нескольких миллиметров. Они могут замещаться в виде псевдоморфоз тонкодисперсными ангидритовыми пластинками и гранулами, определяющими *афанитовую* структуру. Афанитовые ангидритовые зерна часто имеют нежную бело-голубую окраску, сходную с цветом ледников; в случае крупнодисперсной гранулярной или войлочно-пластинчатой структуры в зернах может произойти изменение цвета на белый. В последней группе длина кристаллов достигает 1,5 мм; здесь встречаются волокнисто-радиальные «снопообразные» агрегаты. В интерстициальных ангидритовых пластинках могут наблюдаться возникшие при вытеснении связи с более ранними структурами; их интерпретируют как первичные ангидритовые осадки. Может также происходить перекристаллизация пластинок в гранулы или более крупные пластинки.

Наиболее сложные диагенетические структуры характерны для других эвапоритовых минералов, и особенно для солей калия. Это обусловлено действием горьких (сульфатно-хлоридно-магниевых) рассолов на существовавшие до этого галит и гипс, а также на их собственные осадки. Так, полигалит в цехштейновых эвапоритах Британии [790] встречается в виде тонкодисперсных (1–200 мкм) агрегатов или неправильных зерен. Зерна могут иметь вытянутую форму, агрегаты – волокнистую структуру. При воздействии обогащенных калием и магнием рассолов полигалит замещает ангидрит и галит. Первичный карналлит замещается сильвином, галитом и ангидритом. Другие многочисленные замещения, по существу, разрушают любую идеальную структуру первичных сульфатно-магниевых отложений, которую можно было бы предсказать на основании физико-химической теории (см. гл. 3).

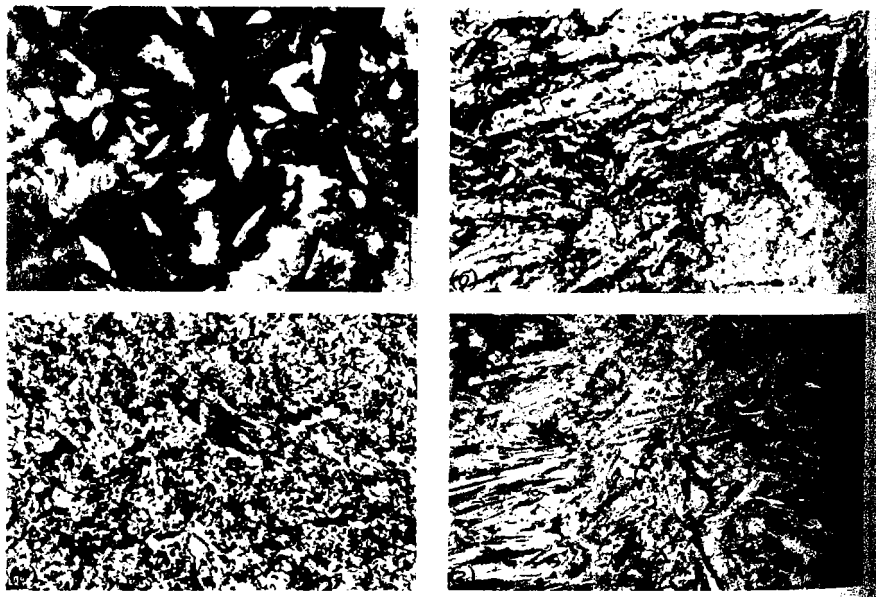


Рис. 30.4. Микрофотографии эвапоритовых структур в шлифах. *а* – рост раннедиагенетических кристаллов гипса в пустотах: псевдоморфозы афанитового ангидрита по гипсу в микритовой основной массе. Масштабный отрезок равен 500 мкм. Базальные пурбекские (верхняя юра) эвапориты, залежь Брайгтлинг, Сассекс, Англия; *б* – рост первично пластинчатого ангидрита в порах без предшествовавшего осажденного in situ гипса в тонкодисперсной непрозрачной карбонатной массе. Масштабный отрезок равен 250 мкм. Базальные пурбекские эвапориты (верхняя юра), керн из скважин, Ферлайт, Сассекс; *в* – афанитовый ангидрит с несколькими перекристаллизованными пластинками. Вид при скрещенных николях. Масштабный отрезок равен 100 мкм. Место взятия образца то же, что и образца (*а*); *г* – афанитовый ангидрит, в значительной мере перекристалдизованный в крупные пластинки (справа) и имеющий снопообразную структуру (слева). Вид при скрещенных николях. Масштабный отрезок равен 500 мкм. Ангидрит Биллингем-Мейн (верхняя пермь), рудник Биллингем, компания Durham, Англия. (Все фотографии взяты из работы [373].)

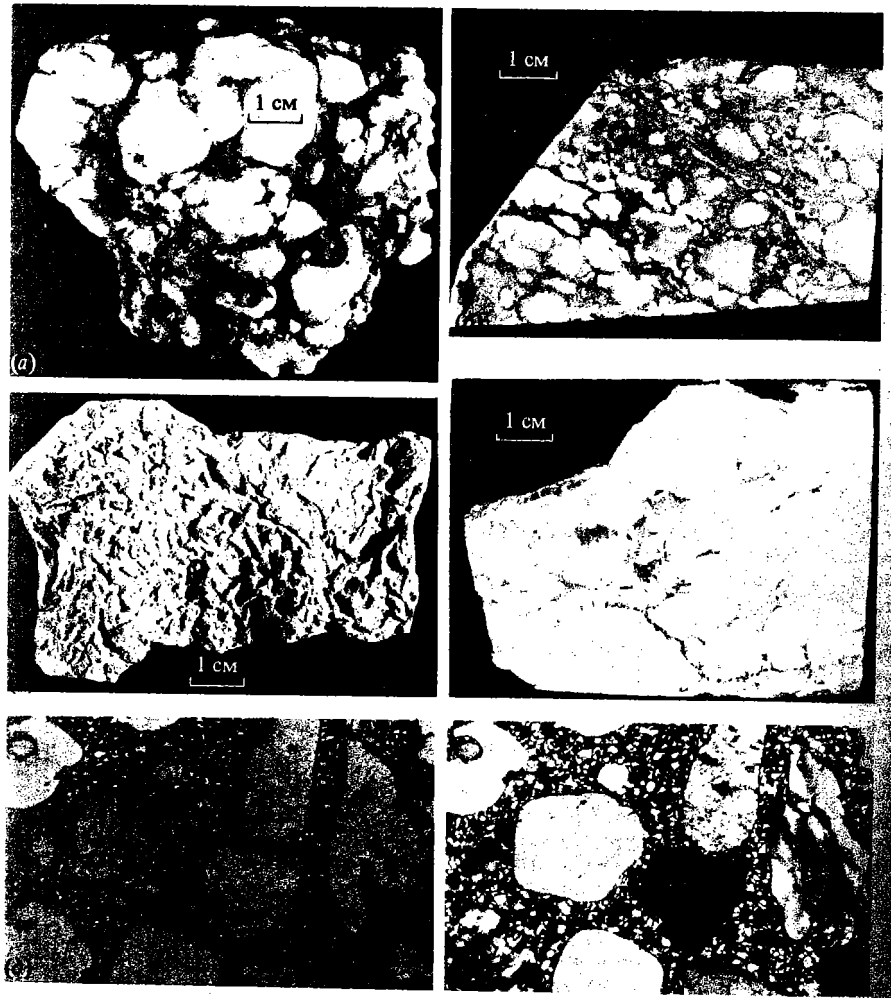
Основным изменениям подвержены эвапоритовые толщи, которые погружались на глубины свыше примерно 1 км. Гипс, не подвергшийся раннедиагенетической дегидратации и преобразованию в ангидрит, полностью перекристаллизовывается в ангидрит; при этом объем сокращается до 38%. Подобное изменение может преобразовать до неузнаваемости любые первоначальные структуры осадков в пределах гипсовой толщи. Увеличение давления и температуры вызывает пластические деформации большинства эвапоритовых минералов, особенно галита и солей калия. Это приводит к образованию диапировых соляных куполов и столбов. Пластическое течение служит причиной формирования в солях слоистой текстуры и может очень сильно нарушать эвапоритовые пласты, вызывая тем самым быстрые и непредсказуемые флуктуации мощности и состава. Такие эффекты делают разработку калиевых солей исключительно опасной и дорогостоящей [880, 769].

Возвращающиеся вследствие воздымания и эрозии назад к поверхности Земли (или близко к ней) эвапоритовые толщи подвергаются дальнейшим диагенетическим изменениям. Хорошо растворимые соли, такие, как галит и соли калия, в зоне метеорных вод могут быстро растворяться. Наблюдается также более медленное растворение ангидрита и гипса. Высвобождающийся ион SO_4^{2-} обогащает грунтовые воды; взаимодействуя с доломитом, они вызывают дедоломитизацию (разд. 29е). В результате растворения образуются массивные региональные или локальные брекчии обрушения. Большое количество сульфат-редуцирующих бактерий может быть причиной обызвесткования ангидрита и образования элементарной *серы*. Крупные месторождения серы встречаются в США в районе побережья Мексиканского залива в контактной зоне между ангидритовыми и известняковыми породами кровли и неглубоко залегающими соляными куполами.

Вторичные гипсовые породы, образующиеся вследствие приповерхностной гидратации ангидрита, могут быть подразделены на два типа [372]. В многочисленных реликтовых корродированных зернах ангидрита, окруженных равномерно погасающими кристаллами гипса, наблюдается *порфиробластовый вторичный гипс*. Порфиробласты могут быть эвгедральными и иметь различные формы и размеры. Основная часть вторичной гипсовой породы сложена *вторичным алебастром* (рис. 30.5, *а*), присутствующим в форме небольших кристаллических агрегатов, которые при скрещенных николях могут иметь погасание от волнистого до неправильного. Имеется мало структурных доказательств увеличения объема при огипсовании ангидрита; этот процесс, по-видимому, происходит вследствие смены растворения химическим осаждением с переводом избыточного сульфата в раствор. Небольшие количества замещающего гипса наблюдаются в жилах с характерной волокнистой формой «шелковистого шпата» (селенита); при этом волокна ориентируются своими длинными осями перпендикулярно стенкам жил (рис. 30.5, *г*).

Окремнение эвапоритов рассматривается в следующем разделе.

30б. Кремнезем в диагенезе. Как отмечалось выше (гл. 4), преобладающее большинство современных кремнистых осадков представлено океанскими пелагическими кремнистыми биогенными илами. Однако в геологических разрезах, в основном в мелководных карбонатных фациях, встречаются также большие количества кремневых стяжений. Эти кремни имеют отчетливую диагенетическую природу и являются по преимуществу замещающими образованиями. Частично или полностью литифицированные океанские кремни и порцелланиты с возрастом от позднемезозойского до кайнозойского к настоящему времени вскрыты в ходе работ по Проекту глубоководного бурения во всех главных океанских бассейнах [136, 683]. Основные минеральные фазы



кремнезема представлены кварцем и опалом-CT, причем последний встречается в виде сферических микрокристаллических агрегатов удлиненно-пластинчатых кристаллов, известных под названием *леписфер*. Опал-CT, по-видимому, является метастабильной промежуточной фазой при преобразовании аморфного биогенного опала-А в микрокристаллический кварц или халцедон. Преобразование опал-А → опал-CT происходит под действием механизма растворения–переотложения, который вследствие частичного уничтожения остатков радиолярий затушевывает органогенное происхождение илов. Таким образом, в процессе раннего диагенеза кремнезем является весьма мобильным компонентом. Действительно, концентрация растворенного кремнезема в поровых водах океанских осадков *выше*, чем в придонной воде в том же месте. Наличие градиента концентрации растворенного кремнезема при пересечении поверхности раздела осадок–океанская вода указывает на существование потока кремнезема из осадков в вышележащую воду, вызываемого как диффузией, так и адвекцией. По расчетным данным, величина этого потока может быть очень большой, и он, как и континентальный сток, представляет собой важный источник поступления растворенного кремнезема в океаны (см. гл. 3; [136]). В настоящее время преобразование опал-CT → кварц рассматривается как результат процесса растворения–переотложения, а не как изменение в твердой фазе.

Все доюрские кремни полностью сложены кварцем, однако общее представление о постепенном старении со временем (и, следовательно, с глубиной в данном разрезе) от мягкого биогенного ила (опал-А) через порцелланит (опал-CT) до кварцитового кремня усложняется преимущественной встречаемостью порцелланитов в осадках, обогащенных глинистым материалом, а кварцитовых кремней–в более чистых карбонатных осадках. Эксперименты показали, что скорость преобразования опала-А в опал-CT в карбонатных осадках намного выше, чем в глинистых, и что образованию леписфер опала-CT в значительной степени способствует химическое осаждение ядер с гидратом окиси магния [433]. Ассоциирующийся с глинистыми осадками опал-CT с менее упорядоченной структурой, по-видимому, не так склонен к окварцеванию, как опал-CT, формирующийся в чистых карбонатах. Важность ионов магния в этом процессе указывает на то, что преимущественному окремнению должны подвергаться доломитовые карбонаты. Данные отмеченных выше экспериментов подтверждаются не только многочисленными наблюдениями в океанских бассейнах, но и изучением обнажений меловых пород Англии позднемелового возраста. В этих обнажениях в меле, имеющем высокое содержание примеси монтмориллонита, кремневых стяжений (в виде кремневой гальки) присутствует немного, однако мел более обогащен леписферами опала-CT. В более чистом меле, который чаще встречается, в верхних частях разреза меловой толщи наблюдаются многочисленные стяжения. Сходным образом в мезозойских пелагических осадках Кипра кварцитовые кремни встречаются в чистых известняковых пластах турбидитов, тогда как леписферы опала-CT и хорошо сохранившиеся радиолярии в больших количествах наблюдаются в тонкодисперсных обогащенных глинистым материалом отложениях [687]. Высвобождение иона Mg^{2+} в процессе преобразования опал-CT → кварц объясняет также присутствие небольших количеств обогащенного

Рис. 30.5. *а*–обломочно-сетчатая текстура алебастрового гипса (по ангидриту) в красноцветной аргиллитовой основной массе. Рэт (верхний триас), Северн-Бридж, Эвон, Англия; *б*–обломочно-сетчатая текстура афанитового ангидрита в доломите. Обратите внимание на вторичные белые селенитовые кристаллы гипса, образующие каемки вокруг некоторых стяжений. Ангидрит Хит, Дал-Хит, Эр-Рияд, Саудовская Аравия; *в*–псевдоморфозы доломита по клиновидным кристаллам гипса в слоисто-водорослевых фациях. Формация Сахароним (юра), Рамон, Израиль; *г*–обломочно-сетчатый ангидрит с каемками вторичного селенита и хорошо выраженными гипсовыми жилами, напоминающими шелковистый шпат. Место получения образца то же, что и образца (*б*); *д*, *е*–кремнистые корки (силькреты) типа терразо в поляризованном свете и при скрещенных николях. Третичные отложения Восточной Австралии (коллекция Э. Дж. В. Ван дер Граафа). Масштабный отрезок равен 100 мкм.

магнием глинистого минерала палыгорскита, а также доломита соответственно в более молодых и более древних кремнях.

Второе главное местонахождение кремней в породах – их стяжения в морских мелководных известняках. Данные полевых наблюдений и петрографических исследований отчетливо показывают, что эти кремни образовались в результате замещения. Для того чтобы объяснить такие замещения, необходимо установить те условия среды, при которых диагенетические воды одновременно перенасыщены по отношению к кристаллическому кремнезему и недонасыщены по отношению к кальциту. Следует также объяснить тот удивительный факт, что состав стабильных изотопов водорода и кислорода таких кремней свидетельствует о том, что в их образовании принимали участие главным образом метеорные воды [461, 464]. В этом отношении обращает на себя внимание интересная модель, связанная с гипотезой смешения метеорных и морских вод [460] (рис. 30.6, 30.7), в значительной мере сходная с той, о которой говорилось при рассмотрении доломитизации (гл. 29).

Кремни несколько необычного характера могут замещать ангидритовые или гипсовые стяжения [859, 272]. Они содержат большое количество слегка удлиненного

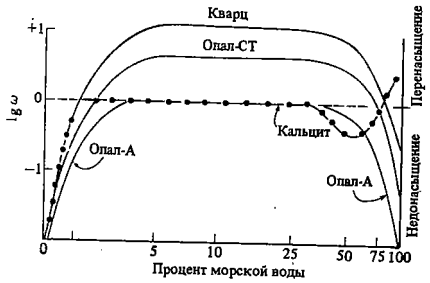


Рис. 30.6. Связь растворимостей кальцита и кремнезема в смешанных метеорно-морских грунтовых водах, изолированных от воздействия CO_2. ω – отношение произведения ионных активностей к произведению растворимости. Отрицательные величины указывают на недонасыщение. В показанном на рисунке гипотетическом случае при смешении метеорных и морских вод образуется вода, недонасыщенная относительно кальцита и перенасыщенная относительно кремнезема (опал-СТ/кварц) [460].

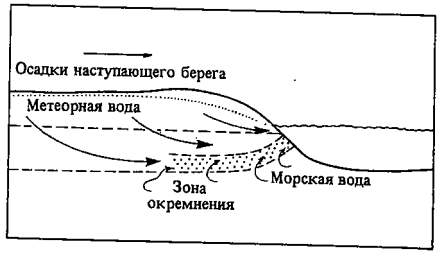


Рис. 30.7. Схема зоны смешения, где в карбонатных осадках наступающего на море берега может происходить окремнение [460].

халцедона лютецитной и кварциновой разновидностей. Обычно халцедон обладает четким волокнистым строением, потому что при нейтральной и нормальной величине pH или при недостатке ионов SO_4^{2-} тетраэдры кремнезема, вероятно, полимеризуются в спиральные цепи, которые укладываются плашмя на поверхности аккумуляции, так что *c*-оси располагаются по касательной к поверхности роста [272]. При высоких значениях pH или в случае «загрязнения» ионами SO_4^{2-} тетраэдры кремнезема являются одиночными и поэтому осаждаются один за другим с образованием обычной кварцевой ориентировки со слабым удлинением. В кварцевых конкрециях, замещающих эвапоритовые стяжения, часто наблюдаются многочисленные крошечные включения эвапоритовых минералов; могут также присутствовать псевдоморфозы кварца по ангидриту или гипсу. Указанные особенности наряду с данными изучения общей морфологии кварцевых замещений должны всегда использоваться как необходимые подтверждения эвапоритзамещающей природы халцедона с неотчетливым удлинением, так как такой халцедон может встречаться и в безусловно неэвапоритовых кремнях [153].

В Австралии и на юге Африки скопления кремнезема встречаются в виде твердых поверхностных цементирующих корок – *силькрет*[1] [487]. Эти очень устойчивые к разрушению горизонты мощностью до 5 м

[1] Этот термин используется для обозначения конгломератов, гравелитов и песчаников, цемент которых представлен кремнеземом. – *Прим. ред.*

образуют плато и плоские холмы-останцы. Они сохраняют резко бросающиеся в глаза остатки поверхностей выравнивания от третичного до четвертичного возраста. Считается общепринятым, что рассматриваемые корки формировались в теплом и более влажном климате по сравнению с наблюдаемым в настоящее время на большей части внутренних районов Австралии и что кремнезем образовывался за счет выветривания силикатных минералов многих видов материнских пород. Некоторые авторы предполагают, что Si^{4+} поступал в основном за счет *латеритизации*. Для подбазальтовых цементирующих кремневых корок Нового Южного Уэльса имеются геохимические свидетельства выщелачивания кремнезема из базальтов просачивающимися грунтовыми водами [816]. Было высказано предположение [619], что кремнезем, высвобождавшийся при выветривании, мигрировал как с поверхности, так и с грунтовыми водами. Кремневые цементирующие корки формируются локально, если кварцевые пески выступают в роли ядер кремнеобразования, или регионально, если обогащенные кремнеземом воды достигают зон внутреннего обезвоживания, где может происходить аккумуляция и выпаривание. Хаттон и др. [406] подчеркивают, что кремневые цементирующие корки могут формироваться только как результат длительного почвообразования при стабильных условиях среды. Они образуются весьма медленно, и эволюция мощных профилей была возможной лишь при стабильности почвообразующих, геологических, геоморфологических и климатических условий, такой, которая была на значительной части территории Австралии в раннем кайнозое. Смейл [762] подразделил кремневые цементирующие корки на ряд типов, включая *терразо* (кварцевые зерна или небольшие обломки пород в кремневом цементе; рис. 30.5, *д*, *е*) и *кварцитовый* (наросты аутигенного кварца на кварцевых зернах).

30в. Минералы железа. Характер химических реакций с участием Fe^{2+} и Fe^{3+} контролируется пятью переменными факторами – это Eh, pH, а также активности растворенных ионов HS^-, HCO_3^- и Fe^{2+}. На Eh – pH-диаграммах (рис. 30.8) отчетливо видно, что лишь гематит и другие минералы, в которых присутствует Fe со степенью окисления +3, могут существовать в равновесии с водами, расположенными над поверхностью раздела осадок – вода, из которых происходит осаждение.

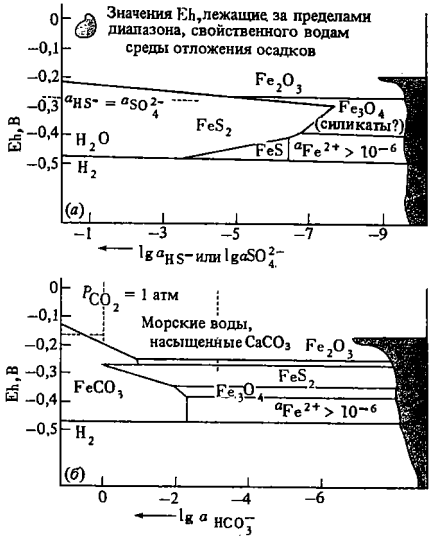


Рис. 30.8. *а* – поля устойчивости минералов железа как функция Eh и a_{HS^-}; *б* – поля устойчивости минералов железа как функция Eh и $a_{HCO_3^-}$ [181].

Главным носителем терригенного железа в осадках является гётит, образующийся при выветривании и при почвенных реакциях, включая процесс *латеритизации*. Fe^{2+} может входить в состав кристаллических решеток глинистых минералов или в состав адсорбированного комплекса на поверхностях частиц глинистых минералов [143]. В случае осаждения *гётит* должен достичь равновесия с *гематитом* посредством реакции дегидратации [72]:

$$\underset{\text{гётит}}{2HFeO_2} \rightarrow \underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3} + \underset{\text{вода}}{H_2O}.$$

Величина ΔG° (см. гл. 1) этой реакции всегда отрицательна, причем ее точное значение зависит от степени окристаллизованности гётита. Поэтому в условиях диагенеза лимонит всегда нестабилен относительно смеси

гематит + вода. Это объясняет полное отсутствие на глубине желто-коричневых лимонит-гётитовых образований. Выше (гл. 28) уже говорилось, что вадозный диагенез аридных зон способствует образованию в приповерхностных условиях с течением времени красного гематитового пигмента. Гематит может оставаться стабильным до тех пор, пока отсутствуют остатки органического вещества. Наличие же органического вещества будет способствовать восстановлению Fe^{3+} до Fe^{2+} и исчезновению красного пигмента.

Пирит – обычный диагенетический минерал железа во многих морских осадках. Как отмечалось в гл. 28, ниже маломощной зоны обогащенных кислородом поровых вод происходит анаэробная бактериальная сульфат-редукция. Выделяющийся сероводород взаимодействует с железом, что приводит к образованию моносульфида железа FeS. Дальнейшее выделение сероводорода способствует тому, что окисляющие серу бактерии образуют элементарную серу. Эта сера годами реагирует с FeS [73], образуя микроскопические (0,5–100 мкм) агрегаты кристаллов пирита, называемые *фрамбоидами*. Наиболее важным фактором, лимитирующим образование пирита, является наличие органического вещества, которое с помощью бактерий может быть включено в метаболизм. Морские диагенетические поровые (иловые) воды обычно богаты как соединениями железа, так и сульфатами. Поэтому чем больше содержание органического вещества, тем большее количество пирита образуется в зоне 2 предложенной выше (гл. 28) схемы диагенеза. В геологических разрезах богатые органическим веществом морские черные сланцы часто пиритизированы. В неморских диагенетических поровых водах, напротив, в большинстве случаев наблюдаются очень низкие концентрации растворенного SO_4^{2-}, отчего пирит обычно отсутствует. При быстром осаждении в морских условиях будет отмечаться тенденция к сдерживанию образования пирита, поскольку будет ограничено время диффузии SO_4^{2-} из вышележащей морской воды. Захороненные в поровых водах ионы SO_4^{2-} лишь частично в ограниченном количестве принимают участие в образовании пирита.

Диагенетический *сидерит* образуется только в том случае, если низкая концентрация растворенного сульфид-иона сочетается с высокой концентрацией растворенного карбонат-иона, высокой величиной отношения Fe^{2+}/Ca^{2+}, низким значением Eh и величиной pH, близкой к нейтральной. Как говорилось в гл. 28, эти условия ограничивают образование сидерита обычно средой неморского диагенеза (низкая концентрация SO_4^{2-}), где в значительных количествах присутствует ион Fe^{2+} (тропическое выветривание). Сидерит особенно часто встречается в фации дельтовых болот. Присутствующие здесь сидеритовые конкреции свидетельствуют о продолжительном накоплении минерала в процессе постоянного погружения (гл. 28). Для того чтобы сидерит был устойчив относительно кальцита, необходимо, чтобы концентрация железа превышала 5% от концентрации кальция. В морской воде соответствующая величина составляет менее 0,1%. Наличие сидеритовых горизонтов в некоторых морских алевритистых аргиллитах указывает на сравнительно необычные условия. Смежные бессидеритовые осадки, а также фауна часто свидетельствуют о незначительных перерывах в осадконакоплении [741]. При диагенезе сидерит, по-видимому, формировался из образовавшихся значительно ранее окисных минералов в условиях, когда запас морского SO_4^{2-} и ионов Ca^{2+} был израсходован.

Для *шамозита* наиболее характерно присутствие в форме ооидов и илов с сидеритом в железных рудах *минеттового типа* (оолитовых железных рудах). Сопутствующая фауна свидетельствует об условиях их формирования в море при наличии волнений, способствующего росту ооидов. Однако условия среды, необходимые для стабильности силиката железа (+2), сходны с условиями, необходимыми для стабильности сидерита. Разница заключается в низкой активности карбонат-иона и насыщении среды какой-либо активной формой кремнезема. Это предполагает наличие восстановительных условий ниже поверхности раздела осадок – вода. Поэтому вероятно, что ооиды первоначально строились каким-то другим ранее образованным минералом (или минералами), который впоследствии в процессе

диагенеза преобразовывался в шамозит. Сорби [776] предположил, что первоначально оолиты были кальцитовыми (см. также работу [452]), однако детальные структурные исследования не подтверждают этого вывода [112]. Возможно, что ооиды формировались в виде обогащенного железом и алюминием геля в подверженных волнению лагунах и что впоследствии, при захоронении в мелководных условиях, гель преобразовался в шамозит [181, 812]. Однако детали этого процесса остаются неясными.

Об образовании *глауконита* известно мало. Он формируется как морская минеральная фаза в районах с сильно замедленной седиментацией, где заполняет пустоты в раковинах и замещает фекальные пеллеты. Бернер [74] отмечает, что глауконит медленно формируется на поверхности раздела осадок – вода, где он ассоциируется с органическим веществом и обычно положительными, но переменными значениями Eh. По составу глаукониты очень различны – от бедных калием смектитов до обогащенных калием глауконитовых слюд с общей направленностью к обогащению калием со временем.

Обобщенная схема распространения диагенетических минералов железа приведена на рис. 30.9.

30г. Марганец. Как хорошо известно, при глубоководных исследованиях во многих частях Мирового океана были обнаружены залежи марганцевых конкреций. Размеры конкреций колеблются от нескольких миллиметров до дециметра или более. Они формировались посредством роста последовательных концентрических колец вокруг ядра, такого, как, например, обломки вулканической породы. Конкреции растут исключительно медленно, возможно со скоростями до 3 мм в 10^6 лет[1]. Их наличие на поверхности осадков в районах отложения красных глубоководных глин, накапливающихся со скоростями, превышающими эту величину вплоть до тысячи раз, означает, что красные глубоководные глины должны периодически размываться слабыми системами течений. Помимо марганца (в форме MnO_2) в конкрециях содержатся значительные количества железа, они сильно обогащены микроэлементами – никелем, кобальтом и медью.

Для осаждения марганца необходимо, чтобы рассеянный нерастворимый Mn^{4+} в осадках восстанавливался органическим веществом до растворимого Mn^{2+} и чтобы этот ион затем снова окислялся до Mn^{4+}. Ионы марганца поступают как из вод бассейна седиментации, так и из диагенетических вод. Причем в конечном счете источниками марганца являются ручьи, реки, а также океанский вулканогенный (гидротермальный) привнос, связанный с взаимодействием базальтов с океанской водой (см. обзор в работе [234]). Наблюдается миграция марганца за счет процессов диффузии, адвекции и реакций в океанских и поровых водах. Обратите внимание на формы схематических профилей распределения растворенного марганца на рис. 30.10, свидетельствующих о восстановлении Mn^{4+} и ремобилизации растворенного Mn^{2+} в нижних горизонтах, а также о выносе Mn^{2+} за счет адвекции и диффузии и осаждении его в нерастворимой форме (Mn^{4+}) в верхних горизонтах.

30д. Выводы. Рост диагенетических образований гипса и ангидрита наблюдается вблизи от поверхности осадка в условиях приливно-отливных равнин (себх) в аридных климатических зонах. Ангидрит формируется как продукт изменения гипса, а также как первичная минеральная фаза. В химически осажденных калиевых солях вследствие более позднего просачивания горьких (сульфатно-хлоридно-магниевых) рассолов, растворения и переосаждения наблюдаются сложные диагенетические изменения. В процессе захоронения эвапориты подвергаются пластическому течению, что приводит к формированию катакластических текстур; гидратированные минеральные виды, такие, как гипс, теряют свою молекулярную воду. Регидратация развивается в том случае, если ангидрит вновь возвращается в приповерхностные горизонты вслед-

[1] Некоторые исследователи полагают, что конкреции растут значительно быстрее. См., например, работу И. И. Волкова «Железо-марганцевые конкреции» в кн.: «Химия океана», т. 2, серия «Океанология».– М.: Наука, 1979, с. 415–467.– *Прим. перев.*

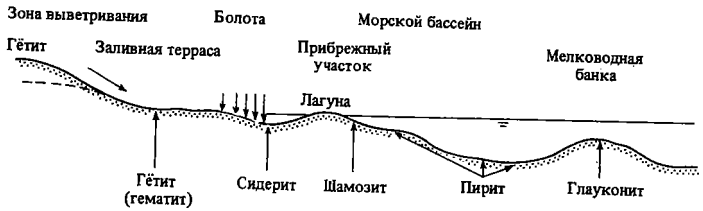


Рис. 30.9. Схематический разрез, показывающий различные обстановки, при которых могут образовываться диагенетические минералы железа [73]. Обратите внимание на то, что гематит образуется в зоне выветривания при семиаридном климате (гл. 28).

ствие воздымания и эрозии; после этого образуются вторичные гипсовые породы.

В процессе захоронения кремнистые илы подвергаются минералогическим изменениям от биогенного опала-А до микрокристаллического кварца или халцедона через метастабильную промежуточную фазу – опал-СТ. В основе перехода от опала-А к кварцу лежит механизм растворения – переосаждения; этот процесс активизируется в обогащенных карбонатом илах в присутствии ионов Mg^{2+}. Образование кремней замещения в мелководных известняках может быть обусловлено смешением метеорных и морских вод во фреатической зоне, что дает возможность поровым водам становиться пересыщенными по отношению к кристаллическому кремнезему и одновременно недосыщенными по отношению к кальциту.

Эвапоритовые стяжения могут часто замещаться халцедоном со слабым удлинением, однако не весь халцедон имеет такое происхождение. Твердые поверхностные цементирующие корки из кремнезема развиваются в континентальных районах на породах, подверженных выщелачиванию в течение продолжительных интервалов времени.

Основной носитель терригенного железа в осадках – гётит, образующийся при выветривании, а также в процессе почвенных реакций. Однако в условиях диагенеза гётит всегда является неустойчивым относительно смеси гематит + вода. Пирит образуется в морских поровых водах с низкой величиной Eh за счет продуктов жизнедеятельности сульфатредуцирующих и сероводород-окисляющих бактерий. Сидерит образуется там, где очень низкие концентрации растворенного сульфид-иона сочетаются с высокой концентрацией CO_3^{2-}, большой величиной отношения $Fe^{2+}:Ca^{2+}$, низким значением Eh и близкой к нейтральной величиной pH. Шамозит, по-видимому, образуется в поровых водах с низким значением Eh из захороненных оолитовых гелей, обогащенных железом.

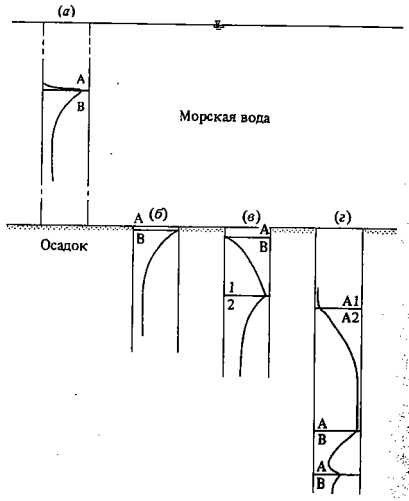


Рис. 30.10. Схематические профили вертикального распределения растворенного марганца в океане. *а* – для столба воды. А – окислительные условия, В – бескислородные условия; *б* – для преимущественно бескислородных осадков; *в* – для умеренно восстановленных осадков; *г* – для мощного окисленного слоя и многочисленных подстилающих окисленных слоев. Цифры 1 и 2 указывают уровни максимальной ремобилизации марганца [234].

Ионы Mn^{2+} поступают на поверхность раздела осадок – вода за счет процессов диффузии и адвекции.

Здесь марганец окисляется и медленно осаждается в виде нерастворимого Mg^{4+} вокруг ядер, образуя марганцевые конкреции.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Ценной книгой, посвященной всем рассмотренным в этой главе аспектам диагенеза, является работа Бернера [74]. Вопросы диагенеза кремнезема хорошо обобщены Калвертом [136], а также Ричем и Фон Радом [683].

31

Углеводороды

31а. Введение. Вне всяких сомнений, экономический аспект седиментологии играет важную роль в угольной и нефтегазовой индустрии, которая располагает огромным штатом специалистов, в основном сосредоточенных в нефтяных компаниях. В лабораториях, финансируемых этими компаниями, ведутся наиболее важные научно-исследовательские работы, и в некоторых странах, главным образом в США и Канаде, имеется полезный контакт компаний с университетами. Концентрация органического вещества, из которого образуются угли, нефть и природные газы, представляет собой процесс, который охватывает почти все дисциплины седиментологии и перекрывает многие другие химические и биологические области исследований.

31б. Состав углей и степень метаморфизма. Угли состоят в основном из макроскопических кусочков растений, которые претерпели постепенные физические и химические изменения с течением геологического времени. Из существующего многообразия типов углей наиболее важные могут быть разделены на *типы* (или *категории*) по содержанию в них углерода. На рис. 31.1 приведен основной элементный состав различных типов углей – от исходного первичного материала до самой высокой категории наиболее качественных углей (табл. 31.1). Основной тип углей носит название *гумусовых углей*. Это полосчатые угли, прошедшие стадию торфообразования, на которой древесный материал подвергся процессу гумификации, в результате чего микроорганизмы преобразовали растительный *лигнин* в гуминовые кислоты и нерастворимые остатки. Из-за отсутствия контрастности блеска считается, что нестратифицированные *сапропелевые угли* произошли из подводных органических илов, обогащенных остатками водорослей (богхед) или растительными спорами (кеннельский уголь). Увеличение температуры в процессе уплотнения осадков – основной фактор в процессе углефикации после первичных изменений в близповерхностных зонах за счет микробиологической активности. Угли всех типов и возрастов имеют сходный изотопный состав углерода – около 25‰ PDB. Примерно такой же состав имеет современная древесная растительность, что указывает на незначительное фракционирование в процессе углеобразования.

Угли содержат разнообразную растительную ткань различной степени сохранности. Эта ткань представляет собой петрографические составляющие углей и называется *мацералом*. Различаются три основные группы мацералов. *Гуминит-витринитовая* группа, в которой мацералы имеют древесное и гумусовое происхождение. Гуминит присутствует в углях низшей категории, а витринит – в углях средней и высокой категорий. *Липтинитовые* мацералы (*экзинит.–Ред.*) представляют собой растительные остатки, обогащенные липидами. *Инертинитовые* мацералы представляют собой твердые и хрупкие обогащенные углеродом остатки; они включают обломки

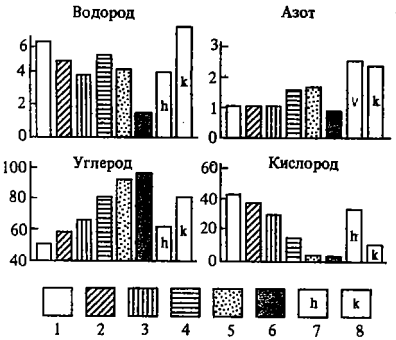


Рис. 31.1. Содержание углерода, кислорода, азота и водорода в различных углях, гуминовой кислоте и керогенах. *1* – древесина; *2* – торф; *3* – лигнит; *4* – битуминозные угли низкой категории; *5* – битуминозные угли высокой категории; *6* – антрацит; *7* – гуминовая кислота почвы; *8* – кероген [202].

бурых углей и липтинитовые остатки, которые испытали изменения высокой ступени.

Петрографическая методика исследования, известная как *измерение отражательной способности*, позволяет установить категорию углей или дисперсного органического вещества (например, спор). Отражательная способность – это количество света (монохроматического зеленого), отраженного от мацеральной поверхности, по сравнению с количеством света, отраженным от стандартной поверхности известного отражателя. Коэффициент отражения связан с категорией углей, содержанием летучих компонентов, химическим составом и влажностью компонентов (табл. 31.1). Измерения отражательной способности обычно проводятся на компонентах от гуминита до витринита, при этом среднее значение отражательной способности рассчитывается по ряду отдельных замеров. Липтинитовые мацералы имеют относительно низкую отражательную способность, которая увеличивается по мере того, как клеточная ткань постепенно импрегнируется и заполняется гуминовым веществом. Гуминовые компоненты, которые имеют значения отражательной способности порядка 0,4%, называются витринитами. Так же широко используются коэффициенты отражательной способности органического вещества, претерпевшего диагенез и метаморфизм, для оценки зрелости пород, продуцирующих углеводороды, и как сравнительный индикатор зон диагенеза (рис. 28.12).

Использование данных отражательной способности и категорий углей для оценки глубинных температур хорошо показано на примере изучения западной части Канадского бассейна в шт. Альберта [208]. Здесь представлена серия углей с постепенным возрастанием категорий от лигнитов на востоке до сильнолетучих битуминозных углей на западе (рис. 31.2). Действительные взаимоотношения между глубиной и категориями углей можно получить только в том случае, если известна *максимальная* глубина их захоронения. Строится график общей зависимости содержания влаги от глубины погребения, на основе чего затем можно получить соотношение между соответствующей категорией углей и максимальной глубиной захоронения (рис. 31.3). Далее используется диаграмма углефикации для оценки максимальной температуры, которая достигается в ходе диагенеза углей (рис. 31.4). Подобные исследования могут также пролить свет на максимальные температуры образования нефти, поскольку прослои аргиллитов могут быть и потенциальными источниками нефти. В этом частном случае предел температур образования нефти составлял 60–120°С.

Образование метана – важный процесс при углефикации. Он начинается и становится наиболее важным с категории среднелетучих битуминозных углей (отражательная способность 1,3–1,4%). Крупные месторождения природного газа образуются тогда, когда метан захватывается в ловушку подходящим для этого резервуаром (например, эоловыми песками красного лежня и песками, покрывающими угленосные отложения в южной части района Северного моря; рис. 13.6).

31в. Обстановки образования углей. Потенциальные угленосные площади характеризуются обстановками с высокой продуктивностью растительности, незначительным привносом осадков, ограниченным окислением растительных тканей, ограниченной биорегенерацией и высоким потенциалом

Таблица 31.1. Типы углей и их основная петрографическая характеристика (по Тиссо и Вельте [826])

Тип углей	Коэффициент отражения витринита, %	Основная петрографическая характеристика	Содержание С в витринитах, %
Торф		Крупные поры	50
		Детальное строение первичного растительного материала еще различается	
		Целлюлоза в химически свободном виде	
Бурые угли		Химически несвязанная целлюлоза отсутствует	
Мягкие бурые угли		Структура растительных тканей еще различима (полости клеток часто пустые)	60
Матовые бурые угли	~0,3	Отличаются заметным гелифицированием и уплотнением	
Блестящие бурые угли		Еще частично различимая растительная структура (полости клеток заполнены коллинитом)	
	~0,5		75
Твердые угли			
Битуминозные твердые угли		Экзинит становится заметно более светлым («скачок в углефикации»)	
Антрацит	~2,2	Экзинит не отличим от витринита в отраженном свете	90
Графит	11,0	Анизотропия в отраженном свете	100

← Увеличение степени изменения

сохранности органического вещества. Мощные толщи современных пресноводных торфяников характеризуются массовой продуктивностью растений при ограниченном поверхностном окислении и повторном вовлечении растительных обломков «лесного сора» в местную пищевую цепь. Необходимые условия для образования мощной толщи торфяников – это, возможно, заболоченная местность, насыщенная водой и удаленная от мест привноса осадков. Во многих горизонтах торфяников может иметь место ограниченное окисление, но под этими горизонтами преобладают горизонты микробиологической активности, в которых образуется разложившееся гумусовое вещество, постепенно проникающее в плотные растительные ткани. С увеличением глубины торфяники изменяются от бурых до черных; повидимому, они имеют гелеобразную консистенцию. При торфообразовании кислоты вызывают значительные изменения в подстилающих осадках, где образуются каолинизированные глины с пиритовыми конкрециями, которые обычно встречаются под многими древними пластами углей.

Фациальный анализ древних угленосных толщ показал, что торфяные формации преобладают в пресноводных сфагновых болотах и на маршах в районах влажных тропических прибрежных равнин. Наиболее важные субобстановки формирования углей – это пойменные болота дельт, низкие аллювиальные равнины и болота за береговыми барами. Флоридские болота служат в какой-то степени современным аналогом многих древних торфяных болот (см. обзорную работу Мак-Ферсона и др. [561], а также работу [158]). Здесь пресноводные, солоноватоводные и морские торфяники были накоплены в прибрежной равнине очень сложного строения.

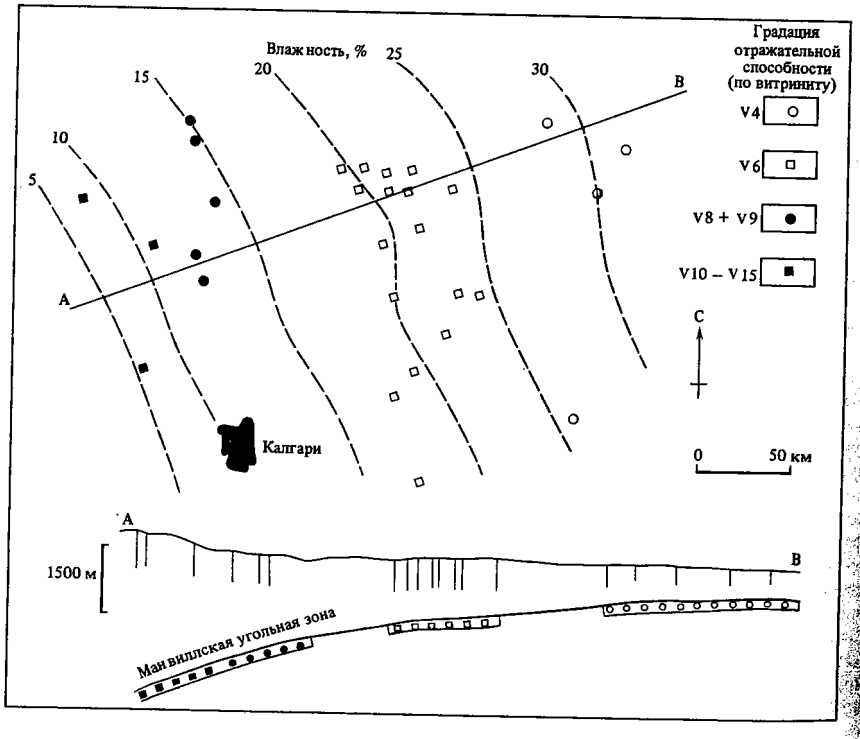
Другие представляющие интерес аналоги встречаются в болотах Снаггеди на прибрежье шт. Северная и Южная Каролина [784]. Здесь голоценовые песчаники мощностью до 4,5 м накапливались в лагунных депрессиях между плейстоценовыми барьерными островами (рис. 31.5). Эти торфяники протягиваются через соленые марши в виде соединяющихся торфяных островков и образуют регрессивную толщу, покры-

вающую тонкозернистые лагунные осадки, размер зерен которых увеличивается вверх по разрезу (рис. 31.5). Эти торфяники часто «расщеплены» тонкозернистыми осадками конусов выноса близлежащих приливно-отливных русловых промоин. Некоторые из этих русел образовались после грандиозных пожаров на торфяниках, вследствие которых возникли локальные пустоты, в которых могли накапливаться осадки. Эти выклинивающиеся отложения можно увидеть в вертикальном разрезе благодаря наличию тонкого базального горизонта обломков древесного угля.

В последние годы было выполнено много детальных исследований осадочных фаций в угленосных отложениях, особенно в Пенсильвании, США [849, 253, Ferm, 1970] (см. гл. 19), и в вестфальских фациях Великобритании [735, 350]. Исследования, проведенные Скоттом [735] в Вестфалии, выявили особенно важную связь между осадочными процессами и реконструкцией флористических сообществ при их экологическом изучении. Исследования М. и Р. Тейхмюллеров [817] месторождений бурых углей в ФРГ интересны в отношении флористических сообществ, однако они не затрагивают осадков.

Практически не осталось сомнений в том, что разведке и эксплуатации угольных месторождений в значительной мере помогают седиментологические исследования. Так, прогнозирование отложений русловых промоин, выполненных песчаниками, и толщ, выполняющих озера и характеризующихся увеличением размера зерен вверх по разрезу, а также других «расщепляющих» угленосную толщу горизонтов имеет большое значение для эффективного извлечения углей как в подземных выработках, так и открытым способом. На площадях развития мощных непрерывных пластов в большинстве случаев эти особенности можно игнорировать, однако для большинства окраинных залежей раннее распознавание «аномальных» осадков в толще углей или рядом с ней имеет важное значение как для проходки шахт, так и для извлечения углей.

Рис. 31.2. Местонахождение, глубина залегания и категории меловых (Манвиллских) углей и изоконтуры содержания влаги в близповерхностных углях в западной Канаде [208].



31г. Нефть и газ – органические вещества, продуцирующие отложения и диагенез. Происхождение нефти и газа связано с биологическим и низкотемпературным термальным разложением рассеянного органического вещества, присутствующего в тонкозернистых осадочных породах. Органическое вещество встречается в количестве 2,1% в углистых сланцах, 0,29% – в карбонатах и 0,05% – в песчаниках (средние значения). Общее количество рассеянного органического вещества, имеющегося во всех осадочных отложениях Земли, составляет $3{,}8 \cdot 10^{15}$ т, из которых $3{,}6 \cdot 10^{15}$ т содержится в углистых сланцах

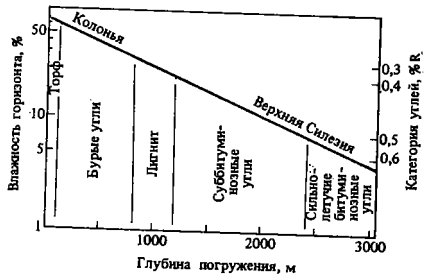


Рис. 31.3. Соотношение между содержанием влаги в углях, глубиной захоронения и отражательной способностью (R) [208].

[202]. Для сравнения укажем, что общий тоннаж углей составляет $6 \cdot 10^{12}$ т, а нефти – $2 \cdot 10^{11}$ т.

Рассеянное органическое вещество, присутствующее в углистых сланцах и илах, происходит из чрезвычайно разнообразных источников, однако, вероятно, большую часть поставляет планктон различного типа. Современные растения и животные состоят в различных пропорциях из протеинов, углеводов, жировых липидов, пигментов и лигнинов (только высшие растения). В процессе диагенеза эти биополимеры, имеющиеся в первичном органическом веществе, изменяются до геополимеров, которые в целом называются *керогенами.* На ранней стадии диагенеза на исходный материал воздействуют микроорганизмы, которые образуют аминокислоты и сахара. Остатки исходного материала, не используемые микроорганизмами в их жизненных процессах, вновь соединяются путем поликонденсации и полимеризации, в результате чего образуются бурого цвета соединения, подобные малоизвестным фульвиевой и гуминовой кислотам. Считается, что в процессе захоронения и погружения на эти остатки жизнедеятельности микроорганизмов влияет высокая температура, в результате чего образуется инертный кероген и природный газ как бипродукт (рис. 31.6, 31.7). Процесс созревания и изменения изначальных органических веществ, когда отсутствуют всякие углеводороды, необходимые для образования сырой нефти, в которой содержится большое разнообразие углеводородов, очевидно, представляет собой очень сложный процесс, который еще плохо изучен. Детальное изложение этого вопроса интересующийся читатель найдет в работах Дегенса [202] и Тиссо и Вельте [826].

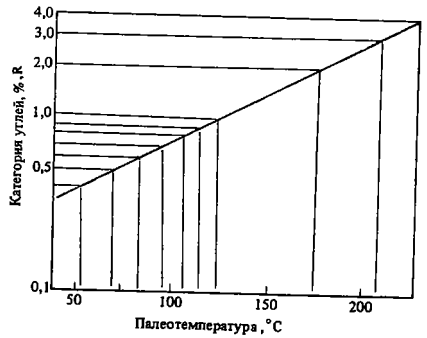
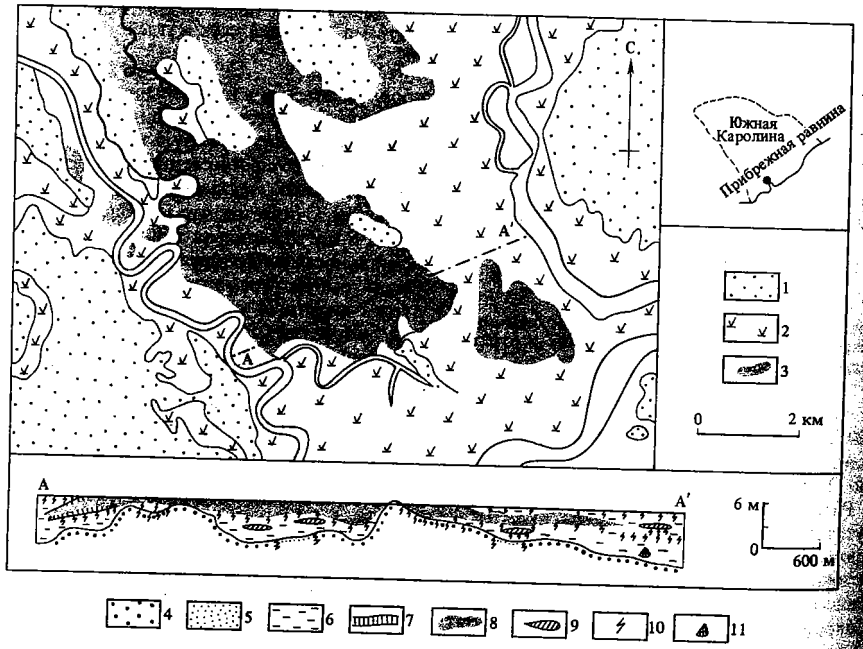


Рис. 31.4. Связь типов углей с палеотемпературами Манвиллских углей [208]. См. рис. 31.2.

Множество свидетельств, полученных по данным геологического изучения нефте-

проявлений и различного рода исследований погребенного органического вещества, показывают, что образование жидких углеводородов начинается при 65°С и заканчивается в интервале температур 135–150°С. Это так называемое «жидкое окно» отвечает средним глубинам порядка 3 км на площадях с нормальным геотермическим градиентом, а образование природного газа происходит в основном при более высоких температурах, в интервале 120–200°С. Если привлечь наше обсуждение вопроса о диагенезе глинистых отложений (гл. 28), то можно сказать, что образование нефти происходит в диагенетических зонах 4 и 5. Многими исследователями установлено, что нефтегазопродуцирующие породы не обязательно должны быть обогащены органическим веществом. Основное условие нефтеобразования – отсутствие окисления на самой ранней стадии диагенеза. Это может достигаться быстрой скоростью осадконакопления (сопровождающегося, однако, накоплением органического вещества) или при дефиците O_2 в водах на стадиях осадконакопления или диагенеза. Несмотря на вышеупомянутые замечания по поводу содержания органического вещества, очевидно, что наиболее перспективными породами – источниками образования нефти будут те мощные толщи аргиллитов, которые накопились на площадях, характеризующихся высокой органической продуктивностью. Как указывалось ранее (гл. 24), высокая органическая продуктивность впоследствии явится причиной дефицита в илах O_2, что обеспечивает сохранность органического вещества. Таким образом, сформировавшиеся черные сланцы представляют собой источники углеводородов первостепенной важности (см. самый последний обзор о бескислородных обстановках осадконакопления и генезисе нефтепродуцирующих отложений в работе [206]).

Рис. 31.5. Болото Снаггеди в Южной Каролине, США. Фациальная карта и разрез. *1* – песчаные возвышенности (плейстоценовые барьеры); *2* – соляное болото; *3* – пресноводное торфяное болото; *4* – пески; *5* – глинистые пески; *6* – глины; *7* – глинистый торф; *8* – пресноводный торф; *9* – торф соляных озер; *10* – корневая зона; *11* – раковины устриц [784].



31д. Миграция нефти и газа. Если принять, что обогащенные органическим веществом аргиллиты были погребены на достаточно большую глубину, необходимую для образования углеводородов, то можно считать, что следующим этапом будет миграция углеводородов от источника до пористых пород резервуара (*первичная* миграция) и затем через пористые породы в подходящую ловушку углеводородов (*вторичная* миграция), где последние должны быть эффективно запечатаны. Вероятно предположение, что во время первичной миграции углеводороды движутся в виде дискретных глобулей, коллоидальной суспензии (мицелл) или в растворенном виде. По-видимому, при различных условиях имеют место все три способа миграции. Углеводороды перемещаются в водной среде под действием дифференциальных сил напряжения, возникающих при уплотнении осадков. Есть предположение [132], что перераспределение углеводородов вдоль потенциальных градиентов потока достигает максимума при высвобождении межслоевых вод из смешанослойных глин (см. гл. 27 и 28). Любой пористый пропласток внутри толщи уплотненных глин будет вести себя как проводник для углеводородов, присутствующих в движущихся водах.

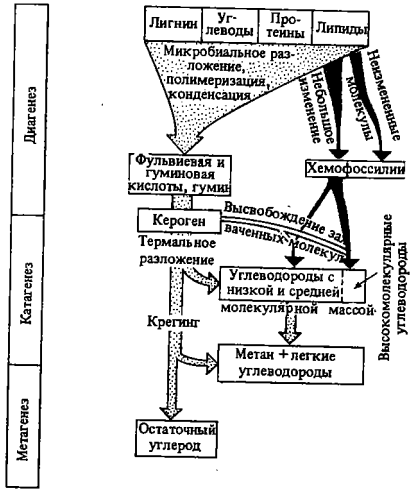


Рис. 31.6. Источники углеводородов в различных геологических условиях [826].

На вторичную миграцию углеводородов, по данным Тиссо и Вельте [826], влияют три фактора: а) тенденция всплытия нефти и газа в порах пород, насыщенных водой; б) капиллярное давление, которое определяет многофазовый поток; в) гидродинамика движения поровых вод. Нефтяные глобули или пузырьки газа, диаметр которых превышает диаметр пор, должны быть разбиты, чтобы они могли пройти через узкие поры. Поверхностное натяжение на границе между нефтью – газом и водой должно преодолеть капиллярное давление. Нефть, попавшая в ловушку в пористых породах, находится в равновесном состоянии между силами плавучести, гидродинамическими движущими силами и капиллярными силами сопротивления. Ловушка должна быть перекрыта непроницаемыми отложениями, диаметр пор которых достаточно мал, чтобы капиллярное давление превышало движущие силы.

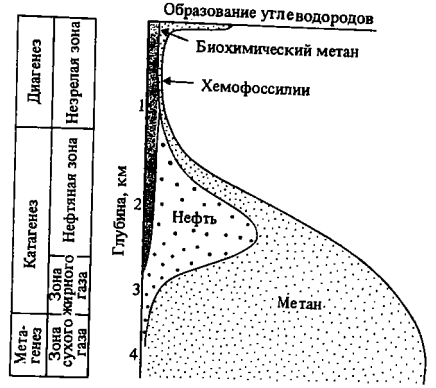


Рис. 31.7. Образование углеводородов как функция глубины погружения материнских пород (глубина приблизительная) [826].

Направление движения углеводородов определяется в основном направлением движения потока вдоль локальных или региональных градиентов давления; возможна их миграция вверх, вниз и в стороны в зависимости от конкретных условий. Мигра-

ция углеводородов будет продолжаться до тех пор, пока действуют движущие силы. Некоторыми исследователями установлена миграция углеводородов на сотни и более километров. Миграции углеводородов в жидкой фазе под поверхностью земли в значительной степени способствует низкая вязкость горячей сырой нефти и наличие газов в растворе.

31е. Ловушки нефти и газа и изучение резервуаров. В природе встречается большое разнообразие углеводородных ловушек (УВ); наиболее существенные из них показаны на рис. 31.8. Наибольший седиментологический интерес представляют собой стратиграфические ловушки, поскольку они зависят от латерального изменения фаций. Однако изучение 198 самых крупных нефтяных месторождений (максимальная добыча $500 \cdot 10^6$ баррелей нефти из каждого) показало значительное преобладание структурных антиклинальных ловушек [582]. В то же время следует отметить, что такие

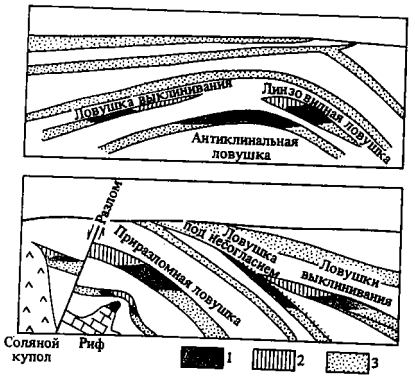


Рис. 31.8. Различные ловушки нефти и газа. *1* – нефть; *2* – газ; *3* – вода [370].

месторождения относительно просто обнаруживаются под землей и что все большее внимание привлекают более сложно выявляемые стратиграфические ловушки, особенно в районах, где ведется интенсивная разведка, например в США [861]. Ловушки обычно покрыты непроницаемой толщей уплотненных аргиллитов или эвапоритов, хотя утечка нефти и газа могла происходить на ранних стадиях образования нефтеносных и газоносных залежей, когда породы не были еще достаточно уплотнены. Утечка могла также проходить по плоскостям разломов (рис. 31.9). Относительно недавняя миграция такого рода называется *третичной миграцией*.

По поводу изучения резервуаров можно отметить, что здесь наиболее важное значение имеют седиментологические исследования. При определении характера распространения пород, слагающих резервуар, всегда следует руководствоваться фа-

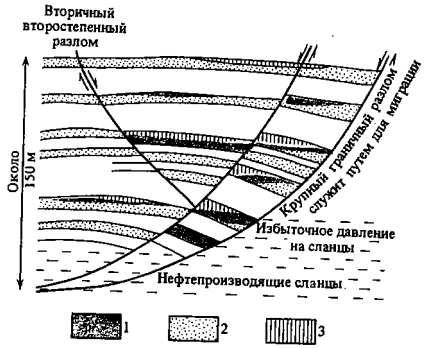


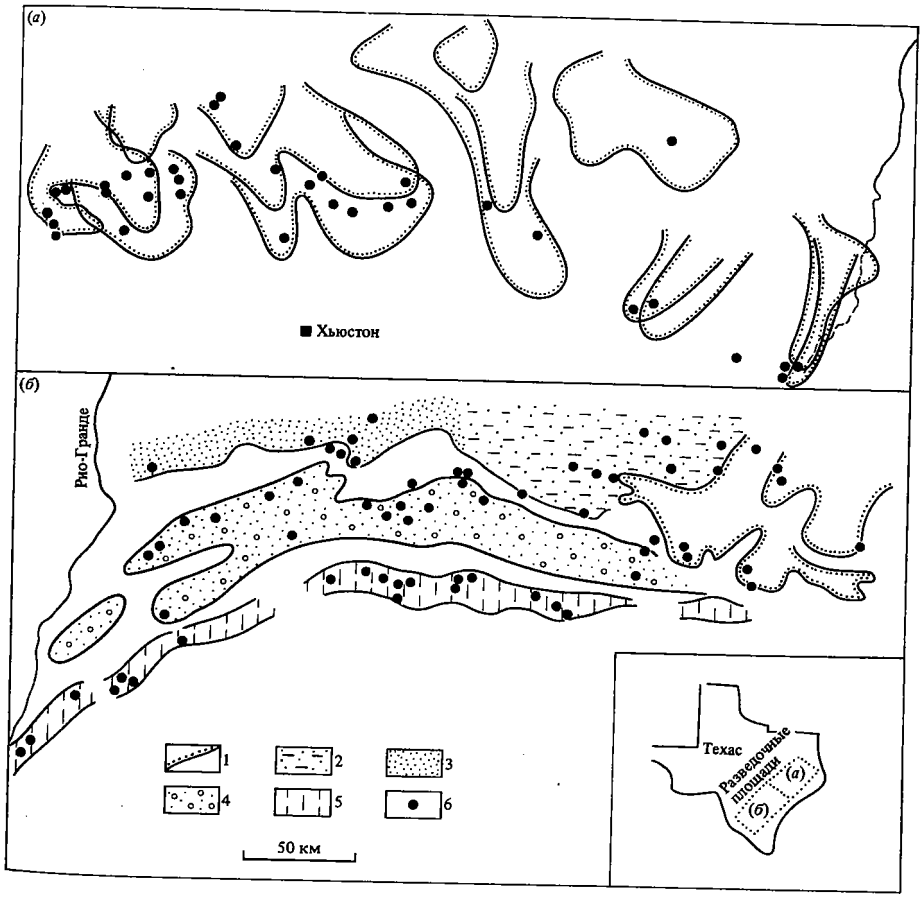
Рис. 31.9. Схематический разрез через конседиментационный разлом в дельте Нигера; показано положение залежи углеводородов и возможное направление миграции углеводородов. *1* – нефть; *2* – вода; *3* – газ [857].

циальными изменениями, а также результатами диагенетических процессов, когда благодаря цементации образуется экранирующая зона. Наиболее благоприятные породы для резервуара – это широко распространенные хорошо сортированные осадочные отложения – от песков до гравийно-галечниковых отложений. Они включают пластовые песчаники разветвленных русел рек, пустынные пески эргов, литоральные и сублиторальные карбонатные породы и кластические пески водоемов, пески фронта дельты, шельфа и водоема, рифы и рифовую осыпь, а также проксимальные отложения подводных конусов выноса. Каждая фация имеет свою собственную обстановку осадконакопления (см. гл. 12–26), которую можно распознать и интерпретировать по керну и каротажу. На большинстве обнаруженных нефтяных месторождений проводилось де-

тальное изучение фаций, что позволило лучше оценить продуктивность данного резервуара и методы эксплуатации. Хотя большинство нефтяных месторождений представляют собой структурные ловушки, нефть встречается только там, где благоприятный резервуар накладывается на антиклиналь.

Рис. 31.10. Местонахождение нефтяных и газовых месторождений по отношению к фациям осадконакопления в нижней части группы Уилкокс, Техас, США. *1* – дельта; *2* – береговая равнина; *3* – барьерный бар; *4* – шельф; *5* – край шельфа; *6* – месторождения в Нижнем Уилкоксе [259].

Блестящие примеры приведены Хармсом [345] и для большей площади (рис. 31.10) Фишером и Мак-Гоуэном [259]. Примеры развития ловушек по разлому в дельтовых фациях, по данным исследований группы Shell, показаны на рис. 31.9. Стратиграфические ловушки в нерифовых карбонат-эвапоритовых фациях, по данным исследований Иллинга и др. [409], изображены на рис. 31.11. Фациальные исследования приобретают особо важное значение для вторичного извлечения нефти, где условия закачки воды зависят от детального знания строения резервуара. Таким образом, для таких исследований приобретает большое



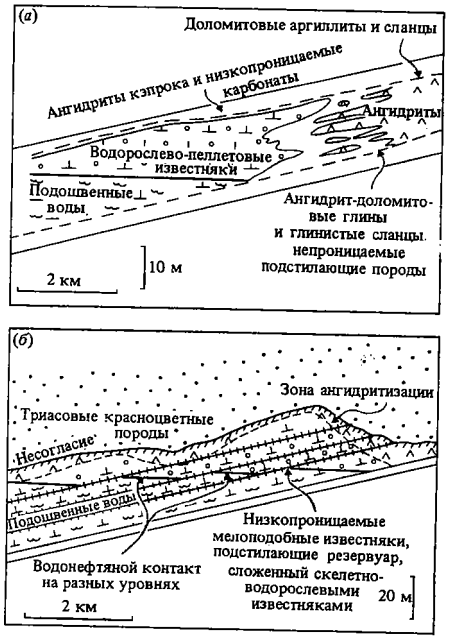


Рис. 31.11. Стратиграфические ловушки, образовавшиеся за счет фациальных изменений. *а* – в фациях себхи – лагун; *б* – в карбонатных резервуарах под границей несогласия со вторичной ангидритизацией. Это типичные примеры из района Миссисипи в Саскачеване и Северной Дакоте; подобные ловушки встречаются на Ближнем Востоке [409].

значение проблема взаимосвязи русловых песчаников [122], упомянутая в гл. 15 [837].

Последний аспект изучения резервуаров касается роли диагенеза в образовании и изменении проницаемости и пористости. Минералы, содержащиеся в цементе пород, имеют тенденцию закупоривать первичное пористое пространство, особенно поровые каналы, что ведет к уменьшению пористости и проницаемости. Таким образом, в цементированные породы потенциальных ловушек не поступают углеводороды, а из частично цементированных резервуаров нельзя эффективно извлечь содержащуюся в них нефть. Самый распространенный цемент – это диагенетические глинистые минералы (гл. 28) в песчаных резервуарах и карбонатный цемент в известняковых. Как мы видели ранее, все пористые осадки имеют тенденцию подвергаться цементации, когда они погребены, и поэтому важно, чтобы миграция нефти происходила как можно раньше, до процесса цементации. Данные, полученные на многих месторождениях, показывают, что если резервуар обладал пористостью, то углеводороды препятствуют дальнейшей цементации. Хорошие примеры имеются в пористых известковых песках зоны Араб – резервуарах в Саудовской Аравии, Катаре и Абу-Даби. Здесь заполненные нефтью поры окружены лишь тонкой каемкой цемента, в то время как в соседних обнажениях и в погребенных отложениях, не содержащих нефти, поры почти выполнены вторичным кальцитовым цементом.

Процесс, известный под названием диагенетического запечатывания [868], может происходить в результате цементации ниже контакта нефть – вода в стратиграфических ловушках, сложенных как карбонатными, так и обломочными породами. Это имеет важное значение в случае вторично наклоненных ловушек, а также для разработки программ вторичного извлечения нефти.

В некоторых резервуарах благодаря их пористости протекают вторичные процессы растворения или перекристаллизации. Ранее мы обсудили пример вторичного образования пор в песчаниках (разд. 28ж). Другие примеры связаны с растворением доломитовых или эвапоритовых минералов в порах и пустотах и с растворением арагонита. Оба этих процесса имеют место, когда метеорные воды попадают в карбонатно-эвапоритовые породы. Большая пористость девонских рифогенных отложений Канады связана именно с этим процессом. Другой классический способ образования вторичной пористости – доломитизация известняков в замкнутой системе. Этот процесс ведет к уменьшению объема пород и, следовательно, к увеличению пористости, достигающей максимум 10%.

Другой вид пористости связан с образованием трещин в породах на относительно поздней стадии. Трещиноватость пород может быть результатом плавного прогибания уже полностью цементированного резервуара, и в этих случаях трещины могут обеспечить более эффективное сообщение между изолированными порами. Многие резервуары в карбонатных породах на Ближнем Востоке, например в Иране и Ираке, имеют именно такой трещинный тип пористости. Интересные примеры встречаются также в меловых породах меловой системы, развитых в районе Северного моря. Эти породы обычно сильно пористые, но при этом они чрезвычайно малопроницаемы. На месторождении Экофиск микротрещиноватость меловых пород, залегающих на соляном куполе, явилась причиной образования обширного резервуара с высокой проницаемостью.

31ж. Битуминозные пески. Термин «битуминозные пески» относится к таким отложениям, из которых тяжелая нефть не может быть извлечена обычными методами добычи. Это густая, сильновязкая и окисленная нефть, которая просто прилипла к порам резервуара. В таких отложениях содержатся практически безграничные запасы тяжелой нефти. Подсчитано, что только в 16 месторождениях битуминозных песков заключено столько же нефти, сколько ее находится во всех месторождениях, которые можно осваивать традиционными способами [205]. Таким образом, битуминозные пески представляют собой важный резерв нефти для ее добычи в будущем, когда усовершенствуются методы ее извлечения. Битуминозные пески долины Атабаска в западной Канаде имеют запасы, превышающие более чем в 4 раза запасы самого крупного разрабатываемого нефтяного месторождения Гхавар в Саудовской Аравии.

Битуминозные пески образуются, когда низкотемпературные ($\leqslant 90°C$) обогащенные кислородом и бактериями метеорные воды приходят в соприкосновение с жидкой нефтью средней плотности. Вода вымывает более растворимые легкие фракции углеводородов, особенно ароматические группы. Нормальные парафины удаляются в результате бактериальной биодеградации. Остающиеся тяжелые смолы начинают формировать «озокеритовый настил» в контактовой зоне нефть – вода и постепенно заполняют весь резервуар. В процессе биохимических реакций образуется легкий углекислый газ, который нетрудно обнаружить изотопным анализом. Битуминозные пески обычно встречаются в краевых частях нефтеносных бассейнов или в близповерхностных ловушках, где трещины позволяют метеорным водам просачиваться через породы кэпрока.

31з. Нефтяные сланцы. Было подсчитано, что все нефтяные сланцы содержат в 600 раз больше нефти, чем известные в настоящее время месторождения жидкой нефти. Эти огромные ресурсы ожидают еще своей очереди, хотя значительный объем нефти уже сейчас ежегодно добывается из этих сланцев в Китае и Советском Союзе (в Эстонии). Проблема заключается в высокой стоимости добычи и загрязнении окружающей среды; при этом нефть может быть извлечена только при подогреве ее до температур свыше 500°C.

Нефтяные сланцы – это обогащенные керогеном глины, в которых высокое содержание органического вещества обусловлено остатками водорослей. Эти водоросли представляют собой планктон, периодически появляющийся в относительно спокойных водах озер или в обстановках мелководного шельфа. Образованные таким образом водорослевые илы предохранены от окисления благодаря бескислородным условиям вод в зоне осадконакопления, или на разделе осадок – вода, или, наконец, вследствие наличия слоя рассолов ниже верхнего эвфотического кислородсодержащего слоя. Как обсуждалось в гл. 16, самые крупные запасы нефти в нефтяных сланцах содержатся в формации Грин-Ривер на западе США. Здесь нефтяные сланцы залегают как на поверхности, так и на глубине на большой площади. Они образовались как фация в обстановке озерной низменности, которая периодически то расширялась, то сокращалась (рис. 16.7). Эти и большинство других нефтяных сланцев имеют тонкую ленточную слоистость (как обогащенные, так и обедненные водорослями осадки). Ленточными прослойками из кокколитов сложены морские нефтеносные сланцы, как, например, кимериджские глины, развитые в Северо-Западной Европе. При глубоком захоронении нефтяных сланцев высвобождается большое количество жидких углеводородов, и большая часть запасов нефти в северной части Северного моря имеет именно такое происхождение – из кимериджских продуцирующих пород.

31и. Выводы. Твердые углеводороды, такие, как угленосные серии, образуются при постепенном термальном диагенезе органических торфяников. Категория углей оценивается по данным измерения отражательной способности и в основном определяется глубиной захоронения и тепловым потоком. Угли встречаются в разнообразных прибрежных и аллювиальных литофациях, но чаще всего в обстановках пойменных болот древних прибрежных равнин и дельт.

Жидкие и газообразные углеводороды образуются при биогенном и низкотемпературном диагенезе рассеянного органического вещества (биополимеров), преобразующегося в геополимеры – кероген. Изучение отражательной способности и геологического строения показало, что образование нефти происходит при температурах в диапазоне 65–150°C. Первичная миграция от источника к пористым осадочным породам происходит в водных фазах, когда при уплотнении осадков в ходе их обезвоживания вытесняются как связанные, так и молекулярные воды. Воды движутся благодаря градиентам давления до тех пор, пока не попадут в структурные и стратиграфические ловушки. Резервуарные породы в ловушках отличаются большим разнообразием; в их числе можно упомянуть аллювиальные отложения русел, отложения пустынных дюн, фронта дельты, баров, шельфов, подводных конусов выноса, рифов и карбонатов окраин платформ. Количество углеводородов и скорость миграции зависят от проницаемости и пористости резервуара. Диагенетическое осаждение цементирующих минералов и уплотнение осадков уменьшают значение этих параметров. Миграция углеводородов часто происходит на ранней стадии, а растворение цемента и зерен при погружении осадков (вторичная пористость) может увеличить пористость и проницаемость пород до необходимого уровня.

Литература, рекомендуемая для дальнейшего чтения

Самые последние работы по геологии, связанной с углеводородами, хотя в них рассматриваются в основном метаморфизм органического вещества и миграция вод,– это работы Тиссо и Вельте [826] и Дегенса [202]; они содержат разделы, посвященные диагенезу органического вещества. Вопросы нефтяной геологии рассматриваются в работах [148, 370]. Описание седиментологического подхода в конкретных случаях изучения нефтяных и газовых месторождений можно найти на страницах Бюллетеня Американской ассоциации нефтяников-геологов примерно за последние 20 лет. Интересная серия статей по разным аспектам нефтяной геологии, включая хороший обзор Магары по миграции вод и Тиссо по геохимическим исследованиям органического вещества в процессе диагенеза, приведена в работе под редакцией Хобсона [369].

Литература

1. *Abbott J. E., Francis J. R. D.* 1977. Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. Phil. Trans. R. Soc. Lond. (A) **284**, 225–254.
2. *Ager D. V.* 1973. The nature of the stratigraphical record. London: Macmillan.
3. *Alexandersson E. T.* 1976. Actual and anticipated petrographic effects of carbonate undersaturation in shallow seawater. Nature **262**, 653–657.
4. *Allan J. R., Mathews R. K.* 1977. Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: surface and subsurface data, Barbados, W. Indies. Geology **5**, 16–20.
5. *Allen G. P.* 1971. Déplacement aisonniers de la lentille de "Grême de Vase" dans l'estuarie de la Gironde. Comptes Rend. de l'Acad. Sci. Paris **273**, 2429–2431.
6. *Allen G. P., Sauzay G., Castaing P.* 1976. Transport and deposition of suspended sediment in the Gironde estuary, France. In: *Wiley* (1976), 63–81.
7. *Allen J. R. L.* 1960. The Mam Tor sandstones: a "turbidite" facies of the Namurian deltas of Derbyshire, England. J. Sed. Petrol. **30**, 193–208.
8. *Allen J. R. L.* 1964. Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh Basin. Sedimentology **3**, 89–108.
9. *Allen J. R. L.* 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology **5**, 89–191.
10. *Allen J. R. L.* 1965. Late Quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies. Bull. AAPG **49**, 547–600.
11. *Allen J. R. L.* 1966. On bedforms and palaeocurrents. Sedimentology **6**, 153–190.
12. *Allen J. R. L.* 1968. Current ripples. Amsterdam: North-Holland.
13. *Allen J. R. L.* 1969. Some recent advances in the physics of sedimentation. Proc. Geol. Ass. **80**, 1–42.
14. *Allen J. R. L.* 1969. Erosional current marks of weakly cohesive mud beds. J. Sed. Petrol. **39**, 607–623.
15. *Allen J. R. L.* 1970. The avalanching of granular solids on dune and similar slopes. J. Geol. **78**, 326–351.
16. *Allen J. R. L.* 1970. Physical processes of sedimentation. London: George Allen & Unwin.
17. *Allen J. R. L.* 1970. Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. J. Sed. Petrol. **40**, 298–323.
18. *Allen J. R. L.* 1971. Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. J. Sed. Petrol. **41**, 97–113.
19. *Allen J. R. L.* 1971. Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geologic significance. Sed. Geol. **5**, 167–385.
20. *Allen J. R. L.* 1972. A theoretical and experimental study of climbing-ripple cross-lamination, with a field application to the Uppsala esker. Geog. Annlr **53A**, 157–187.
21. *Allen J. R. L.* 1973. Phase differences between bed configuration and flow in natural environments, and their geological relevance. Sedimentology **20**, 323–329.
22. *Allen J. R. L.* 1974. Studies in fluviatile sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. Geol. J. **9**, 181–208.
23. *Allen J. R. L., Banks N. L.* 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. Sedimentology **19**, 257–283.
24. *Allen J. R. L., Collinson J. D.* 1974. The superimposition and classification of dunes formed by unidirectional aqueous flows. Sed. Geol. **12**, 169–178.
25. *Allen J. R. L., Leeder M. R.* 1980. Criteria for the instability of upper-stage plane beds. Sedimentology **27**, 209–217.
26. *Allen P.* 1967. Origin of the Hastings facies in north-western Europe. Proc. Geol. Ass. **78**, 27–105.
27. *Allen P.* 1972. Wealden detrital tourmaline: implications for north-western Europe. J. Geol. Soc. Lond. **128**, 273–294.
28. *Allen T.* 1968. Particle size measurements. London: Chapman & Hall.
29. *Andel T. H., van, Curray J. R.* 1960. Regional aspects of modern sedimentation in northern Gulf of Mexico and similar basins, and paleogeographic significance. In: Recent sediments: N. W. Gulf of Mexico, *F. P. Shepard, F. B. Phleger & T. H. van Andel* (eds), 345–364, Tulsa, Okla.: AAPG.
30. *Andel T. H., van, Thiede J., Sclater J. G., Hay-W. W.* 1977. Depositional history of the S. Atlantic Ocean during the last 125 million years. J. Geol. **85**, 651–698.
31. *Anderton R.* 1976. Tidal shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. Sedimentology **23**, 429–458.

32. *Arthurton R.S.* 1973. Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. Sedimentology **20**, 145–160.
33. *Arx W.S., von.* 1962. An introduction to physical oceanography. Reading, Mass.: Addison-Wesley.
34. *Ashley G.M.* 1975. Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts–Connecticut. *In: Jopling & McDonald* (1975), 304–320.
35. *Assereto R.L.A.M., Kendall C.G. St.C.* 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. Sedimentology **24**, 153–210.
36. *Badiozamani K.* 1973. The Dorag dolomitisation model–application to the Middle Ordovician of Wisconsin. J. Sed. Petrol. **43**, 465–484.
37. *Bagnold R.A.* 1935. Libyan sands. London.
38. *Bagnold R.A.* 1940. Beach formation by waves: some model experiments in a wave tank. J. Inst. Civ. Engrs **15**, 27–52.
39. *Bagnold R.A.* 1946. Motion of waves in shallow water: interactions between waves and shallow bottoms. Proc. R. Soc. Lond. (A) **187**, 1–18.
40. *Bagnold R.A.* 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. Proc. R. Soc. Lond. (A) **225**, 49–63.
41. *Bagnold R.A.* 1954. The physics of blown sand and desert dunes, 2nd edn. London: Chapman & Hall.
42. *Bagnold R.A.* 1956. The flow of cohesionless grains in fluids. Phil. Trans. R. Soc. Lond. (A) **249**, 335–397.
43. *Bagnold R.A.* 1962. Auto-suspension of transported sediment: turbidity currents. Proc. R. Soc. Lond. (A) **265**, 315–319.
44. *Bagnold R.A.* 1963. Mechanics of marine sedimentation. In: The sea, *M.N. Hill* (ed.), 507–523. New York: Wiley.
45. *Bagnold R.A.* 1966. The shearing and dilation of dry sand and the "singing" mechanism. Proc. R. Soc. Lond. (A) **295**, 219–232.
46. *Bagnold R.A.* 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. USGS Prof. Pap., no. 422-1.
47. *Bagnold R.A.* 1968. Deposition in the process of hydraulic transport. Sedimentology **10**, 45–56.
48. *Bagnold R.A.* 1973. The nature of saltation and of "bed-load" transport in water. Proc. R. Soc. Lond. (A) **332**, 473–504.
49. *Bagnold R.A.* 1977. Bedload transport by natural rivers. Water Resources Research **13**, 303–312.
50. *Baker V.R.* 1973. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., no. 144.
51. *Baker V.R.* 1974. Paleohydraulic interpretation of Quaternary alluvium near Golden, Colorado. Quat. Res. **4**, 94–112.
52. *Baldwin B.* 1971. Ways of deciphering compacted sediments. J. Sed. Petrol. **41**, 293–301.
53. *Ball M.M.* 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. J. Sed. Petrol. **37**, 556–591.
54. *Ballance P.F., Reading H.G.* (eds). 1980. Sedimentation in oblique-slip mobile zones. Spec. Publ. Int. Ass. Sed., no. 4.
55. *Banerjee I., McDonald B.C.* 1975. Nature of esker sedimentation. In: *Jopling & McDonald* (1975), 132–154.
56. *Banks N.L.* 1973. The origin and significance of some downcurrent-dipping cross-stratified sets. J. Sed. Petrol. **43**, 423–427.
57. *Barker C.* 1972. Aquathermal pressuring–role of temperature in development of abnormal-pressure zones. Bull. AAPG **56**, 2068–2071.
58. *Basu A.S., Young W., Suttner L.J., James W.C., Mack G.H.* 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. J. Sed. Petrol. **45**, 873–882.
59. *Bates C.C.* 1953. Rational theory of delta formation. Bull. AAPG **37**, 2119–2161.
60. *Bathurst R.G.C.* 1958. Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones. Geol. J. **2**, 11–36.
61. *Bathurst R.G.C.* 1964. The replacement of aragonite by calcite in the molluscan shell wall. In: Approaches to paleoecology, *J. Imbrie & N.D. Newell* (eds), 357–376. New York: Wiley.
62. *Bathurst R.G.C.* 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Geol. J. **5**, 15–32.
63. *Bathurst R.G.C.* 1968. Precipitation of oöids and other aragonitic fabrics in warm seas. In: Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, *G. Muller & G.M. Friedman* (eds), 1–10. Berlin: Springer.
64. *Bathurst R.G.C.* 1975. Carbonate sediments and their diagenesis, 2nd edn. Amsterdam: Elsevier.
65. *Beard D.C., Weyl P.K.* 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. Bull. AAPG **51**, 349–369.
66. *Beaty C.B.* 1963. Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. Ann. Ass. Am. Geogs **53**, 516–535.
67. *Belderson R.H., Johnson M.A., Stride A.H.* 1978. Bedload partings and convergences at the entrance to the White Sea, USSR and between Cape Cod and Georges Bank, USA. Mar. Geol. **28**, 65–75.
68. *Berg R.R.* 1975. Depositional environment of Upper Cretaceous Sussex Sandstone House Creek Field, Wyoming. Bull. AAPG **59**, 2099–2110.
69. *Berger W.H.* 1971. Sedimentation of planktonic foraminifera. Mar. Geol. **11**, 325–358.
70. *Berger W.H.* 1974. Deep-sea sedimentation. In: The geology of continental margins, *C.A. Burk & C.L. Drake* (eds), 213–141. New York: Springer.

71. *Berger W.H., Winterer E.L.* Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In: *Hsü & Jenkyns* (1974), 11–48.
72. *Berner R.A.* 1969. Goethite stability and the origin of red beds. Geochim. Cosmochim. Acta **33**, 267–273.
73. *Berner R.A.* 1970. Sedimentary pyrite formation. A. J. Sci. **208**, 1–23.
74. *Berner R.A.* 1971. Principles of chemical sedimentology. New York: McGraw-Hill.
75. *Berner R.A.* 1975. The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. Geochim. Cosmochim. Acta **39**, 489–504.
76. *Berner R.A.* 1976. The solubility of calcite and aragonite in seawater at atmospheric pressure and 34.5‰ salinity. Am. J. Sci. **276**, 713–730.
77. *Berner R.A.* 1980. Early diagenesis: a theoretical approcach. Princeton, NJ: Princeton Univ. Press.
78. *Berner R.A., Westrich J.T., Graber R., Smith J., Martens C.S.* 1978. Inhibition of aragonite precipitation from supersaturated seawater. A laboratory and field study. Am. J. Sci. **278**, 816–837.
79. *Bernoulli D., Jenkyns H.C.* 1970. A Jurassic basin: the Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria. Verh. Geol. Bundesanst. Wien **1970**, 504–531.
80. *Bernoulli D., Jenkyns H.C.* 1974. Alpine, Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, *R.H. Dott & R.H. Shaver* (eds) 129–160. SEPM Spec. Pubn no. 19.
81. *Beuf S., Biju-Duval B., de Charpal O., Rognon P., Oariel O., Bennacef A.* 1971. Les gres du Palaeozoique Inferieur au Sahara. Paris: Ed. Technip.
82. *Bigarella J.J.* 1972. Eolian environments: their characteristics, recognition and importance. In: Recognition of ancient sedimentary environments, *J.K. Rigby & W.K. Hamblin* (eds), 12–62. SEPM Spec. Pubn no. 16.
83. *Bigarella J.J.* 1973. Paleocurrents and the problem of continental drift. Geol. Runds. **62**, 447–477.
84. *Biscaye P.E., Eittreim S.L.* 1977. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. Mar. Geol. **23**, 155–172.
85. *Blatt H., Middleton G.V., Murray R.* 1980. Origin of sedimentary rocks, 2nd edn. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
86. *Bluck B.J.* 1964. Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. J. Sed. Petrol. **34**, 395–400.
87. *Bluck B.J.* 1965. The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales. Sedimentology **4**, 225–245.
88. *Bluck B.J.* 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. Scott. J. Geol. **7**, 93–138.
89. *Bluck B.J.* 1978. Geology of a continental margin: the Ballantrae Complex. In: Crustal evolution in NW Britain and adjacent regions, *D.R. Bowes & B.E. Leake* (eds), 151–162. Geol. J. Spec. Issue, no. 10.
90. *Bluck B.J.* 1979. Structure of coarse-grained braided stream alluvium. Trans. R. Soc. Edinb. **70**, 181–221.
91. *De Boer A.B.* 1977. On the thermodynamics of pressure solution–interaction between chemical and mechanical forces. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 249–256.
92. *Boersma J.R.* 1967. Remarkable types of mega crossstratification in the fluviatile sequence of a subRecent distributary of the Rhine, Amerongen, the Netherlands. Geol. Mijn. **46**, 217–235.
93. *Boles J.R.* 1978. Active ankerite cementation in the subsurface Eocene of Southwest Texas. Contrib. Mineral. Petrol. **68**, 13–22.
94. *Boles J.R., Franks S.G.* 1979. Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of SW Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. J. Sed. Petrol. **49**, 55–70.
95. *Boothroyd J.C., Ashley G.M.* 1975. Processes, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In: *Jopling & McDonald* (1975), 193–222.
96. *Borch C., von der, Lock D.* 1979. Geological significance of Coorong dolomites. Sedimentology **26**, 813–824.
97. *Borchert H., Muir R.O.* 1964. Salt deposits. London: Van Nostrand Reinhold.
98. *Bosence D.W.J.* 1973. Facies relationships in a tidallyinfluenced environment: a study from the Eocene of the London Basin. Geol. Mijn. **52**, 63–67.
99. *Bott M.H.P.* 1976. Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. Tectonophysics **36**, 77–86.
100. *Boulton G.S.* 1968. Flow tills and related deposits on some West Spitsbergen glaciers. J. Glaciol. **7**, 391–412.
101. *Boulton G.S.* 1972. The role of thermal regime in glacial sedimentation. Spec. Pubn Inst. Brit. Geogs **4**, 1–19.
102. *Boulton G.S.* 1972. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. Q. J. Geol. Soc. Lond. **128**, 361–393.
103. *Boulton G.S., Eyles N.* 1979. Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic classification. In: Moraines and varves, *C. Schluchter* (ed.), 11–24. Rotterdam: Balkema.
104. *Bouma A.H.* 1969. Methods for the study of sedimentary structures. New York: Wiley (reprinted by Krieger, NY, in 1979).
105. *Bouma A.H., Hollister C.D.* 1973. Deep ocean basin sedimentation. In: Turbidites and deep water sedimentation, 79–128. SEPM. Short course Anaheim.
106. *Bouma A.H., Moore G.T., Coleman J.M.* (eds). 1978. Framework, facies and oil-trapping characteristics of the Upper Continental

Margin. Tulsa, Okla.: AAPG (Studies in Geology, no. 7).
107. *Bourgeois J.* 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastion Sandstone (U. Cretaceous). SW Oregon. J. Sed. Petrol. **50**, 681–702.
108. *Bowen A.J.* 1969. Rip currents, 1: theoretical investigations. J. Geophys. Res. **74**, 5467–5478.
109. *Bowen A.J., Inman D.L.* 1969. Rip currents, 2: laboratory and field observations. J. Geophys. Res. **74**, 5479–5490.
110. *Bowen A.J., Inman D.L., Simmon V.P.* 1968. Wave "set down" and "set up". J. Geophys. Res. **73**, 2569–2577.
111. *Bowler J.M.* 1977. Aridity in Australia: age, origins and expression in aeolian landforms and sediments. Earth Sci. Rev. **12**, 279–310.
112. *Bradshaw M.J., James S.J. Turner P.* 1981. Origin of oölitic ironstones – discussion. J. Sed. Petrol. **50**, 295–299.
113. *Braithwaite C.J.R.* 1968. Diagenesis of phosphatic carbonate rocks on Remire, Amirantes, Indian Ocean. J. Sed. Petrol. **38**, 1194–1212.
114. *Braithwaite C.J.R.* 1973. Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. Sedimentology **20**, 251–262.
115. *Bramlette M.N.* 1961. Pelagic sediments. In: Oceanography, *M. Sears* (ed.), 345–366. Pubn Am. Assoc. Adv. Sci., no. 67.
116. *Bridge J.S.* 1976. Bed topography and grain size in open channel bends. Sedimentology **23**, 407–414.
117. *Bridge J.S.* 1977. Flow, bed topography, grain size and sedimentary structures in open channel bends: a three dimensional model. Earth Surf. Proc. **2**, 401–416.
118. *Bridge J.S.* 1978. Palaeohydraulic interpretation using mathematical models of contemporary flow and sedimentation in meandering channels. In: *Miall* (1978), 723–742.
119. *Bridge J.S.* 1978. Origin of horizontal lamination under turbulent boundary layers. Sed. Geol. **20**, 1–16.
120. *Bridge J.S., Jarvis J.* 1976. Flow and sedimentary processes in the meandering River South Esk, Glen Clova, Scotland. Earth Surf. Proc. **1**, 303–336.
121. *Bridge J.S., Jarvis J.* 1982. The anatomy of a river bend: a study in flow and sedimentary processes, Sedimentology, in press.
122. *Bridge J.S., Leeder M.R.* 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. Sedimentology **26**, 617–644.
123. *Bridges P.H.* 1975. The transgression of a hard substrate shelf: the Llandovery (L. Silurian) of the Welsh Borderland. J. Sed. Petrol. **45**, 79–94.
124. *Bridges P.H., Leeder M.R.* 1976. Sedimentary model for intertidal mudflat channels with examples from the Solway Firth, Scotland. Sedimentology **23**, 533–552.
125. *Broecker W.S.* 1974. Chemical oceanography. New York: Harcourt Brace Jovanovich.
126. *Broecker W.S., Takahashi T.* 1966. Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks. J. Geophys. Res. **71**, 1575–1602.
127. *Brookfield M.* 1970. Dune trends and wind regime in Central Australia. Z. Geomorph., supp. no. 10, 121–153.
128. *Brookfield M.E.* 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. Sedimentology **24**, 303–330.
129. *Broussard M.L.* (ed.). 1975. Deltas: models for exploration. Houston: Geol. Soc. Houston.
130. *Bryan G.M.* 1970. Hydrographic model of the Blake Outer Ridge. J. Geophys. Res. **75**, 4530–4545.
131. *Bull W.B.* 1972. Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: Recognition of ancient sedimentary environments, *J.K. Rigby & W.K. Hamblin* (eds), 63–83. SEPM Spec. Pubn, no. 16.
132. *Burst J.F.* 1969. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. Bull. AAPG **53**, 73–93.
133. *Bush P.* 1973. Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. In: The Persian Gulf, *B.H. Purser* (ed.), 395–407. Berlin: Springer.
134. *Butler G.P.* 1970. Recent gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi sabkha, Trucial Coast: an alternative explanation of origin. In: Third Salt Symposium, *J.L. Rau & L.F Dellwig* (eds), 120–152. Cleveland: Northern Ohio Geol. Soc.
135. *Callander R.A.* 1978. River meandering. Ann. Rev. Fluid. Mech. **10**, 129–158.
136. *Calvert S.E.* 1974. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. In: *Hsü & Jenkyns* (1974), 273–300.
137. *Calvert S.E.* 1977. Mineralogy of silica phases in deep-sea cherts and porcelanites. Phil. Trans. R. Soc. Lond. (A) **286**, 239–252.
138. *Campbell C.V.* 1971. Depositional model – Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, NW New Mexico. J. Sed. Petrol. **41**, 395–409.
139. *Campbell C.V.* 1976. Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. Bull. AAPG **60**, 1009–1020.
140. *Campbell C.V., Oakes R.Q.* 1973. Estuarine sandstone filling tidal scours, Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming. J. Sed. Petrol. **43**, 765–778.
141. *Cant D.J., Walker R.G.* 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. Sedimentology **25**, 625–648.
142. *Carlston C.W.* 1965. The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. Am. J. Sci. **263**, 864–885.
143. *Carroll D.* 1958. Role of clay minerals in the transportation of iron. Geochim. Cosmochim. Acta **14**, 1–27.
144. *Carroll D.* 1970. Rock weathering. New York: Plenum.
145. *Carson M.A.* 1971. The mechanics of erosion. London: Pion.

146. *Carver R.E.* Procedures in sedimentary petrology. New York: Wiley.
147. *Caston V.N.D.* 1972. Linear sand banks in the southern North Sea. Sedimentology **18**, 63–78.
148. *Chapman R.E.* 1976. Petroleum geology: a concise study. Amsterdam: Elsevier.
149. *Chappell J.* 1980. Coral morphology, diversity and reef growth. Nature **286**, 249–252.
150. *Chave K.E., Suess E.* 1970. Calcium carbonate saturation in seawater: effects of organic matter. Limnol. & Oceanogr. **15**, 633–637.
151. *Chepil W.S.* 1961. The use of spheres to measure lift and drag on wind-eroded soils. Proc. Soil Sci. Soc. Am. **25**, 343–345.
152. *Chough S., Hesse R.* 1976. Submarine meandering thalweg and turbidity currents flowing for 4000 km in the NW Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea. Geology **4**, 529–533.
153. *Chowns T.M., Elkins J.E.* 1974. The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. J. Sed. Petrol. **44**, 885–903.
154. *Clemmey H.* 1976. Discussion. In: *Donovan & Archer* (1975).
155. *Clemmey* H. 1978. A Proterozoic lacustrine interlude from the Zambian Copperbelt. In: *Matter & Tucker* (1978), 259–278.
156. *Clifton H.E., Hunter R.E., Phillips R.L.* 1971. Depositional structures and processes in the non-barred, high energy nearshore. J. Sed. Petrol. **41**, 651–670.
157. *Cloud P.E.* 1962. Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. USGS Prof. Pap., no. 350.
158. *Cohen A.D., Spackman W.* 1977. Phytogenic organic sediments and sedimentary environments in the Everglades mangrove complex Part II. The origin, description and classification of the peats of S. Florida. Palaeontographica (B) **162**, 71–114.
159. *Colbeck S.C.* (ed.). 1980. Dynamics of snow and ice masses. New York: Academic Press.
160. *Coleman J.M.* 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. Sed. Geol. **3**, 129–239.
161. *Coleman J.M.* 1976. Deltas: processes of deposition and models for exploration. Champaign, Ill.: Continuing Education Publishing.
162. *Coleman J.M., Gagliano S.M.* 1964. Cyclic sedimentation in the Mississippi river delta plain. Trans Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. **14**, 67–80.
163. *Coleman J.M., Wright L.D.* 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: Deltas, models for exploration. *M.L. Broussard* (ed.), 99–149. Houston: Houston Geol. Soc.
164. *Coleman J.M., Gagliano S.M., Webb J.E.* 1964. Minor sedimentary structures in a prograding distributary. Mar. Geol. **1**, 240–258.
165. *Collins J.I.* 1976. Approaches to wave modelling. In: Davis & Ethington (1976), 54–68.
166. *Collinson J.D.* 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. J. Sed. Petrol. **39**, 194–221.
167. *Collinson J.D.* 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. Geog. Ann. **52A**, 31–56.
168. *Collinson J.D., Thompson D.B.* 1982. Sedimentary structures. London: George Allen & Unwin.
169. *Cooke R.U.* 1979. Laboratory simulation of salt weathering processes in arid environments. Earth Surf. Proc. **4**, 347–359.
170. *Cooke R.U., Warren A.* 1973. Geomorphology in deserts. London: Batsford.
171. *Costello W.R.* 1974. Development of bed configurations in coarse sands. Cambridge, Mass.: Earth & Planet. Sci. Dept, MIT, Rept 74.1.
172. *Crans W., Mandl G., Haremboure J.* 1980. On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. J. Petrol. Geol. **2**, 265–307.
173. *Creager J.S., Sternberg R.W.* 1972. Some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf. In: Shelf sediment transport: process and pattern, *D.J.P. Swift, D.B. Duane & O.H. Pilkay* (eds), 333–346. Stroudsburg, Pa: Dowden, Hutchinson & Ross.
174. *Crevello P.D., Schlager W.* 1981. Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. J. Sed. Petrol. **50**, 1121–1148.
175. *Crimes T.P.* (ed.). 1970. Trace fossils. Liverpool: Seel House Press.
176. *Crimes T.P., Harper J.C.* (eds). 1977. Trace fossils, 2. Liverpool: Seel House Press.
177. *Crowell J.C.* 1973. Ridge Basin Southern California, sedimentary facies changes in Tertiary Rocks California Transverse and Southern Coast Ranges. Soc. Econ. Pal. Mineral field trip guide 1–7.
178. *Csanady G.T.* 1978. Water circulation and dispersal mechanisms. In: *Lerman* (1978), 21–64.
179. *Cummins W.A.* 1962. The greywacke problem. Geol. J. **3**, 51–72.
180. *Curray J.R.* 1960. Sediments and history of the Holocene transgression, continental shelf, Gulf of Mexico. In: Recent sediments, NW Gulf of Mexico, *F.P. Shepard, F.B. Phleger & T.H. van Andel* (eds), 221–266. Tulsa, Okla.: AAPG.
181. *Curray J.R.* 1964. Transgressions and regressions. In: Papers in marine Geology, *R.L. Mitter* (ed.), 175–203. New York: Macmillan.
182. *Curray J.R.* 1965. Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In: The Quaternary of the United States, *H.E. Wright & D.G. Fry* (eds), 723–735. Princeton, NJ: Princeton Univ. Press.
183. *Curtis C.D.* 1976. Stability of minerals in surface weathering reactions: a general thermochemical approach. Earth Surf. Proc. **1**, 63–70.
184. *Curtis C.D.* 1977 Sedimentary geochemistry:

environments and processes dominated by involvement of an aqueous phase. Phil. Trans R. Soc. Lond. (A) **286**, 353–372.
185. *Curtis C.D.* 1978. Possible links between sandstone diagenesis and depth-related geochemical reactions occurring in enclosing mudstones. J. Geol. Soc. Lond. **135**, 107–117, 1978.
186. *Curtis C.D., Spears D.A.* 1968. The formation of sedimentary iron minerals. Econ. Geol. **63**, 257–270.
187. *Curtis C.D., Petrowski C., Oertel G.* 1972. Stable carbon isotope ratios within carbonate concretions: a clue to time and place of origin. Nature 235, 98–100.
188. *Curtis C.D., Lipshie S.R., Oertel G., Pearson M.J.* 1980. Clay orientation in some U. Carboniferous mudrocks, its relationship to quartz content and some inferences about fissility, porosity and compactional history. Sedimentology **27**, 333–340.
189. *Curtis D.M.* 1970. Miocene deltaic sedimentation, Louisiana Gulf Coast. In: *Morgan* (1970), 293–308.
190. *Dalrymple D.W.* 1966 Calcium carbonate deposition associated with blue-green algae mats, Baffin Bay, Texas. Publns Inst. Mar. Sci. Univ. Tex. **10**, 187–200.
191. *Davidson-Arnott R.G.D., Greenwood B.* 1974. Bedforms and structures associated with bar topography in the shallow water wave environment, Kouchibougvac Bay, New Brunswick, Canada. J. Sed. Petrol. **44**, 698–704.
192. *Davidson-Arnott R.G.D., Greenwood B.* 1976. Facies relationships on a barred coast, Kouchibougvac Bay, New Brunswick, Canada. In: *Davis & Ethington* (1976), 149–168.
193. *Davies D.K., Ethridge F.G., Berg R.R.* 1971. Recognition of barrier environments. Bull. AAPG **55**, 550–565.
194. *Davies G.R.* 1970. Algal-laminated sediments. Gladstone embayment, Shark Bay, Western Australia. Mem. AAPG **13**, 169–205.
195. *Davies P.J., Bubela B., Ferguson J.* 1978. The formation of oöids. Sedimentology **25**, 703–730.
196. *Davies T.A., Gorsline D.S.* 1976. Oceanic sediments and sedimentary processes. In: Chemical oceanography, *J.P. Riley & R. Chester* (eds), 2nd edn, **5**, 1–80. London: Academic Press.
197. *Davis K.S., Day J.A.* 1964. Water: the mirror of science. London: Heinemann.
198. *Davis R.A., Ethington R.L.* 1976. Beach and nearshore sedimentation. SEPM Spec. Pubn, no. 24. Tulsa.
199. *Davis R.A.* (ed.). 1978. Coastal sedimentary environments. New York: Springer.
200. *Deelman J.C.* 1975. Dolomite synthesis and crystal growth. Geology **3**, 471–472.
201. *Deelman J.C.* 1978. Experimental oöids and grapestones: carbonate aggregates and their origin. J. Sed. Petrol. **48**, 503–512.
202. *Degens E.T.* 1965. Geochemistry of sediments. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
203. *Degens E.T., Ross D.A.* (eds). 1974. The Black Sea–geology, chemistry and biology. Mem. AAPG, no. 20.
204. *Degens E.T., Stoffers P.* 1980. Environmental events recorded in Quaternary sediments of the Black Sea. J. Geol. Soc. Lond. **137**, 131–138.
205. *Demaison G.J.* 1977. Tar sands and supergiant oil fields. Bull. AAPG **61**, 1950–1961.
206. *Demaison G.J., Moore G.T.* 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. Bull. AAPG **64**, 1179–1209.
207. *Denny C.S.* 1967. Fans and pediments. Am. J. Sci. **265**, 81–105.
208. *Deroo G., Powell T.G., Tissot B., McCrossan R.G.* 1977. The origin and migration of petroleum in the Western Canadian sedimentary basin, Alberta. Bull. Geol. Surv. Can. 262.
209. *Deuser W.G.* 1975. Reducing environments. In: Chemical oceanography, *J.P. Riley & G. Skirrow* (eds), 1–60, London: Academic Press.
210. *Dickinson W.R.* 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. J. Sed. Petrol. **40**, 695–707.
211. *Dickinson W.R., Seely D.R.* 1979. Structure and stratigraphy of fore-arc regions. Bull. AAPG **63**, 2–31.
212. *Dickson J.A.D., Coleman M.L.* 1980. Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. Sedimentology **27**, 107–118.
213. *Deeter-Haas L, Schrader H.J.* 1979. Neogene coastal upwelling history off NW and SW Africa. Mar. Geol. **29**, 39–53.
214. *Donovan R.N.* 1975. Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. J. Geol. Soc. Lond. **131**, 489–510.
215. *Donovan R.N., Foster R.J.* 1972. Subaqueous shrinkage cracks from the Caithness flagstone series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. J. Sec. Petrol. **42**, 309–317.
216. *Donovan R.N., Archer R.* 1975. Some sedimentological consequences of a fall in the level of Haweswater, Cumbria. Proc. Yorks. Geol. Soc. **40**, 547–562.
217. *Donovan R.N., Foster R.J., Westoll T.S.* 1974. A stratigraphic revision of the Old Red Sandstone of northeastern Caithness. Trans R. Soc. Edinb. **69**, 167–201.
218. *Dott R.L.* 1964. Wacke, greywacke and matrix–what approach to immature sandstone classification? J. Sed. Petrol. **34**, 625–632.
219. *Drake D.E., Kolpack R.L., Fischer P.J.* 1972. Sediment transport on the Santa Barbara–Oxnard shelf, Santa Barbara Channel, California. In: Shelf sediment transport, *D.J.P. Swift, D.B. Duane & O.H. Pilkey* (eds), 307–331. Stroudsburg, PA: Dowden, Hutchinson & Ross.
220. *Dravis J.* 1979. Rapid and widespread generation of recent oölitic hardgrounds on a high energy Bahamian Platform, Eleuthera

Bank, Bahamas. J. Sed. Petrol. **49**, 195–208.
221. *Dreimanis A.* 1979. The problems of waterlain tills. In: Moraines and varves, *C. Schlucher* (ed.), 167–178. Rotter dam: Balkema.
222. *Dunham R.J.* 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks, *W.E. Ham* (ed.), 108–121. Tulsa, Okla.: AAPG.
223. *Dunham R.J.* 1969. Early vadose silt in Townsend mound (reef) New Mexico. In: Depositional environments in sedimentary rocks, *G. Friedman* (ed.), SEPM Spec. Pubn, no. 14, 139–181. Tulsa.
224. *Dunham R.J.* 1969. Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. In: Depositional environments in sedimentary rocks, *G. Friedman* (ed.) SEPM Spec. Pubn 14, 182–191.
225. *Durney D.W.* 1972. Solution-transfer, an important geological deformation mechanism. Nature **235**, 315–317.
226. *Durney D.W.* 1976. Pressure-solution and crystallisation deformation. Phil. Trans. R. Soc. Lond. **283**, 229–240.
227. *Duxbury A.C.* 1971. The Earth and its oceans. Reading, Mass.: Addison-Wesley.
228. *Dyer K.R.* 1972. Estuaries: a physical introduction. Shichester: Wiley.
229. *Dzulynski S., Walton E.K.* 1965. Sedimentary features of flysch and greywackes. Amsterdam: Elsevier.
230. *Edwards M.B.* 1975. Glacial retreat sedimentation in the Smalfjord Formation, Late Precambrian, North Norway. Sedimentology **22**, 75–94.
231. *Edwards M.B.* 1976. Growth faults in upper Triassic deltaic sediments, Svalbard. Bull. AAPG **60**, 341–355.
232. *Einstein H.A., Li H.* 1958. Secondary currents in straight channels. Trans. Am. Geophys. Union **39**, 1085–1094.
233. *Eittreim S., Biscaye P.E., Amos A.F.* 1975. Benthic nepheloid layers and the Ekman thermal pump. J. Geophys. Res. **80**, 5061–5067.
234. *Elderfield H.* 1976. Manganese fluxes to the oceans. Mar. Chem. **4**, 103–132.
235. *Elliott T.* 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis. Sedimentology **21**, 611–622.
236. *Elliott T.* 1975. The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclothem. Proc. Yorks. Geol. Soc. **40**, 505–536.
237a. *Elliott T.* 1978. Clastic shorelines. In: *Reading* (1978), 143–177.
238b. *Elliott T.* 1978. Deltas. In: *Reading* (1978), 97–142.
239. *Embleton C.* 1980. Glacial processes. In: Process in geomorphology, *C. Embleton & J. Thornes* (eds) 272–306. London: Edward Arnold.
240. *Embley R.W.* 1976. New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. Geology **4**, 371–374.
241, *Emery K.O.* 1969. The continental shelves. Scient. Am. **221**, 106–122.
242. *Emery K.O.* 1978. Grain size in laminae of beach sand. J. Sed. Petrol. **48**, 1203–1212.
243. *Enos P.* 1977. Tamabra limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico. In: Deep water carbonate environments, *H.E. Cook & P. Enos* (eds), 273–314. SEPM Spec. Pubn, no. 25, Tulsa.
244. *Epstein S.* 1959. The variations of the $0^{18}/0^{16}$ ratio in nature and some geological implications. In: Researches in geochemistry, *P.H. Abelson* (ed.), 217–240. New York: Wiley.
245. *Eriksson K.A.* 1977. Tidal flat and subtidal sedimentation in the 2250 Ma Malmani Dolomite, Transvaal, South Africa. Sed. Geol. **18**, 223–244.
246. *Ethridge F.G., Schumm S.A.* 1978. Reconstructing paleochannel morphologic and flow characteristics: methodology, limitations and assessment. In: *Miall* (1978), 703–721.
247. *Eugster H.P., Hardie L.A.* 1975. Sedimentation in an ancient playa-lake complex: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Bull. Geol. Soc. Am. **86**, 319–334.
248. *Evans G.* 1965. Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. Q.J. Geol. Soc. Lond. **121**, 209–245.
249. *Evans G., Schmidt V., Bush P., Nelson H.* 1969. Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. Sedimentology **12**, 145–159.
250. *Ewald P.P., Püschl T., Prandtl L.* 1930. The physics of solids and fluids. London: Blackie.
251. *Faure G.* 1977. Principles of isotope geology. New York: Wiley.
252. *Ferguson J., Bubela B., Davies P.J.* 1978. Synthesis and possible mechanism of formation of radial carbonate oöids. Chem. Geol. **22**, 285–308.
253. *Ferm J.C.* 1974. Carboniferous environment models in eastern United States and their significance. In: Carboniferous of the SE United States, *G. Briggs* (ed.), 79–96. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., no. 148.
254. *Ferm J.C., Cavaroc V.V.* 1969. A field guide to Allegheny deltaic aspects in the upper Ohio valley, with a commentary on deltaic aspects of Carboniferous rocks in the northern Appalachian Plateau. Pittsburgh and Ohio Geol. Socs, Guidebook for Annual Field Trip.
255. *Field M.E.* 1980. Sand bodies on coastal plain shelves: Holocene record of the US Atlantic inner shelf off Maryland J. Sed. Petrol. **50**, 505–528.
256. *Fischer A.G.* 1964. The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In: Symposium on cyclic sedimentation, *D.F. Merriam* (ed.), 107–149. Bull. Geol. Surv. Kansas. no. 169.
257. *Fischer A.G.* 1975. Tidal deposits, Dachstein Limestone of the North Alpine Triassic. In: *Ginsburg* (1975), 235–242.
258. *Fisher W.L.* 1969. Facies characteristics of Gulf Coast Basin delta systems with some Holocene analogues. Trans Gulf Coast Ass. Geol. Socs **19**, 239–261.

259. *Fisher W.L., McGowen J.H.* 1969. Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. Bull. AAPG **53**, 30–54.
260. *Fisher W.L., Brown L.F., Scott A.J., McGowen J.H.* 1969. Delta system in the exploration for oil and gas. Austin, Texas: Bureau Economic Geol.
261. *Fisk H.N.* 1944. Geological investigations of the alluvial valley of the Lower Mississippi River. Vicksberg, Miss.: Miss. Riv. Comm.
262. *Fisk H.N.* 1959. Padre Island and the Laguna Madre flats, coastal South Texas. National Acad. Sci.-Nat. Res. Council, 2nd Coastal Geography Conf., 103–151.
263. *Fisk H.N., McFarlan E., Kolband C.R., Wilbert L.J.* 1954. Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. J. Sed. Petrol. **24**, 76–99.
264. *Flood R.D., Hollister C.D.* 1974. Current controlled topography on the continental margin off the eastern USA. In: The geology of continental margins, *C.S. Burk & C.L. Drake* (eds), 197–205. New. York: Springer.
265. *Flood R.D., Hollister C.D., Lonsdale P.* 1979. Disruption of the Feni sediment drift by debris flows from Rockall Bank. Mar. Geol. **32**, 311–334.
266. *Folk R.L.* 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: Classification of carbonate rocks, *W.E. Ham* (ed.), 62–84. Tulsa, Okla.: AAPG.
267. *Folk R.L.* 1965. Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. In: Dolomitisation and limestone diagenesis. *L.C Pray & R.C. Murray* (eds), SEPM Spec. Pubn. no. 13, 14–48.
268. *Folk R.L.* 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. 1.: Geomorphology and grain size relationships. Sedimentology **16**, 5–54.
269. *Folk R.L.* 1973. Carbonate petrography in the post-Sorbian age. In: Evolving concepts in sedimentology, *R.N. Ginsburg* (ed.), 118–158. Baltimore: Johns Hopkins Press.
270. *Folk R.L.* 1974. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Tex.: Hemphills.
271. *Folk R.L.* 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. J. Sed. Petrol. **44**, 40–53.
272. *Folk R.L., Pittman J.S.* 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. J. Sed. Petrol. **41**, 1045–1058.
273. *Folk R.L., Land L.S.* 1975. Mg:Ca ratio and salinity: two controls over crystallisation of dolomite. Bull. AAPG **59**, 60–68.
274. *Fournier F.* 1960. Climat et erosion: la relation entre l'erosion du sol par l'eau et les précipitations atmospheriques. Paris.
275. *Francis J.R.D.* 1969. A textbook of fluid mechanics. London: Edward Arnold.
276. *Francis J.R.D.* 1973. Experiments on the motion of solitary grains along the bed of a water stream. Proc. R. Soc. Lond. (A) **332**, 443–471.
277. *Frazier D.E.* 1967. Recent deltaic deposits of the Mississippi delta: their development and chronology. Trans Gulf Coast Ass. Geol. Socs **17**, 287–315.
278. *Frey R.W.* 1975. The study of trace fossils. Berlin: Springer.
279. *Friedman G.M.* 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J. Sed. Petrol. **31**, 514–529.
280. *Friedman G.M.* 1964. Early diagenesis and lithification of carbonate sediments. J. Sed. Petrol. **34**, 777–813.
281. *Friend P.F.* 1978. Distinctive features of some ancient river systems. In: *Miall* (1978), 531–542.
282. *Friend P.F., Moody-Stuart M.* 1972. Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: regional analysis of a late orogenic basin. Norsk. Polar. Skr. **157**, 1–77.
283. *Fryberger S.G., Ahlbrandt T.S., Andrews S.* 1979. Origin, sedimentary features and significance of low-angle eolian "sand-sheet" deposits. Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. J. Sed. Petrol. **49**, 733–746.
284. *Fuller A.D.* 1979. Phosphate occurrences on the western and southern coastal areas and continental shelves of Southern Africa. Econ. Geol. **74**, 221–231.
285. *Fuller J.G.C.M., Porter J.W.* 1969. Evaporite formations with petroleum reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan and N. Dakota. Bull. AAPG **53**, 909–926.
286. *Funnell B.M.* 1978. Productivity control of chalk sedimentation. In: *Friedman* (ed.), 1, 228 Abstracts, 10th Int. Congress of Sedimentology, Jerusalem.
287. *Gadow S., Reineck H.E.* 1969. Ablandiger sand transport bei Sturmfluten. Senckenberg. Marit. **3**, 103–133.
288. *Gaines A.M.* 1977. Protodolomite redefined. J. Sed. Petrol. **47**, 543–546.
289. *Galloway W.E.* 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. In: Deltas, models for exploration, *M.L. Broussard* (ed.), 87–98. Houston: Houston Geol. Soc.
290. *Galvin C.J.* 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. J. Geophys Res. **73**, 3651–3659.
291. *Garrels R.M., Thompson M.E.* 1962. A chemical model for sea water at 25°C and one atmosphere total pressure. Am. J. Sci. **260**, 57–66.
292. *Garrels R.M., Christ C.L.* 1965. Solutions, minerals and equilibrium. New York: Harper & Row [Имеется перевод: *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия.– М.: Мир, 1968].
293. *Garrett P.* 1970. Phanerozoic stromatolites:

noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. Science **169**, 171–173.
294. *Gasiorek J.M., Carter W.G.* 1967. Mechanics of fluids for mechanical engineers. London: Blackie.
295. *Gebelein C.D., Hoffman P.* 1973. Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestone. J. Sed. Petrol. **43**, 603–613.
296. *Gibbs R.J., Mathews M.D., Link D.A.* 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. J. Sed. Petrol. **41**, 7–18.
297. *Gilbert G.K.* 1885. The topographic features of lake shores. Ann. Rept USGS **5**, 75–123.
298. *Gile L.H., Hawley J.W.* 1969. Age and comparative development of desert soils at the Gardner Spring radiocarbon site, New Mexico. Proc. Soil. Sci. Soc. Am. **32**, 709–716.
299. *Gill W.D., Keunen P.H.* 1958. Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. Q.J. Geol. Soc. Lond. **113**, 441–460.
300. *Ginsburg R.N.* (ed.). 1975. Tidal deposits. Berlin: Springer.
301. *Ginsburg R.N., James N.P.* 1974. Holocene carbonate sediments of continental shelves. In: The geology of continental margins, *C.A. Burk, C.L. Drake* (eds), 137–155. Berlin: Springer.
302. *Glennie K.W.* 1970. Desert sedimentary environments. Amsterdam: Elsevier.
303. *Glennie K.W.* 1972. Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. Bull. AAPG **56**, 1048–1071.
304. *Goldhaber M.B., Kaplan I.R.* 1974. The sulfur cycle. In: The sea **5**, *E.D. Goldberg* (ed.), 569–655. New York: Wiley.
305. *Goldich S.S.* 1938. A study in rock weathering. J. Geol. **46**, 17–58.
306. *Goldring R.* 1964. Trace fossils and the sedimentary surface. In: Developments in sedimentology 1: deltaic and shallow marine deposits, *L.M.J.U. Van Straaten* (ed.), 136–143. Amsterdam: Elsevier.
307. *Goldring R., Bridges P.H.* 1973. Sublitoral sheet sandstones. J. Sed. Petrol. **43**, 736–747.
308. *Goldring R., Bosence* D.J.W., *Blake T.* 1978. Estuarine sedimentation in the Eocene of southern England. Sedimentology **25**, 861–876.
309. *Gole C.V., Chitale S.V.* 1966. Inland delta building activity of Kosi River. J. Hyd. Div. Am. Soc. Civ. Engrs **92**, 111–126.
310. *Goudie A.* 1973. Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. Oxford Univ. Press.
311. *Goudie A.S., Cooke R.U.*, Evans I.S. 1970. Experimental investigation of rock weathering by salts. Area **4**, 42–48.
312. *Grace J.T., Grothaus B.T., Ehrlich R.* 1978. Size frequency distributions taken from within sand laminae. J. Sed. Petrol. **48**, 1193–1202.
313. *Grass A.J.* 1970. Initial instability of fine bed sand. J. Hyd. Div. Am. Soc. Civ Engrs **96**, 619–632.
314. *Grass A.J.* 1971. Structural features of turbulent flow over smooth and rough boundaries. J. Fluid Mech. **50**, 233–255.
315. *Gray W.A.* 1968. The packing of solid particles. London: Chapman & Hall.
316. *Green P.* 1967. The waters of the sea. New York: Van Nostrand Reinhold.
317. *Gregory K.J.* (ed.). 1977. River channel changes. Chichester: Wiley.
318. *Griffin J.J., Windom H., Goldberg E.D.* 1968. The distribution of clay minerals in the world ocean. Deep-sea Res. **15**, 433–459.
319. *Griffith L.S., Pitcher M.G., Rice G.W.* 1969. Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous Reef Complex. In: Depositional environments in carbonate rocks, *G.H. Friedman* (ed.), 120–137, Tulsa, SEPM Spec. Pubn, no. 14.
320. *Grim R.E.* 1968. Clay mineralogy, 2nd edn. New York: McGraw-Hill.
321. *Gulbrandsen R.A.* 1969. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. Econ. Geol. **69**, 365–382.
322. *Gunatilaka A.* 1975. Some aspects of the biology and sedimentology of laminated algal mats from Mannar lagoon, Northwest Ceylon. Sed. Geol. **14**, 275–300.
323. *Gunatilaka A.* 1976. Thallophyte boring and micritisation within skeletal sands from Connemara, W. Ireland. J. Sed. Petrol. **46**, 548–554.
324. *Guy H.P., Simons D.B., Richardson E.V.* 1966. Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1856–1961. USGS Prof. Pap., no. 462-I.
325. *Hagan G.M., Logan B.W.* 1974. Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. In: *Logan et al.* (1974), 61–139.
326. *Hagan G.M., Logan B.W.* 1975. Prograding tidal-flat sequences Hutchison Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: *Ginsburg* (1975), 215–222.
327. *Hails J., Carr A.* (eds). 1975. Nearshore sediment dynamics and sedimentation. London: Wiley.
328. *Hallam A.* 1969. Tectonism and eustasy in the Jurassic. Earth Sci. Rev. **5**, 45–68.
329. *Halley R.B.* 1977. Oöid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record. J. Sed. Petrol. **47**, 1099–1120.
330. *Halley R.B., Shinn E.A., Hudson J.H., Lidz B.H.* 1977. Pleistocene barrier bar seaward of oöid shoal complex near Miami, Florida. Bull. AAPG **61**, 519–526.
331. *Halsey S.D.* 1979. Nexus: new model of barrier island development. In: *Leatherman* (1979), 195–210.
332. *Hamilton W., Krinsley D.* 1967. Upper Paleozoic glacial deposits of South Africa and Southern Australia. Bull. Geol. Soc. Am. **78**, 783–800.
333. *Hampton M.A.* 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. J. Sed. Petrol. **42**, 775–793.
334. *Hancock N.J., Taylor A.M.* 1978. Clay mineral diagenesis and oil migration in the middle

Jurassic Brent Sand Formation. J. Geol. Soc. Lond. **135**, 69–72.
335. *Hanor J.S.* 1978. Precipitation of beach rock cements: mixing of marine and meteoric waters *vs* CO_2-degassing. J. Sed. Petrol. **48**, 489–501.
336. *Hanshaw B.B., Black W., Deike R.G.* 1971. A geochemical hypothesis for dolomitisation by ground water. Econ. Geol. **66**, 710–724.
337. *Harbaugh J.W., Bonham-Carter G.* 1970. Computer simulation in geology. New York: Wiley.
338. *Hardie L.A.* 1967. The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. Am. Mineral. **52**, 171–200.
339. *Hardie L.A.* 1968. The origin of the Recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo County, California. Geochim. Cosmochim. Acta **32**, 1279–301.
340. *Hardie L.A.* (ed.). 1977. Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of NW Andros Island, Bahamas. Baltimore: Johns Hopkins Press.
341. *Hardie L.A., Garrett P.* 1977. General environmental setting. In: *Hardie* (1977), 12–49.
342. *Hardie L.A., Ginsburg R.N.* 1977. Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In: *Hardie* (1977), 50–123.
343. *Hardie L.A., Smoot J.P., Eugster H.P.* 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: *Matter & Tucker* (1978), 7–42.
344. *Harland W.B., Herod K., Krinsley P.H.* 1966. The definition and identification of tills and tillites. Earth Sci. Rev. **3**, 225–256.
345. *Harms J.C.* 1966. Stratigraphic traps in a valley fill, W. Nebraska. Bull. AAPG **50**, 2119–2149.
346. *Harrell J.A., Eriksson K.A.* 1979. Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters. J. Sed. Petrol. **49**, 273–280.
347. *Harris P.M.* 1979. Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian oöid shoal. Sedimenta 7. Comparative Sedimentology Laboratory, University of Miami, Fl.
348. *Harrison R.S., Steinen R.P.* 1978. Subaerial crusts, caliche profiles and breccia horizons: comparison of some Holocene and Mississippian exposure surfaces, Barbados and Kentucky. Bull. Geol. Soc. Am. **89**, 385–396.
349. *Harvey J.G.* 1976. Atmosphere and ocean: our fluid environments. Sussex: Artemis Press.
350. *Haszeldine R.S., Anderton R.* 1980. A braid plain facies model for the Westphalian-B Coal Measures of NE England. Nature **284**, 51–53.
351. *Hay R.L.* 1966. Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., no. 85.
352. *Hayes J.B.* 1979. Sandstone diagenesis – the hole truth. In: *Scholle & Schluger* (1979).
353. *Hayes M.O.* 1971. Geomorphology and sedimentation of some New England estuaries. In: *Schubel* (1971), 1–71.
354. *Hayes M.O.* 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In: Estuarine research, *L.E. Cronin* (ed.), 3–22. New York: Academic Press.
355. *Hayes M.O.* 1979. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: *Leatherman* (1979), 1–27.
356. *Hays J.D., Pitman W.C.* 1973. Lithospheric plate motions, sea-level changes and climatic and ecological consequences. Nature **246**, 18–22.
357. *Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.* 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science **194**, 1121–1132.
358. *Heath G.R.* 1974. Dissolved silica and deep-sea sediments. In: Studies in paleo-oceanography, *W.W. Hay* (ed.), 77–93. SEPM Spec. Pubn, no. 20.
359. *Heckel P.H.* 1974. Carbonate build-ups in the geological record: a review. In: Reefs in time and space, *L.F. Laporte* (ed.), 90–154. SEPM Spec. Pubn, no. 18.
360. *Hedberg H.D.* 1974. Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs and mud volcanoes. Bull. AAPG **58**, 661–673.
361. *Heezen B.C., Hollister C.D.* 1963. Evidence of deep sea bottom currents from abyssal sediments. Int. Union Geod. Geophys. **6**, 111.
362. *Heezen B.C., Laughton A.S.* 1963. Abyssal plains. In: The sea, *M.N. Hill* (ed.), **3**, 312–364. New York: Wiley.
363. *Heezen B.C., Hollister C.D.* 1971. The face of the deep. New York: Oxford Univ. Press.
364. *Heward A.P.* 1978. Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cinera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. Sedimentology **25**, 451–488.
365. *Heward A.P.* 1978. Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern Spain. In: *Miall* (1978), 669–702.
366. *Hickin E.J.* 1974. The development of meanders in natural river channels. Am. J. Sci. **274**, 414–442.
367. *Hinte J.E., van.* 1978. Geohistory analysis – application of micropaleontology in exploration geology. Bull. AAPG **62**, 201–222.
368. *Ho C., Coleman J.M.* 1969. Consolidation and cementation of recent sediments in the Atchafalaya Basin. Bull. Geol. Soc. Am. **80**, 183–192.
369. *Hobson G.D.* (ed.). 1977. Developments in petroleum geology – 1. London: Applied Science.
370. *Hobson G.D., Tiratsoo E.N.* 1975. Introduction to petroleum geology. Beaconsfield: Scientific Press.
371. *Holliday D.W.* 1968. Early diagenesis in Middle Carboniferous nodular anhydrite of Spitsbergen. Proc. Yorks. Geol. Soc. **36**, 277–292.
372. *Holliday D.W.* 1970. The petrology of secondary gypsum rocks: a review. J. Sed. Petrol. **40**, 734–744.
373. *Holliday D.W.* 1973. Early diagenesis in nodular anhydrite rocks. Trans. Inst. Min. Metall. **82**, 81–84.
374. *Holliday D.W., Shephard-Thorne E.R.* 1974. Basal Purbeck evaporites of the Fairlight Borehole, Sussex. Rept. Inst. Geol. Sci., no. 74/4.
375. *Hollister C.D., Heezen B.C.* 1972. Geological effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. In: Studies in physical oceanography, *A.L. Gordon* (ed.), 37–66. New York: Gordon and Breach.
376. *Hollister C.D., Flood R.D., Johnson D.A., Lonsdale P., Southard J.B.* 1974. Abyssal furrows and hyperbolic echo traces on the Bahama Outer Ridge. Geology **2**, 395–400.
377. *Honji H., Kaneko A., Matsunaga N.* 1980. Flows above oscillatory ripples. Sedimentology **27**, 225–229.
378. *Hooke R.LeB.* 1967. Processes on arid-region alluvial fans. J. Geol. **75**, 438–460.
379. *Hooke R.LeB.* 1972. Geomorphic evidence for Late Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. Bull. Geol. Soc. Am. **83**, 2073–2098.
380. *Hopkins J.C.* 1977. Production of foreslope breccia by differential submarine cementation and downslope displacement of carbonate sands. In: Deep water carbonate environments, *H.E. Cook & P. Enos* (eds.), 155–170. SEPM, Tulsa.
381. *Horn D., Ewing M., Horn B.M., Delach M.N.* 1971. Turbidites of the Hatteras and Sohm Abyssal Plains, Western North Atlantic. Mar. Geol. **11**, 287–323.
382. *Horne R.A.* 1969. Marine chemistry. New York: Wiley [Имеется перевод: *Хорн Р.* Морская химия. – М.: Мир, 1972].
383. *Horowitz A.S., Potter P.E.* 1971. Introductory petrography of fossils. Berlin: Springer.
384. *Houboult J.J.H.C.* 1957. Surface sediments of the Persian Gulf near Qatar Peninsular. Thesis, Univ. Utrecht.
385. *Houboult J.J.H.C.* 1968. Recent sediments in the southern Bight of the North Sea. Geol. Mijn. **47**, 245–273.
386. *Howard J.D., Elders C.A., Heinbotel J.F.* 1975. Animal-sediment relationships in estuarine point bar deposits, Ogeechol River – Ossabaw Sound, Georgia. Senckenberg. Marit. **7**, 181–203.
387. *Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A.* 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. 1: Mineralogic and chemical evidence. Bull. Geol. Soc. Am. **87**, 725–737.
388. *Hoyt J.H.* 1967. Barrier island formation. Bull. Geol. Soc. Am. **78**, 1125–1136.
389. *Hsü K.J.* 1966. Origin of dolomite in sedimentary sequences: a critical analysis. Miner. Depos. **2**, 133–138.
390. *Hsü K.J.* 1967. Chemistry of dolomite formation. In: Carbonate rocks, physical and chemical aspects. *G.V. Chilingar H.J. Bissell & R.W. Fairbridge* (eds), 169–191. Amsterdam: Elsevier.
391. *Hsü K.J.* 1972. Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. Earth Sci. Rev. **8**, 371–396.
392. *Hsü K.J., Siegenthaler C.* 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology **12**, 11–25.
393. *Hsü K.J., Jenkyns H.C.* (eds). 1974. Pelagic sediments: on land and under the sea. Int. Ass. Sed. Spec. Pubn, no. 1, Oxford: Blackwell Scientific.
394. *Hsü K.J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B., Erikson A., Garrison R.E.,* Kidd R.B., *Melieres X., Muller C., Wright R.* 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. Nature **267**, 399–403.
395. *Hubbard D.K.,* Oertel G., *Nummedal D.* 1979. The role of waves and tidal currents in the development of tidal inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from N. Carolina, S. Carolina and Georgia. J. Sed. Petrol. **49**, 1073–1092.
396. *Hudson J.D.* 1962. Pseudo-pleochroic calcite in recrystallised shell-limestones. Geol. Mag. **99**, 492–500.
397. *Hudson J.D.* 1963. The recognition of salinity-controlled mollusc assemblages in the Great Estuarine Series (middle Jurassic) of the Inner Hebrides. Palaeontology **6**, 318–326.
398. *Hudson J.D.* 1975. Carbon isotopes and limestone cement. Geology **3**, 19–22.
399. *Hudson J.D.* 1977. Stable isotopes and limestone lithification. Q.J. Geol. Soc. Lond. **133**, 637–660.
400. *Hudson J.D.* 1977. Oxygen isotope studies on Cenozoic temperatures, oceans and ice accumulations. Scott. J. Geol. **13**, 313–326.
401. *Hudson J.D.* 1978. Concretions, isotopes and the diagenetic history of the Oxford Clay (Jurassic) of central England. Sedimentology **25**, 339–370.
402. *Hunter R.E.* 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology **24**, 361–387.
403. *Huntly D.A., Bowen A.J.* 1973. Field observations of edge waves. Nature **243**, 160–161.
404. *Huntly D.A., Bowen A.J.* 1975. Comparison of the hydrodynamics of steep and shallow beaches. In: Nearshore sediment dynamics and sedimentation, *J. Hails & A. Carr* (eds). New York: Wiley.
405. *Hutchinson G.E.* 1957. A treatise on limnology. 1: geography, physics and chemistry. New York: Wiley.
406. *Hutton J.T., Twidale C.R., Milnes A.R.* 1978. Characteristics and origin of some Australian silcretes. In: Silcrete in Australia, *T. Langford-Smith* (ed.), 19–40. Univ. of New England.
407. *Illing L.V.* 1954. Bahamian calcareous sands. Bull. AAPG **38**, 1–95.
408. *Illing L.V., Wells A.J., Taylor J.C.M.* 1965. Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf. In: Dolomitisation and limestone diagenesis: a symposium, *L.C. Pray & R.C. Murray* (eds), 89–111. SEPM Spec. Pubn, no. 13. Tulsa.
409. *Illing L.V., Wood G.V., Fuller J.G.C.M.* 1967. Reservoir rocks and stratigraphic traps in

non-reef carbonates. Proc. th World Petroleum Conf. (Mexico) 487–499.
410. *Ingle J.C., Karig D.E., Bouma A.H.* 1973. Leg 31, Western Pacific floor. Geotimes **18**, 22–25.
411. *Inman D.L., Bagnold R.A.* 1963. Littoral processes. In: The sea, *M.N. Hill* (ed.) 3, 529–583. New York: Wiley.
412. *Inman D.L., Bowen A.J.* 1963. Flume experiments on sand transport by waves and currents. Proc. 8th Conf. on Coast Engng, 137–150.
413. *Irwin H., Coleman M., Curtis C.D.* 1977. Isotope evidence for several sources of carbonate and distinctive diagenetic processes in organic-rich Kimmeridgian sediments. Nature **269**, 209–213.
414. *Jackson R.G.* 1975. Velocity-bedform texture patterns of meander bends in the lower Wabash River of Illinois and Indiana. Bull. Geol. Soc. Am. **86**, 1511–1522.
415. *Jackson R.G.* 1976. Sedimentological and fluid-dynamic implications of the turbulent bursting phenomena in geophysical flows. J. Fluid Mech. 77, 531–560.
416. *Jackson R.G.* 1976. Depositional model of point bars in the lower Wabash River. J. Sed. Petrol. **46**, 579–594.
417. *Jackson R.G.* 1978. Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. In: *Miall* (1978), 543–576.
418. *James N.P.* 1978. Introduction to carbonate facies models. In: *Walker* (1978), 105–108.
419. *James N.P.* 1978. Reefs. In: *Walker* (1978), 121–132.
420. *James N.P., Ginsburg R.N., Marszalek D.S., Choquette P.W.* 1976. Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reef. J. Sed. Petrol. **46**, 523–544.
421. *James N.P., Ginsburg R.N.* 1979. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. Int. Ass. Sed. Spec. Pubn, no. 3.
422. *John J.E.A., Habermann N.L.* 1980. Introduction to fluid mechanics. 2nd edn. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
423. *Jenkyns H.C.* 1978. Pelagic environments. In: *Reading* (1978), 314–371.
424. *Jenkyns H.C.* 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. J. Geol. Soc. Lond. **137**, 171–188.
425. *Johansson C.E.* 1976. Structural studies of frictional sediments. Geog. Ann. **58**, 201–300.
426. *Johnson A.M.* 1970. Physical processes in geology. San Francisco: Freeman, Cooper.
427. *Johnson H.D.* 1977. Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian of N. Norway. Sedimentology **24**, 245–270.
428. *Johnson H.D.* 1978. Shallow siliciclastic seas. In: *Reading* (1978), 207–258.
429. *Jones C.M., McCabe P.J.* 1980. Erosion surfaces within giant fluvial cross-beds of the Carboniferous in N. England. J. Sed. Petrol. **50**, 613–620.
430. *Jopling A.V., McDonald B.C.* (eds). 1975. Glacioflucial and glaciolacustrine sedimentation. SEPM Spec. Pubn, no. 23.
431. *Kahle C.F.* 1974. Oöids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of oöids in marine limestones. J. Sed. Petrol. **44**, 30–39.
432. *Kaneps A.G.* 1979. Gulf Stream: velocity fluctuations during the late Cenozoic. Science **204**, 297–301.
433. *Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M.* 1977. Diagenesis of siliceous oozes. 1: Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation – an experimental study. Geochim. Cosmochim. Acta **41**, 1041–1054.
434. *Keller G.H., Lambert D.N., Bennett R.H.* 1979. Geotechnical properties of continental slope deposits – Cape Hatteras to Hydrographer Canyon. In: Geology of continental slopes. *L.J. Doyle & O.H. Pilkey* (eds). SEPM Spec. Pubn, no. 27, 131–151.
435. *Keller W.D.* 1954. Bonding energies of some silicate minerals. Am. Mineral. **39**, 783–793.
436. *Kelts K., Hsü K.J.* 1978. Freshwater carbonate sedimentation. In: *Lerman* (1978), 295–321.
437. *Kendall A.C.* 1978. Subaqueous evaporites. In: *Walker* (1978), 159–174.
438. *Kendall A.C., Tucker M.E.* 1971. Radiaxial fibrous calcite as a replacement after syn-sedimentary cement. Nature Phys. Sci. **232**, 62–63.
439. *Kendall A.C., Tucker M.E.* 1973. Radiaxial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. Sedimentology **20**, 365–389.
440. *Kennedy J.F.* 1963. The mechanics of dunes and antidunes on erodible-bed channels. J. Fluid Mech. **16**, 521–544.
441. *Kennedy W.J., Hall A.* 1967. The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils. Proc. Geol. Soc. Lond. **1643**, 253–255.
442. *Kennett J.P.* 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic ocean, and their impact on global palaeoceanography. J. Geophys. Res. **82**, 3843–3860.
443. *Kennett J.P., Houtz R.E., Andrews P.B., Edwards A.R., Gostin V.A., Hajos M., Hampton M.A., Jenkins D.G., Margolis S.V., Overshine A.T., Perch-Nielson K.* 1974. Development of the circum-Antarctic current. Science **186**, 144–147.
444. *Kennett J.P., Shackleton N.J.* 1976. Oxygen isotope evidence for the development of the psychrosphere 38 Ma ago. Nature **260**, 513–515.
445. *Kenyon N.H.* 1970. Sand ribbons of European tidal seas. Mar. Geol. **9**, 25–39.
446. *Kenyon N.H., Stride A.H.* 1970. The tide-swept continental shelf sediments between the Shetlands Isles and France. Sedimentology **14**, 159–173.
447. *Kerr P.F.* 1959. Optical mineralogy. New York: McGraw-Hill.
448. Kersey D.G., Hsü K.J. 1976. Energy relations and density current flows: an experimental investigation. Sedimentology **23**, 761–790.
449. *Keulegan G.H.* 1957. Thirteenth progress report on model laws for density currents. An experimental study of the motion of saline water

from locks into freshwater channels. US Natl Bur. Stand. Rept 5168.
450. *Keunen P.H.* 1964. Experimental abrasion of pebbles, 4: eolian action. J. Geol. **69**, 427–449.
451. *Keunen P.H.* 1965. Value of experiments in geology. Geol. Mijn. **44**, 22–36.
452. *Kimberley M.M.* 1979. Origin of oölitic iron formations. J. Sed. Petrol. **49**, 111–132.
453. *Kinsman D.J.J.* 1966. Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. In: Second symposium on salt. *J.L. Rau* (ed.), 302–326. Cleveland Northern Ohio Geol. Soc.
454. *Kinsman D.J.J., Park R.K.* 1976. Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. In: Walker (1976), 421–433.
455. *Kinsman D.J.J.* 1975. Salt floors to geosynclines. Nature **255**, 375–378.
456. *Kinsman D.J.J.* 1975. Fift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins. In: Petroleum and global tectonics, *A.G. Fischer & S. Judson* (⊃ тэх), 83–126. Princeton NJ: Princeton Univ. Press.
457. *Kinsman D.J.J.* 1976. Evaporites: relative humidity control of primary mineral facies. J. Sed. Petrol. **46**, 273–279.
458. *Klein G. de V.* 1971. A sedimentary model for determining paleotidal range. Bull. Geol. Soc. Am. **82**, 92.
459. *Kline S.J., Reynolds W.C., Schraub F.A., Runstadler P.W.* 1967. The structure of turbulent boundary layers. J. Fluid Mech. **30**, 741–773.
460. *Knauth L.P.* 1979. A model for the origin of chert in limestone. Geology **7**, 274–277.
461. *Knauth L.P., Epstein S.* 1976. Hydrogen and oxygen isotope ratios. in nodular and bedded cherts. Geochim. Cosmochim. Acta **40**, 1095–1108.
462. *Kobluk D.R., Risk M.J.* 1977. Calcification of exposed filaments of endolithic algae, micrite envelope formation and sediment production. J. Sed. Petrol. **47**, 517–528.
463. *Kolb C.R., Van Lopik J.R.* 1958. Geology of the Mississippi River deltaic plain. US Corps Engrs. Waterways Expt. Sta. Tech. Repts, 3–483, 3.484.
464. *Kolodny Y., Taraboulos A., Frieslander U.* 1980. Participation of fresh water in chert diagenesis: evidence from oxygen isotopes and boron α-track mapping. Sedimentology **27**, 305–316.
465. *Komar P.D.* 1971. The mechanics of sand transport on beaches. J. Geophys. Res. **76**, 713–721.
466. *Komar P.D.* 1972. Mechanical interactions of phenocrysts and the flow differentiation of igneous dykes and sills. Bull. Geol. Soc. Am. **83**, 973–988.
467. *Komar P.D.* 1975. Nearshore currents: generation by obliquely incident waves and longshore variations in breaker height. In: Nearshore sediment dynamics and sedimentation, *J. Hails & A. Carr* (eds), 17–46. New York: Wiley.
468. *Komar P.D.* 1976. Beach processes and sedimentation. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
469. *Komar P.D., Inman D.L.* 1970. Longshore sand transport on beaches. J. Geophys. Res. **75**, 5914–5927.
470. *Komar P.D., Neudeck R.H., Kulm L.D.* 1972. Observations and significance of deep water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. In: Shelf sediment transport: process and pattern, *P.J.P. Swift, D.B. Duane & O.H. Pilkey* (eds), 601–619. Stroudsburg, Pa: Dowden, Hutchinson & Ross.
471. *Kraft J.C.* 1971. Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. Bull. Geol. Soc. Am. **82**, 2131–2158.
472. *Kraft J.C., John C.J.* 1979. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. Bull. AAPG **63**, 2145–2163.
473. *Kranck K.* 1975. Sediment deposition from flocculated suspensions. Sedimentology **22**, 111–123.
474. *Kranck K.* 1981. Particulate matter grain-size characteristics and flocculation in a parially mixed estuary. Sedimentology **28**, 107–114.
475. *Krauskopf K.B.* 1979. Introduction to geochemistry, 2nd edn. New York: McGraw-Hill.
476. *Krumbein W.C.* 1934. Size frequency distributions of sediments. J. Sed. Petrol. **4**, 65–77.
477. *Kulm L.D., Rousch R.C., Harlett J.C., Neudeck R.H., Chambers D.M., Runge E.T.* 1975. Oregon continental shelf sedimentation: interrelationships of facies distribution and sedimentary processes. J. Geol. **83**, 145–176.
478. *Kumar N., Sanders J.E.* 1974. Inlet sequences: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. Sedimentology **21**, 491–532.
479. *Lambe T.W., Whitman R.V.* 1969. Soil mechanics. New York: Wiley.
480. *Land L.S.* 1966. Diagenesis of metastable skeletal carbonates. Thesis Lehigh Univ. Pa.
481. *Land L.S.* 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table. Sedimentology **14**, 175–185.
482. *Land L.S.* 1973. Holocene meteoric dolomitisation of Pleistocene limestones, N. Jamaica. Sedimentology **20**, 411–424.
483. *Land L.S.* 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In: *Zenger et al.* (1980), 87–110.
484. *Land L.S., Epstein S.* 1970. Late Pleistocene diagenesis and dolomitisation, N. Jamaica. Sedimentology **14**, 187–200.
485. *Land L.S., Dutton S.P.* 1978. Cementation of Pennsylvanian deltaic sandstone: isotopic data. J. Sed. Petrol. **48**, 1167–1176.
486. *Langbein W.B., Schumm S.A.* 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Trans Am. Geophys. Union **39**, 1076–1084.
487. *Langford-Smith T.* (ed.). 1978. Silcrete in Australia. Dept. Geography, Univ. of New England.
488. *Laporte L.F.* 1971. Palaeozoic carbonate facies

of the Central Appalachian Shelf. J. Sed. Petrol. **41**, 724–740.
489. *Leatherman S.P.* (ed.). 1979. Barrier islands. New York: Academic Press.
490. *Leeder M.R.* 1973. Fluviatile fining upward cycles and the magnitude of palaeochannels. Geol. Mag. **110**, 265–276.
491. *Leeder M.R.* 1974. Tournaisian fluvio-deltaic sedimentation and the palaeogeography of the Northumberland basin. Proc. Yorks. Geol. Soc. **40**, 129–180.
492. *Leeder M.R.* 1975. Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: a quantitive model for alluvial arid-zone lithofacies. Geol. Mag. **112**, 257–270.
493. *Leeder M.R.* 1975. Lower Border Group (Tournaisian) stromatolites from the Northumberland basin. Scott. J. Geol. **3**, 207–226.
494. *Leeder M.R.* 1977. Bedload stresses and Bagnold's bedform theory of water flows. Earth Surf. Proc. **2**, 3–12.
495. *Leeder M.R.* 1979. "Bedload" dynamics: grain–grain interactions in water flows. Earth Surf. Proc. **4**, 229–240.
496. *Leeder M.R.* 1980. On the stability of lower stage plane beds and the absence of current ripples in coarse sands. J. Geol. Soc. London **137**, 423–430.
497. *Leeder M.R., Zeidan A.* 1977. Giant late Jurassic sabkhas of Arabian Tethys. Nature **268**, 42–44.
498. *Leeder M.R., Nami M.* 1979. Sedimentary models for the non-marine Scalby Formation (M Jurassic) and evidence for late Bajocian/Bathonian uplift of the Yorkshire Basin. Proc. Yorks. Geol. Soc. **42**, 461–482.
499. *Lees A.* 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. Mar. Geol. **19**, 159–198.
500. *Leinen M.* 1979. Biogenic silica accumulation in the Central equatorial Pacific and its implications for Cenozoic palaeooceanography: Summary. Bull. Geol. Soc. Am. **90**, 801–803.
501. *Leliavsky S.* 1955. An introduction to fluvial hydraulics. London: Constable.
502. *Leopold L.B., Wolman M.G.* 1960. River meanders. Bull. Geol. Soc. Am. **71**, 769–794.
503. *Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P.* 1964. Fluvial processes in geomorphology. San Francisco: W.H. Freeman.
504. *Lerman A.* (ed.). 1978. Lakes: physics, chemistry and geology. New York: Springer.
505. *Levey R.A.* 1978. Bedform distribution and internal stratification of coarse-grained point bars Upper Congaree River, S.C. In: *Miall* (1978), 105–127.
506. *Lindholm R.C., Finkleman R.B.* 1972. Calcite staining: semiquantitive determination of ferrous iron. J. Sed. Petrol. **42**, 239–242.
507. *Lindsay J.F.* 1970. Depositional environment of Paleozoic glacial rocks in the central Transantarctic mountains. Bull. Geol. Soc. Am. **81**, 1149–1172.
508. *Lippmann F.* 1973. Sedimentary carbonate minerals. New York: Springer.
509. *Lisitzin A.P.* 1967. Basic relationships in distribution of modern siliceous sediments and their connection with climatic zonation. Int. Geol. Rev. **9**, 631–652.
510. *Livingstone D.A.* 1963. Chemical composition of rivers and lakes. USGS Prof. Pap., no. 440G.
511. *Logan B., Rezak R., Ginsburg R.N.* 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol. **72**, 68–83.
512. *Logan B.W., Davies G.R., Read J.F., Cebulski D.E.* 1970. Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia. Mem. AARG no. 13.
513. *Logan B.W., Cebulski D.E.* 1970. Sedimentary environments of Shark Bay, W. Australia. In: *Logan et al.* (1970), 1-37.
514. *Logan B.W., Hoffman P., Gebelein C.F.* 1974. Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hemelin Pool, Western Australia. In: *Logan et al.*, Mem. AAPG, no. 22, 140-194.
515. *Logan B.W., Read J.F., Hagan G.M., Hoffman-P., Brown R.G., Woods P.J., Gebelein C.D.* 1974. Evolution and diagenesis of Quaternary carbonate sequences, Shark Bay, W. Australia. Mem. AAPG, no. 22.
516. *Lohmann K.C., Myers W.J.* 1977. Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former high-Mg calcites. J. Sed. Petrol. **47**, 1078–1088.
517. *Longman M.W.* 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. Bull. AAPG **64**, 461–487.
518. *Longuet-Higgins M.S.* 1953. Mass transport in water waves. Phil Trans R. Soc. Lond. (A) **245**, 535–581.
519. *Longuet-Higgins M.S.* 1970. Longhore currents generated by obliquely incident sea waves. J. Geophys. Res. **75**, 6778–6801.
520. *Longuet-Higgins M.S., Stewart R.W.* 1964. Radiation stress in water waves; a physical discussion with applications. Deep-sea Res. **11**, 529–563.
521. *Loreau J.-P., Purser B.H.* 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooïds in the Persian Gulf. In: The Persian Gulf–Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. *B.H. Purser* (ed.), 279–328. Heidelberg: Springer.
522. *Lowe D.R.* 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology **22**, 157–204.
523. *Lowe D.R.* 1976. Grain flow and grain flow deposits. J. Sed. Petrol. **46**, 188–199.
524. *Lowe D.R., Lopiccolo R.D.* 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. J. Sed. Petrol. **44**, 484–501.
525. *Lowenstam H.A.* 1963. Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments. In: The Earth sciences–problems and progress in current research. *T.W. Donnelly* (ed.), 137–195. Chicago: Univ. Chicago Press.
526. *MacIntyre I.G.* 1977. Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Caleta Point, Panama. J. Sed. Petrol. **47**, 503–516.
527. *MacNeil F.S.* 1954. Organic reefs and banks

and associated detrital sediments. Am. J. Sci. **252**, 385–401.
528. *Magara K.* 1976. Water expulsion from clastic sediments during compaction-directions and volumes. Bull. AAPG **60**, 543–553.
529. *Mainguet M.* 1978. The influence of trade winds, local airmasses and topographic obstacles on the aeolian movement of sand particles and the origin and distribution of dunes and ergs in the Sahara and Australia. Geoforum **9**, 17–28.
530. *Mainguet M., Canon L.* 1976. Vents et paloevents du Sahara. Tentative d'approche paleoclimatique. Rev. Geog. Phys. Geol. dyn. **18**, 241–250.
531. *Majewske D.P.* 1969. Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections. Leiden: Brill.
532. *Maldonado A., Stanley D.J.* 1979. Depositional processes and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison. Mar. Geol. **31**, 215–250.
533. *Malfait B.T., van Andel T.H.* 1980. A modern oceanic hardground on the Carnegie Ridge in the eastern Equatorial Pacific. Sedimentology **27**, 467–496.
534. *Mantz P.A.* 1978. Bedforms produced by fine, cohesionles, granular and flakey sediments under subcritical water flows. Sedimentology **25**, 83–104.
535. *Mardia K.V.* 1972. Statistics of directional data. London: Academic Press.
536. *Margolis S.V., Krinsley D.H.* 1974. Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. Am. J. Sci. **274**, 449–464.
537. *Markle R.G., Bryan G.M., Ewing J.I.* 1970. Structure of the Blake-Bahama Outer Ridge. J. Geophys. Res. **75**, 4539–4555.
538. *Marshall J.D., Ashton M.* 1980. Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardgrounds in the Jurassic of E. England. Sedimentology **27**, 271–290.
539. *Masey B.S.* 1979. Mechanics of fluids, 4th edn. New York: Van Nostrand Reinhold.
540. *Masters C.D.* 1967. Use of sedimentary structures in determination of depositional environments, Mesaverde formation, William Fork Mountains, Colorado. Bull. AAPG **51**, 2033–2043.
541. *Matter W.A., Tucker M.E.* (eds.). 1978. Modern and ancient lake sediments. Int. Ass. Sed. Spec. Pubn, no. 2.
542. *Matthews R.K.* 1966. Genesis of Recent lime mud in British Honduras. J. Sed. Petrol. **36**, 428–454.
543. *Matthews R.K.* 1974. Dynamic stratigraphy. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
544. *Mazzullo S.J.* 1980. Calcite pseudospar replacive of marine acicular aragonite, and implications for aragonite cement diagenesis. J. Sed. Petrol. **50**, 409–422.
545. *McCabe P.J.* 1977. Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. Sedimentology **24**, 271–290.
546. *McCall J.G.* 1960. The flow characteristics of a cirque glacier and their effect on glacial structure and cirque formation. In: Norwegian cirque glaciers, *W.V. Lewis* (ed.), 39–62. R. Geog. Soc. Res. Ser., no. 4.
547. *McCave I.N.* 1971. Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. Mar. Geol. 10, 199–225.
548. *McCave I.N.* 1972. Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. In: Shelf sediment transport: process and pattern, *D.J.P. Swift, D.B. Doane & O.H. Pilkey* (eds), 225–248. Stroudsburg, Pa: Hutchinson & Ross.
549. *McCave I.N.* 1979. Tidal currents at the North Hinder lightship, southern North Sea: flow directions and turbulence in relation to maintenance of sand bars. Mar. Geol. **31**, 101–114.
550. *McCave I.N., Jarvis J.* 1973. Use of the Model-T Coulter Counter in size analysis. Sedimentology **20**, 305–316.
551. *McCave I.N., Swift S.A.* 1976. A physical model for the rate of deposition of fine-grained sediments in the deep sea. Bull. Geol. Soc. Am. **87**, 541–546.
552. *McCave I.N., Lonsdale P.F., Hollister C.D., Gardner W.D.* 1981. Sediment transport over the Halton and Gardar contourite drifts. J. Sed. Petrol. **50**, 1049–1062.
553. *McEwen T.J.* 1978. Diffusional mass transfer processes in pitted pebble conglomerates. Contr. Min. Petrol. **67**, 405–415.
554. *McIlreath I.A., James N.P.* 1978. Carbonate slopes. In: *Walker* (1978), 133–144.
555. *McKee E.D.* 1966. Structure of dunes at White Sands National Monument, New Mexico. Sedimentology **7**, 1–61.
556. *McKee E.D.* (ed.). 1978. A study of global sand seas. USGS Prof. Pap., no. 1052.
557. *McKee E.D., Tibbits G.C.* 1964. Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya. J. Sed. Petrol. **34**, 5–17.
558. *McKenzie J.A., Hsü K.J., Schneider J.F.* 1980. Mevement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. In: *Zenger et al.*, 1980, 11–30.
559. *McKerrow W.S., Leggett J.K., Eales M.H.* 1977. Imbricate thrust model of the Southern Uplands of Scotland. Nature **267**, 237–239.
560. *McLellan H.J.* 1965. Elements of physical oceanography. Oxford: Pergamon.
561. *McPherson B.F., Hendrix G.Y., Klein H., Tyas H.M.* 1976. The environment of S. Florida, a summary report. USGS Prof. Pap., no. 1011.
562. *Meier M.F.* 1960. Mode of flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada, USGS Prof. Pap., no. 351.
563. *Meissner F.F.* 1972. Cyclic sedimentation in Middle Permian strata of the Permian basin, West Texas and New Mexico. In: Cyclic sedimentation in the Permian basin. J.C. Elam & S. Chuber (eds), 203–232. West Texas Geol. Soc., Texas.
564. *Miall A.D.* 1973. Markov chain analysis

applied to an ancient alluvial plain succession. Sedimentology **20**, 347–364.
565. *Miall A.D.* 1974. Paleocurrent analysis of alluvial sediments – a discussion of directional variance and vector magnitude. J. Sed. Petrol. **44**, 1174–1185.
566. *Miall A.D.* 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth Sci. Rev. **13**, 1–62.
567. *Miall A.D.* (ed.). 1978. Fluvial sedimentology. Mem. Can. Soc. Petroleum Geol., no. 5.
568. *Middleton G.V.* 1965. Antidune cross-bedding in a large flume. J. Sed. Petrol. **35**, 922–927.
569. *Middleton G.V.* 1966. Experiments on density and turbidity currents. 1: Motion of the head. Can. J. Earth Sci. **3**, 523–546.
570. *Middleton G.V.* 1966. Experiments on density and turbidity currents. 2: Uniform flow of density currents. Can. J. Earth Sci. **3**, 627–637.
571. *Middleton G.V.* 1966. Experiments on density and turbidity currents. 3: Deposition of sediment. Can. J. Earth Sci. **4**, 475–505.
572. *Middleton G.V.* 1970. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: Flysch sedimentology in N. America, *J. Lajoie* (ed.), 253–272. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., no. 7.
573. *Middleton G.V.* 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. J. Geol. **84**, 405–426.
574. *Middleton G.V., Hampton M.A.* 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Turbidites and deep water sedimentation, 1–38, AGI–SEPM short course lecture notes.
575. *Middleton G.V., Southard J.B.* 1978. Mechanics of sediment movement. Tulsa, Okla: SEPM short course, no. 3.
576. *Miller M.C., McCave I.N., Komar P.D.* 1977. Threshold of sediment motion under undirectional currents. Sedimentology **24**, 507–528.
577. *Miller M.C., Komar P.D.* 1980. Oscillation sand ripples generated by laboratory apparatus. J. Sed. Petrol. **50**, 173–182.
578. *Milliman J.D.* 1974. Marine carbonates. New York: Springer.
579. *Mitchell A.H.G., Reading H.G.* 1969. Continental margins, geosynclines and seafloor spreading. J. Geol. **77**, 629–646.
580. *Mitchell A.H.G., Reading H.G.* 1978. Sedimentation and tectonics. In: *Reading* (1978), 439–476.
581. *Monty C.L.V.* 1967. Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. Geol. Belg. **90**, 55–100.
582. *Moody J.D.* 1975. Distribution and geological characteristics of giant oil fields. In: Petroleum and global tectonics, *A.G. Fischer & S. Judson* (eds), 307–320. Princeton, NJ: Princeton Univ. Press.
583. *Moon C.F.* 1972. The microstructure of clay sediments. Earth Sci. Rev. **8**, 303–321.
584. *Moore G.T.* 1979. Mississippi river delta – April 9, 1976–from Landsat 2. Bull. AAPG **63**, 660–667.
585. *Moore G.T., Starke G.W., Bonham L.C., Woodbury H.O.* 1978. Mississippi Fan, Gulf of Mexico – physiography, stratigraphy and sedimentational patterns. In: Framework, facies and oil-trapping characteristics of the upper continental margin, *G.T. Moore & J.M. Coleman* (eds), 155–191. Studies in Geology, no. 7. Tulsa, Okla: AAPG.
586. *Moore J.C., Karig D.E.* 1976. Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikiku subduction zone, southwestern Japan. Bull. Geol. Soc. Am. **87**, 1259–1268.
587. *Morgan J.P.* (ed.). 1970. Deltaic sedimentation modern and ancient. SEPM Spec. Pubn, no. 15.
588. *Morse J.W., Berner R.A.* 1972. Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater. II: A kinetic origin for the lysocline. Am. J. Sci. **272**, 840–851.
589. *Moss A.J., Walker P.H., Hutka J.* 1973. Fragmentation of granitic quartz in water. Sedimentology **20**, 489–512.
590. *Mountijoy E.W., Cook H.E., Pray L.C.* 1972. Allochtonous carbonate debris flows – worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins. Proc. 24th Int. Geol. Cong. **6**, 172–189.
591. *Mowbray T. de.* 1980. Sedimentary processes of recent intertidal channels. Unpubl. PhD thesis, Univ. Leeds.
592. *Muir M., Lock D., Von der Borch C.* 1980. The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the middle Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia. In: *Zenger et al.* (eds), 1980, 51–67.
593. *Muller J., Fabricius F.* 1974. Magnesian-calcite nodules in the Ionian deep sea: an actualistic model for the formation of some nodular limestones. In: *Hsü & Jenkyns* (1974), 235–248.
594. *Mullins H.T., Neumann A.C.* 1979. Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the northern Bahamas. In: Geology of continental slopes, *L. Doyle & D.H. Pilkey* (eds), 165–192. SEPM Spec. Pubn, no. 27.
595. *Mullins H.T., Neumann A.C., Wilber R.J., Boardman M.R.* 1980. Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. J. Sed. Petrol. **50**, 117–131.
596. *Munk W.H.* 1950. On the wind-driven ocean circulation. J. Meteorol. **7**, 79–93.
597. *Munk W.H.* 1950. Origin and generation of waves. Proc. 1st Conf. Coast Engng 1–4. Berkeley, Ca: Council on Wave Research.
598. *Mutti E.* 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecko Group (south central Pyrenees, Spain). Sedimentology **24**, 107–132.
599. *Nagtegaal P.J.C.* 1978. Sandstone-framework instability as a function of burial diagenesis. J. Geol. Soc. Lond. **135**, 101–105.
600. *Nami M.* 1976. An exhumed Jurassic meander belt from Yorkshire. Geol. Mag. **113**, 47–52.
601. *Nami M., Leeder M.R.* 1978. Changing channel morphology and magnitude in the Scalby Formation (M. Jurassic) of Yorkshire, England. In: *Miall* (1978), 431–440.
602. *Nanson G.C.* 1980. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. Sedimentology **27**, 3–29.
603. *Needham R.S.* 1978. Giant-scale hydroplastic deformation structures formed by the loading of basalt on to watersaturated sand, Middle Proterozoic, northern Territory, Australia. Sedimentology **25**, 285–296.
604. *Neev D.* 1978. Messinian and Holocene gypsum deposits of relatively deep water. Abs. 10th Int. Cong. Sed., Jerusalem **2**, 459.
605. *Neev D., Emery K.O.* 1967. The Dead Sea: depositional processes and environments of evaporites. Israel Geol. Surv. Bull. **41**, 1–147.
606. *Neugebauer J.* 1974. Some aspects of cementation in chalk. In: *Hsü & Jenkyns* (1974), 149–176.
607. *Neumann A.C., Land L.S.* 1975. Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. J. Sed. Petrol. **45**, 763–786.
608. *Neumann A.C., Kofoed J.W., Keller G.H.* 1977. Lithoherms in the Straits of Florida. Geology **5**, 4–10.
609. *Neumann G., Pierson W.J.* 1966. Principles of physical oceanography. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
610. *Nilsen T.H., Walker R.G., Normark W.R.* 1980. Modern and ancient submarine fans: discussion and replies. Bull. AAPG **64**, 1094–1113.
611. *Nio S.-O.* 1976. Marine transgressions as a factor in the formation of sand wave complexes. Geol. Mijn. **55**, 18–40.
612. *Nisbet E.G., Price I.* 1974. Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited ocean ridge-derived sediments. In: *Jenkyns & Hsü* (1974), 351–366.
613. *Normark W.R.* 1970. Growth patterns of deep-sea fans. Bull. AAPG **54**, 2170–2195.
614. *Normark W.R., Piper D.J.W.* 1972. Sediments and growth pattern of Navy deep-sea fan, San Clemente Basin, California Borderland. J. Geol. **80**, 198–223.
615. *Oertel G.E., Curtis C.D.* 1972. Clay-Ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction. Bull. Geol. Soc. Am. **83**, 2597–2606.
616. *Oertel G.F.* 1979. Barrier island development during the Holocene recession. SE United States. In: *Leatherman* (1971), 273–290.
617. *Offen G.R., Kline S.J.* 1975. A proposed model of the bursting process in turbulent boundary layers. J. Fluid Mech. **70**, 209–228.
618. *Oldershaw A.E., Scoffin T.P.* 1967. The source of ferroan and non-ferroan calcite cements in the Halkin and Wenlock Limestones. Geol. J. **5**, 309–320.
619. *Ollier C.D.* 1978. Silcrete and weathering. In: Silcrete in Australia, *T. Langford-Smith* (ed.), 13–18. Univ. of New England.
620. *Olphen H., van.* 1963. An introduction to clay colloid chemistry. New York: Wiley.
621. *Oomkens E.* 1974. Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger delta complex. Sedimentology **21**, 195–222.
622. *Otvos E.G.* 1979. Barrier island evolution and history of migration, North Central Gulf Coast. In: *Leatherman* (1979), 291–319. New York: Academic Press.
623. *Packham G.H., Crook K.A.W.* 1960. The principle of diagenetic facies and some of its implications. J. Geol. **68**, 392–407.
624. *Pantin H.M.* 1979. Interaction between velocity and effective density in turbidity flow: phase plane analysis, with criteria for autosuspension. Mar. Geol. **31**, 59–99.
625. *Park R.K.* 1976. A note on the significance of lamination in stromatolites. Sedimentology **23**, 379–393.
626. *Park R.K.* 1977. The preservation potential of some recent stromatolites. Sedimentology **24**, 485–506.
627. *Passega R.* 1964. Grain size representation by C.M. patterns as a geological tool. J. Sed. Petrol. **34**, 830–847.
628. *Paterson W.S.B.* 1969. The physics of glaciers. Oxford: Pergamon.
629. *Patterson R.J., Kinsman D.J.J.* 1977. Marine and continental groundwater sources in a Persian Gulf coastal sabkha. 381–397. Studies in Geology **4**, Tulsa, Okla: AAPG.
630. *Perrier R., Quiblier J.* 1974. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitive evaluation. Bull. AAPG **58**, 507–520.
631. *Perry E., Hower J.* 1970. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. Clays and Clay Mineral. **18**, 165–177.
632. *Perry E.A., Hower J.* 1972. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. Bull. AAPG **56**, 2013–2021.
633. *Pettijohn F.J.* 1975. Sedimentary rocks, 3rd edn. New York: Harper & Row.
634. *Pettijohn F.J., Potter P.E.* 1964. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Berlin: Springer.
635. *Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* 1972. Sand and sandstone. New York: Springer.
636. *Pierce J.W.* 1976. Suspended sediment transport at the shelf break and over the outer margin. In: *Stanley & Swift* (1976), 437–458.
637. *Pilkey O.H., Noble D.* 1976. Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf. Deep-sea Res. **13**, 1–16.
638. *Pingitore N.E.* 1976. Vadose and phreatic diagenesis: processes, products and their recognition in corals. J. Sed. Petrol. **46**, 985–1006.
639. *Piper D.J.W.* 1978. Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. In: *Stanley & Kelling* (1978), 163–175.
640. *Piper D.J.W., Von Heune R., Duncan J.R.* 1973. Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian Trench. Geology **1**, 19–22.
641. *Pittman E.D.* 1969. Destruction of plagioclase twins by stream transport. J. Sed. Petrol. **39**, 1432–1437.
642. *Plummer L.N., Mackenzie F.T.* 1974. Predicting mineral solubility from rate data:

application to the dissolution of magnesian calcites. Am. J. Sci. **274**, 61–83.
643. *Pond S., Pickard G.L.* 1978. Introductory dynamic oceanography. London: Pergamon.
644. *Potter P.E., Pettijohn F.J.* 1978. Paleocurrents and basin analysis. New York: Academic Press.
645. *Powers M.C.* 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. J. Sed. Petrol. **23**, 117–119.
646. *Powers M.C.* 1967. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. Bull. AAPG **51**, 1240–1254.
647. *Pratt C.J.* 1973. Bagnold approach and bedform development. J. Hyd. Div. A.S.C.E. **99**, 121–137.
648. *Prentice J.E., Beg I.R., Colleypriest C., Kirby R., Sutcliffe P.J.C., Dobson M.R., d'Olier B., Elvines M.F., Kilenyi T.I., Maddrell R.J., Phinn T.R.* 1968. Sediment transport in estuarine areas. Nature **218**, 1207–1210.
649. *Pritchard D.W.* 1955. Estuarine circulation patterns. Proc. Am. Soc. Civ. Engrs **81**, 1–11.
650. *Pritchard D.W.* 1967. What is an estuary: physical viewpoint. In: Estuaries, *G.H. Lauff* (ed.) Am. Assoc. Adv. Sci.
651. *Pritchard D.W., Carter H.H.* 1971. Estuarine circulation patterns. In: *Schubel* (1971), 1–17.
652. *Puigdefabrigas C., Van Vleit A.* 1978. Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees. In: *Miall* (1978), 469–486.
653. *Purdy E.G.* 1963. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2: sedimentary facies. J. Geol. **71**, 472–497.
654. *Purdy E.G.* 1974. Reef configurations: cause and effect. In: Reefs in time and space, *L.F. Laporte* (ed.), 9–76. SEPM Spec. Pubn, no. 18.
655. *Purser B.H.* 1978. Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. J. Petrol. Geol. **1**, 83–94.
656. *Purser B.H.* 1979. Middle Jurassic sedimentation on the Burgundy Platform. Symp. Sed. Jurass. W. Europe, A.S.F. Pubn, **1**, 75–84.
657. *Raaf J.F.M., de, Boersma J.R., Van Gelder A.* 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. Sedimentology **24**, 451–483.
658. *Rampino M.R., Sanders J.E.* 1981. Evolution of the barrier islands of Southern Long Island, New York. Sedimentology **28**, 37–48.
659. *Randazzo A.F., Hickey E.W.* 1978. Dolomitisation in the Floridan aquifer. Am. J. Sci. **278**, 1177–1184.
660. *Roa D.B., Murty T.S.* 1970. Calculation of the steadystate wind-driven circulation in Lake Ontario. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. **A19**, 195–210.
661. *Raudkivi A.J.* 1976. Loose boundary hydraulics. Oxford: Pergamon.
662. *Raudkivi A.J., Hutchinson D.L.* 1974. Erosion of kaolinite clay by flowing water. Proc. R. Soc. London. (A), **337**, 537–554.
663. *Raymond C.F.* 1971. Flow in a transverse section of Athabaska glacier. Alberta, Canada. J. Glaciol. **10**, 55–84.
664. *Rayner D.H.* 1963. The Achanarras Limestone of the middle Old Red Sandstone, Caithness, Scotland. Proc. Yorks. Geol. Soc. **34**, 117–138.
665. *Reading H.G.* 1964. A review of the factors affecting the sedimentation of the Millstone Grit (Namurian) in the Central Pennines. In: Deltaic and shallow marine deposits, *L. M.J.U. Streaten* (ed.), 26–34. Amsterdam: Elsevier.
666. *Reading H.G.* (ed.). 1978. Sedimentary environments and facies. Oxford: Blackwell.
667. *Reading H.G.* 1978. Facies. In: *Reading* (1978), 4–14.
668. *Reineck H.E.* 1958. Longitudinale schragschit im Watt. Geol. Rdsch. **47**, 73–82.
669. *Reineck H.E.* 1963. Sedimentgefuge in Berreich der Sudlichen Nordsee. Abh. Sebck. Naturforsch. Ges. **505**, 138 pp.
670. *Reineck H.E.* Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. In: Estuaries, *G.D. Louff* (ed.), 191–206. Washington DC: Am. Ass. Adv. Sci.
671. *Reineck H.E.* 1972. Tidal flats. In: Recognition of ancient sedimentary environments, *J.K. Rigby & W.K. Hamblin* (eds), 146–159. SEPM Spec. Pubn, no. 16.
672. *Reineck H.E., Singh I.B.* 1973. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. Sedimentology **18**, 123–128.
673. *Reineck H.E., Singh I.B.* 1980. Depositional sedimentary environments. 2nd edn. Berlin: Springer.
674. *Reineck H.E., Wunderlich F.* 1968. Zur unter scheidung von asymmetnschen oszillationrippeln und Stromungsrippeln. Senck. Leth. **49**, 321–345.
675. *Reineck H.E., Gutman W.F., Hertweck G.* 1967. Das schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. Senck. Leth. **48**, 219–275.
676. *Reineck H.E., Dorjes J., Gadow S., Hertweck G.* 1968. Sedimentologie, Founenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostkuste der inneren Deutschen Bucht. Senck. Leth. **49**, 261–309.
677. *Reinson G.E.* 1978. Barrier island systems. In: *Walker* (1978), 57–74.
678. *Ricci-Lucci F., Valmori E.* 1980. Basin-wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analysis. Sedimentology **27**, 241–270.
679. *Richardson J.F., Zaki W.N.* 1958. Sedimentation and fluidisation. Trans Inst. Chem. Engrs **32**, 35–53.
680. *Richter D.K., Fuchtbauer H.* 1978. Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. Sedimentology **25**, 843–860.
681. *Richter-Bernberg G.* 1955. Uber salinaire sedimentation 2. Dtsch. Geol. Ges. **105**, 593–596.
682. *Rider M.H.* 1978. Growth faults in Carboniferous of Western Ireland. Bull. AAPG **62**, 2191–2213.

683. *Riech V., Von Rad U.* 1979. Silica diagenesis in the Atlantic Ocean: diagenetic potential and transformations. In: *M. Ewing* Series, 3. Am. Geophys. Union 315–340.
684. *Riggs S.R.* 1979. Petrology of the Tertiary phosphorite system of Florida. Econ. Geol. **74**, 195–200.
685. *Roberts D.G., Kidd R.B.* 1979. Abyssal sediment wave fields on Feni Ridge Rockall Trough: long-range sonar studies. Mar. Geol. **33**, 175–191.
686. *Robertson A.H.F.* 1975. Cyprus umbers: basalt-sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge. J. Geol. Soc. Lond. **131**, 511–531.
687. *Robertson A.H.F.* 1977. The origin and diagenesis of cherts from Cyprus. Sedimentology **24**, 11–30.
688. *Robertson A.H.F., Hudson J.D.* 1974. Pelagic sediments in the Cretaceous and Tertiary history of the Troodos Massif, Cyprus. In: *Hsü & Jenkyns* (1974), 403–436.
689. *Robinson A.H.W.* 1966. Residual currents in relation to sandy shoreline evolution of the East Anglian coast. Mar. Geol. 4, 57–84.
690. *Rodine J.D., Johnson A.M.* 1976. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. Sedimentology **23**, 213–234.
691. *Rouse L.J., Roberts H.H., Cunningham R.H.W.* 1978. Satellite observation of the subaerial growth of the Atchafalaya Delta, Louisiana. Geology **6**, 405–408.
692. *Rowe P.W.* 1962. The stress-dilitancy relation for static equilibrium of an assembly of particles in contact. Proc. R. Soc. Lond., **A269**, 500–527.
693. *Rozovskii I.L.* 1963. Flow in bends of open channels. Jérusalem: Israel Programme for Scientific Translations.
694. *Rumnells D.D.* 1969. Diagenesis, chemical sediments and the mixing of natural waters. J. Sed. Petrol. **39**, 1188–1201.
695. *Rupke N.A.* 1975. Deposition of fine-grained sediments in the abyssal environment of the Algero-Balearic Basin, W. Mediterranean Sea. Sedimentology **22**, 95–109.
696. *Rupke N.A.* 1977. Growth of an ancient deep-sea fan. J. Geol. **85**, 725–744.
697. *Rupke N.A.* 1978. Deep clastic seas. In *Reading* (1978), 372–411.
698. *Rusnak G.A.* 1960. Sediments of Laguna Madra, Texas. In: Recent sediments, NW Gulf of Mexico, *F.P. Shepard, F.B. Phleger, T.H. van Andel* (eds), 153–196. Tulsa, Okla: AAPG.
699. *Rust B.R.* 1975. Fabric and structure in glaciofluvial gravels. In: *Jopling & McDonald* (1975), 238–248.
700. *Sandberg P.A.* 1975. New interpretations of Great Salt Lake oöids and of ancient nonskeletal carbonate mineralogy. Sedimentology **22**, 497–537.
701. *Sanderson I.D.* 1974. Sedimentary structures and their environmental significance in the Navajo Sandstone, San Rafael Swell, Utah. Brigham Young Univ. Geol. Studies **21**, 215–246.
702. *Schäfer W.* 1972. Ecology and palaeoecology of marine environments. Edinburgh: Oliver & Royd.
703. *Schlager W., Chermak A.* 1979. Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. In: Geology of continental slopes, *L. Doyle & O.H. Pilkey* (eds), 193–208. SEPM Spec. Pubn, no. 27.
704. *Schlanger S.O., Jenkyns H.C.* 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geol. Mijn. **55**, 179–184.
705. *Schmidt G.W.* 1973. Interstitial water composition and geochemistry of deep Gulf Coast shales and sandstones. Bull. AAPG **57**, 321–331.
706. *Schmidt V., MacDonald D.A.* 1979. Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. In: *Scholle & Schluger* (1979), 209–225.
707. *Schminke H.V., Fischer R.V., Waters A.C.* 1975. Antidune and chute-and-pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. Sedimentology **20**, 553–574.
708. *Scholle P.A.* 1974. Diagenesis of Upper Cretaceous chalks from England, N. Ireland and the North Sea. In: *Hsü & Jenkyns* (1974), 177–210.
709. *Scholle P.A.* 1978. A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosites. Mem. 27, Tulsa, Okla: AAPG.
710. *Scholle P.A., Schulger P.R.* (eds). 1979. Aspects of diagenesis. SKPM Spec. Pubn, no. 26.
711. *Schopf T.J.M.* 1980. Palaeoceanography. Cambridge, Mass: Harvard Univ. Press.
712. *Schreiber B.C., Friedman G.M., Decima A., Schreiber E.* 1976. Depositional environments of Upper Miocene (Messianian) evaporite deposits of the Sicilian basin. Sedimentology **23**, 729–760.
713. *Schroeder J.H.* 1972. Fabrics and sequences of submarine carbonate cements in Holocene Bermuda Cup reef. Geol. Rundsch. **61**, 708–730.
714. *Schubel J.B.* (ed.), 1971a. The estuarine environment. Washington DC: American Geol. Inst.
715. *Schubel J.R.* 1971b. A few notes on the agglomeration of suspended sediment in estuaries. In: *Schubel* (1971a), X.1–X.29.
716. *Schubel J.R.* 1971c. Estuarine circulation and sedimentation. In: *Schubel* (1971a), VI. 1–17.
717. *Schubel J.R., Okabo A.* 1972. Comments on the dispersal of suspended sediment across the continental shelves. In: Shelf sediment transport: process and pattern, *D.J.P. Swift, D.B. Duane, O.H. Pilkey* (eds), 333–346. Stroudsburg, Pa: Dowden, Hutchinson & Ross.
718. *Schumm S.A.* 1960. The effect of sediment type on the shape and stratification of some modern river deposits. Am. J. Sci. **258**, 177–184.
719. *Schumm S.A.* 1963. Sinuousity of alluvial channels on the Great Plains. Bull. Geol. Soc. Am. 74, 1089–1100.
720. *Schumm S.A.* 1963. Disparity between present rates of denudation and orogeny. USGS Prof. Pap., no. 454.
721. *Schumm S.A.* 1968. Speculations concerning

paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. Bull. Geol. Soc. Am. 79, 1573–1588.
722. *Schumm S. A.* 1968. River adjustment to altered hydrologic regimen – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. USGS Prof. Pap., no. 598.
723. *Schumm S. A.* 1972. Fluvial paleochannels: In: Recognition of ancient sedimentary environments, *J. K. Rigby & W. K. Hamblin* (eds), 98–107. SEPM Spec. Pubn, no. 16.
724. *Schumm S. A.* 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: Fluvial geomorphology, *M. Morisawa* (ed.), 299–310. London: George Allen & Unwin.
725. *Schumm S. A.* 1977. The fluvial system. New York: Wiley.
726. *Schumm S. A., Khan H. R.* 1971. Experimental study of Channel patterns. Nature Phys. Sci. **233,** 407–409.
727. *Schumm S. A., Stevens M. A.* 1973. Abrasion in place: a mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in rivers. Geology **1,** 37–40.
728. *Schumm S. A., Khan H. R., Winkley B. R., Robbins L. G.* 1972. Variability of river patterns. Nature Phys. Sci. **237,** 75–76.
729. *Schwarz H-U., Einsele G., Herm D.* 1975. Quartz-sandy, grazing contoured stromatolites from coastal embayments of Mauritania, W. Africa. Sedimentology **22,** 534–561.
730. *Schwartz R. K.* 1975. Nature and genesis of some washover deposits. Tech. Mem. U. S. Army Corps. Engrs Coastal Engng Res. Centre 61, 98 pp.
731. *Schweller W. J., Kulm L. D.* 1978. Depositional patterns and channelised sedimentation in active E. Pacific trenches. In: *Stanley & Kelling* (1978), 311–324.
732. *Sclater J. G., Anderson R. N., Bell M. L.* 1971. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. J. Geophys. Res. **76,** 7888–7915.
733. *Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott C.* 1977. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. J. Geol. **85,** 509–552.
734. *Scoffin T. P.* 1970. The trapping and binding of subtidal carbonate sediments by marine vegetation in Bimini Lagoon, Bahamas. J. Sed. Petrol. **40,** 249–273.
735. *Scott A. C.* 1979. The ecology of Coal Measures floras from N. Britain. Proc. Geol. Ass. **90,** 97–116.
736. Sedimentation Seminar 1981. Comparison of methods of size analysis for sands of the Amazon-Solimes rivers, Brazil and Peru. Sedimentology **28,** 123–128.
737. *Seed H. B., Lee K. L.* 1966. Liquefaction of saturated sands during cyclic loading. J. Soil Mech. Found. Div., A. S. C. E., 92, 105–134.
738. *Segonzac Dunoyer, de.* 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. Sedimentology **15,** 281–346.
739. *Seilacher A.* 1967. Bathymetry of trace fossils. Mar. Geol. **5,** 413–428.
740. *Selley R. C.* 1976. Introduction to sedimentology. London: Academic Press.
741. *Sellwood B. W.* 1968. The genesis of some sideritic beds in the Yorkshire Lias (England). J. Sed. Petrol. **38,** 854–858.
742. *Sellwood B. W.* 1972. Tidal flat sedimentation in the Lower Jurassic of Bornholm, Denmark. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. **11,** 93–106.
743. *Sellwood B. W., McKerrow W. S.* 1973. Depositional environments in the lower part of the Great Oölite Group of Oxfordshire and North Gloucestershire. Proc. Geol. Ass. **85,** 189–210.
744. *Shapiro A. H.* 1961. Shape and flow: the fluid dynamics of drag. New York: Doubleday (London: Heinemann).
745. *Sharma G. D., Naidu A. S., Hood D. W.* 1972. Bristol Bay: a model contemporary graded shelf. Bull. AAPG **56,** 2000–2012.
746. *Sharp R. P.* 1963. Wind ripples. J. Geol. **71,** 617–636.
747. *Shaw A. B.* 1964. Time in stratigraphy. New York: McGraw-Hill.
748. *Shaw J., Archer J.* 1979. Deglaciation and glaciolacustrine sedimentation conditions. Okanagan Valley, British Columbia, Canada. In: Moraines and varves, *C. Schluchter* (ed.), 347–356. Rotterdam: Balkema.
749. *Shearman D. J.* 1966. Origin of marine evaporites by diagenesis. Trans Inst. Min. Metall. **75B,** 208–215.
750. *Shearman D. J.* 1970. Recent halite rock, Baja California, Mexico. Trans Inst. Min. Metall. **79B,** 155–162.
751. *Shearman D. J., Fuller J. G. C. M.* 1969. Anhydrite diagenesis, calcitisation and organic laminites, Winnipegosis Formation, M. Devonian, Saskatchewan. Bull. Can. Petrolm Geol. **17,** 496–525.
752. *Shearman D. J., Twyman J., Karimi M. Z.* 1970. The genesis and diagenesis of oölites. Proc. Geol. Assoc. **81,** 561–575.
753. *Sheen S. J.* 1964. Turbulence over a sand ripple. M. Engng thesis, Univ. Auckland.
754. *Shepard F. P.* 1979. Currents in submarine canyons and other types of sea valleys. SEPM Spec. Publ., no. 27, 85–94.
755. *Shepard F. P., Inman D. L.* 1950. Nearshore circulation. Proc. 1st Conf. Coast. Engng, 50–59. Berkeley, Ca: Council on Wave Research.
756. *Shideler G. L.* 1978. A sediment-dispersal model for the South Texas continental shelf, NW Gulf of Mexico. Mar. Geol. **26,** 284–313.
757. *Shinn E. A.* 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. Sedimentology **12,** 109–114.
758. *Shinn E. A., Lloyd R. M., Ginsburg R. N.* 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. J. Sed. Petrol. **39,** 1202–1228.
759. *Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C. F.* 1965. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, *G. V. Middleton* (ed.), 34–52. SEPM Spec. Pubn, no. 12.
760. *Simpson J. E.* 1972. Effects of the lower boundary on the head of a gravity current. J. Fluid Mech. **53,** 759–768.
761. *Sly P. G.* 1978. Sedimentary processes in lakes. In: *Lerman* (1978), 166–200.
762. *Smale D.* 1978. Silicretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia. In: *Langford-Smith* (1978), 261–280.
763. *Smalley I. J.* 1966. Formation of quartz sand. Nature **211,** 476–479.
764. *Smalley I. J.* 1971. Nature of quickclays. Nature **231,** 310.
765. *Smalley I. J., Moon C. F.* 1973. High voltage electron microscopy of fine quartz particles. Sedimentology **20,** 317–322.
766. *Smith A. G., Briden J. C.* 1977. Mesozoic and Cenozoic palaeocontinental maps. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
767. *Smith D. B.* 1973. The origin of the Permian Middle and Upper Potash deposits of Yorkshire, England: an alternative hypothesis. Proc. Yorks. Geol. Soc. **39,** 327–346.
768. *Smith D. B.* 1974. Sedimentation of Upper Artesia (Guadalupian) cyclic shelf deposits of northern Guadalope Mountains, New Mexico. Bull. AAPG **58,** 1699–1730.
769. *Smith D. B., Crosby A.* 1979. The regional and stratigraphical context of Zechstein 3 and 4 potash deposits in the British sector of the southern North Sea and the adjoining land areas. Econ. Geol. **74,** 397–408.
770. *Smith N. D.* 1971. Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. Bull. Geol. Soc. Am. **82,** 3407–3420.
771. *Smith N. D.* 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. J. Geol. **82,** 205–224.
772. *Sneed E. D., Folk R. L.* 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis. J. Geol. **66,** 114–150.
773. *Sommer F.* 1978. Diagenesis of Jurassic sandstones in the Viking graben. J. Geol. Soc. Lond. **135,** 63–68.
774. *Southard J. B.* 1971. Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams. J. Sed. Petrol. **41,** 903–915.
775. *Southard J. B., Boguchwal L. A., Romea R. D.* 1980. Test of scale modelling of sediment transport in steady unidirectional flow. Earth Surf. Proc. **5,** 17–24.
776. *Sorby H. C.* 1856. On the origin of the Cleveland Hill ironstone. Proc. Yorks. Geol. Soc. **3,** 457–461.
777. *Sorby H. C.* 1879. The structure and origin of limestones. Proc. Geol. Soc. Lond. **35,** 56–94.
778. *Spearing D. R.* 1976. Upper Cretaceous Shannon Sandstones: an offshore, shallow-marine sand body. Wyoming Geol. Ass. Guidebook 28th Field Conf., 64–72.
779. *Spears D. A.* 1976. The fissility of some Carboniferous shales. Sedimentology **23,** 721–726.
780. *Spears D. A., Kanaris-Sotirious R.* 1979. A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. Sedimentology **26,** 407–425.
781. *Spencer A. M.* 1971. Late Precambrian glaciation in Scotland. Mem. Geol. Soc. Lond., no. 6.
782. *Stanley D. J., Swift J. J. P.* (eds). 1976. Marine sediment transport and environmental management. New York: Wiley.
783. *Stanley D. J., Kelling G.* (eds). 1978. Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg, Pa: Dowden. Hutchinson & Ross.
784. *Staub J. R., Cohen A. D.* 1979. The Snuggedy Swamp of S. Carolina: a back-barrier estuarine coal-forming environment. J. Sed. Petrol. **49,** 133–144.
785. *Steel R. J.* 1974. New Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean province, Scotland. J. Sed. Petrol. **44,** 336–357.
786. *Steel R. J.* 1976. Devonian basins of western Norway – sedimentary response to tectonism and varying tectonic contrast. Tectonophysics **36,** 207–224.
787. *Steel R. J., Wilson A. C.* 1975. Sedimentation and tectonism (?Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis. J. Geol. Soc. Lond. **131,** 183–202.
788. *Steel R. J., Aasheim S. M.* 1978. Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In: *Miall* (1978), 385–412.
789. *Steinen R. P.* 1978. On the diagenesis of lime mud: scanning electron microscopic observations of subsurface material from Barbados, WI. J. Sed. Petrol. **48,** 1139–1148.
790. *Stewart F. H.* 1949. The petrology of the evaporites of the Eskdale No. 2 boring. East Yorkshire. Part 1: The lower evaporite bed. Min. Mag. **28,** 621–625.
791. *Stockman K. W., Ginsburg R. N., Shinn E. A.* 1967. The production of lime mud by algae in South Florida. J. Sed. Petrol. **37,** 633–648.
792. *Stoddart D. R.* 1971. World erosion and sedimentation. In: Introduction to fluvial processes, *R. J. Chorley* (ed.), 8–29. London: Methuen.
793. *Stokes W. L.* 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes – a feature of wind deposited sandstone formations. J. Sed. Petrol. **38,** 510–515.
794. *Stommel H.* 1948. The westward intensification of wind-driven ocean currents. Trans. Am. Geophys. Union **29,** 202–206.
795. *Stommel H.* 1957. The abyssal circulation. Deep-sea Res. **4,** 149–184.
796. *Stow D. A. V., Lovell J. P. B.* 1979. Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. Earth Sci. Rev. **14,** 251–291.
797. *Straaten L. M. J. U., van, Keunen P. H.* 1957. Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea. Geol. Mijn. **19,** 320–354.
798. *Strakhov N. M.* 1967. Principles of lithogenesis, 1. Edinburgh: Oliver and Boyd.
799. *Stride A. H.* 1963. Current swept floors near the southern half of Great Britain. Q. J. Geol. Soc. Lond. **119,** 175–199.

800. *Sturm M., Matter A.* 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: *Matter & Tucker* (1978), 145–166.
801. *Suess E., Futterer D.* 1972. Aragonitic oöids: experimental precipitation from seawater in the presence of humic acid. Sedimentology **19**, 129–139.
802. *Surdam R.C., Boles J.R.* 1979. Diagenesis of volcanic sandstones. In: *Scholle & Schluger* (1979), 227–242.
803. *Surdam R.C., Stanley K.O.* 1980. Effects of charges in drainage-basin boundaries on sedimentation in Eocene Lakes Gosiute and Uinta of Wyoming, Utah and Colorado. Geology **8**, 135–139.
804. *Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H.* 1942. The oceans: their physics, chemistry and general biology. New York: Prentice-Hall.
805. *Swift D.J.P.* 1972. Implications of sediment dispersal from bottom current measurements; some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf: a discussion of two papers. In: Shelf sediment transport: process and pattern, *D.J.P. Swift, Duane D.B., Pilkey O.H.* (eds), 363–371. Stroundsburg, Pa: Dowden, Hutchinson & Ross.
806. *Swift D.J.P.* 1974. Continental shelf sedimentation. In: The geology of continental margins, *C.A. Burk, Drake C.L.* (eds), 117–135. Berlin: Springer.
807. *Swift D.J.P.* 1976. Continental shelf sedimentation. In: *Stanley & Swift* (1976), 311–350.
808. *Swift D.J.P., Stanley D.J., Curray J.R.* 1971. Relict sediment on continental shelves: a reconsideration. J. Geol. **79**, 327–346.
809. *Swift D.J.P., Duane D.B., Pilkey O.H.* (eds). 1972. Shelf sediment transport: process and pattern. Stroudsburg, Pa: Dowden, Hutchinson & Ross.
810. *Swift D.J.P., Duane D.B., McKinney T.F.* 1973. Ridge and swale topography of the Middle Atlantic Bight, North America: secular response to the Holocene hydraulic regime. Mar. Geol. **15**, 227–247.
811. *Takahashi T.* 1975. Carbonate chemistry of seawater and the calcite compensation depth in the oceans. Cushman Found. Foram. Res. Spec. Pubn, no. 13, 11–26.
812. *Talbot M.R.* 1973. Major sedimentary cycles in the Corallian Beds. Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol. **14**, 293–317.
813. *Talbot M.R.* 1980. Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20 000 years. In: The Sahara and the Nile, *M.A.J. Williams & H. Faure* (eds), 37–62. Rotterdam: Balkema.
814. *Talbot M.R., Williams M.A.J.* 1978. Erosion of fixed dunes in the Sahel, central Niger. Earth Surf. Proc. **3**, 107–113.
815. *Talbot M.R., Williams M.A.S.* 1979. Cyclic alluvial fan sedimentation on the flanks of fixed dunes, Janjari, Central Niger. Catena **6**, 43–62.
816. *Taylor G., Smith I.E.* 1975. The genesis of sub-basaltic silcretes from the Monaro, New South Wales. J. Geol. Soc. Austral. **22**, 377–385.
817. *Teichmüller M., Teichmüller R.* 1968. Canozoic and Mesozoic coal deposits of Germany. In: Coal and coal bearing strata, *D. Murchison & T.S. Westoll* (eds), 347–377. Edinburgh: Oliver & Boyd.
818. *Thesiger W.* 1964. Arabian sands. London: Longman (Penguin edn, 1974).
819. *Thiede J., van Andel T.H.* 1977. The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean. Earth Plan. Sci. Lett. **33**, 301–309.
820. *Thierstein H.R., Berger W.H.* 1978. Injection events in ocean history. Nature **276**, 461–466.
821. *Thomas B.* 1938. Arabia Felix: across the empty quarter of Arabia. London: Readers Union.
822. *Thorstenson D.C., Mackenzie F.T., Ristvet B.L.* 1972. Experimental vadose and phreatic cementation of skeletal carbonate sand. J. Sed. Petrol. **42**, 162–167.
823. *Thunell R.C., Williams D.F., Kennett J.P.* 1977. Late Quaternary palaeoclimatology, stratigraphy and sapropel history in eastern Mediterranean deep-sea sediments. Mar. Micropal. **2**, 371–388.
824. *Till R.* 1974. Statistical methods for the Earth scientist. London: Macmillan.
825. *Till R.* 1978. Arid shorelines and evaporites. In: *Reading* (1978), 178–206.
826. *Tissot B.P., Welte D.H.* 1978. Petroleum formation and occurrence. Berlin: Springer.
827. *Townsend A.A.* 1976. The structure of turbulent shear flow. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
828. *Townson W.G.* 1975. Lithostratigraphy and deposition of the type Portlandian. J. Geol. Soc. Lond. **131**, 619–638.
829. *Tricker R.A.R.* 1964. Bores, breakers, waves and wakes. London: Mills & Boon (New York: Elsevier).
830. *Tritton D.J.* 1977. Physical fluid dynamics. London: Van Nostrand Reinhold.
831. *Tucker M.E.* 1973. Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodan kalk) and associated sediments of the Rheno-Hercynian Geosyncline, West Germany. Neues Jb. Geol. Palaont. Abh. **142**, 320–350.
832. *Tucker M.E.* 1974. Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (S. France) and Cepphalopodan kalk (Germany). In: *Hsü & Jenkyns* (1974), 71–92.
833. *Tucholke B.E.* 1975. Sediment distribution and deposition by the western boundary undercurrent: the Great Antilles Outer Ridge. J. Geol. **83**, 177–207.
834. *Turner P.* 1980. Continental red beds. Amsterdam: Elsevier.
835. *Valloni R., Maynard J.B.* 1981. Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. Sedimentology, **28**, 75–84.
836. *Valyashko M.G.* 1972. Playa lakes – a necessary stage in the development of a salt-bearing basin. In: Geology of saline deposits, *G. Richter-Bernberg* (ed.), 41–51. Paris: Unesco.

837. *Veen F.R., van.* 1977. Prediction of permeability trends for water injection in a channel-type reservoir, Lake Maracaibo, Venezuela. Society of Petroleum Engineers, American Institute Mining Metallurgy & Petroleum Engineering 6703, 1–4.
838. *Visher G.S.* 1969. Grain size distributions and depositional processes. J. Sed. Petrol. **39**, 1074–1106.
839. *Wahlstrom E.E.* 1948. Pre-Fountain and Recent weathering on Flagstaff Mountain near Boulder, Colorado. Bull. Geol. Soc. Am. **59**, 1173–1190.
840. *Walker R.G.* 1966. Shale Grit and Grindslow Shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. J. Sed. Petrol. **36**, 90–114.
841. *Walker R.G.* 1978. Facies and facies models: general introduction. In: *Walker* (1978), 1–8.
842. *Walker R.G.* (ed.). 1978. Facies models Toronto: Geol. Ass. Canada.
843. *Walker R.G., Mutti E.* 1973. Turbidite facies and facies associations. In: Turbidites and deep water sedimentation, 119–157. SEPM Short Course, Anaheim.
844. *Walker T.R.* 1976. Diagenetic origin of continental red beds. In: The continental Permian of central, west and south Europe, *H. Falke* (ed.), 240–282. Dordrecht: Reidel.
845. *Walker T.R., Harms J.C.* 1972. Eolian origin of flagstone beds, Lyons Sandstone (Permian) type area, Boulder County, Colorado. Mountain Geol. **9**, 279–288.
846. *Walker T.R., Waugh B., Crone A.J.* 1978. Diagenesis in first-cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. Bull. Geol. Soc. Am. **89**, 19–32.
847. *Walter M.R.* (ed.). 1976. Stromatolites. Amsterdam: Elsevier.
848. *Wanless H.R., Cannon J.R.* 1966. Late Paleozoic glaciation. Earth Sci. Rev. **1**, 247–286.
849. *Wanless H.R., Baroffio J.R., Gamble J.C., Horne J.C., Orlopp D.R., Rocha-Campos A., Souter J.E., Trescott P.C., Vail R.S., Wright C.R.* 1970. Late Palaeozoic deltas in the central and eastern United States. In: *Morgan* (1970), 215–245.
850. *Wasson R.J.* 1977. Late-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent Valley, Tasmania. Sedimentology **24**, 781–799.
851. *Watkins D.J., Kraft L.M.* 1978. Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas: geotechnical aspects. In: *Bouma, Moore & Coleman* (1978), 267–286.
852. *Watkins J.S., Montodert L., Dickerson P.W.* (eds). 1979. Geological and geophysical investigations of continental margins. Mem. AAPG, no. 29.
853. *Watson G.S.* 1966. The statistics of orientation data. J. Geol. **74**, 786–797.
854. *Watts N.L.* 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa), mineralogy, genesis and diagenesis, Sedimentology **27**, 661–686.
855. *Waugh B.* 1970. Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone (L. Permian) of NW England as revealed by scanning electron microscopy. Sedimentology **14**, 309–320.
856. *Waugh B.* 1970. Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith Sandstone (Lower Permian) of NW England. J. Sed. Petrol. **40**, 1226–1240.
857. *Weber K.J., Daukoru E.* 1975. Petroleum geology of the Niger delta. Proc. 9th World Petroleum. Cong. Tokyo **2**, 209–221. London: Applied Science.
858. *Wellendorf W., Krinsley D.* 1980. The relation between the crystallography of quartz and upturned aeolian cleavage plates. Sedimentology **27**, 447–454.
859. *West I.M.* 1964. Evaporite diagenesis in the lower Purbeck beds of Dorset. Proc. Yorks. Geol. Soc. **34**, 315–330.
860. *West I.M.* 1975. Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck Formation (U. Jurassic) of Dorset. Proc. Geol. Ass. **86**, 205–225.
861. *White D.A.* 1980. Assessing oil and gas plays in facies-cycle wedges. Bull. AAPG **64**, 1158–1178.
862. *White D.E.* 1965. Fluids in subsurface environments. AAPG Mem. no. 4.
863. *Wiley M.* (ed.). 1976. Estuarine processes, vols 1 & 2. Chichester: Wiley.
864. *Wilkinson B.H., Landing E.* 1978. "Eggshell diagenesis" and primary radial fabric in calcite oöids. J. Sed. Petrol. **48**, 1129–1138.
865. *Williams G.P.* 1970. Flume width and water depth effects in sediment transport experiments. USGS Prof. Pap., no. 562-H.
866. *Williams P.B., Kemp P.H.* 1971. Initiation of ripples on flat sediment beds. J. Hydraul. Div. A.S.C.E. **97**, 505–522.
867. *Williams P.F., Rust B.R.* 1969. The sedimentology of a braided river. J. Sed. Petrol. **39**, 649–679.
868. *Wilson H.H.* 1977. "Frozen-in" hydrocarbon accumulations or diagenetic traps – exploration targets. Bull. AAPG **61**, 483–491.
869. *Wilson I.G.* 1971. Desert sand flow basins and a model for the development of ergs. Geog. J. **137**, 180–199.
870. *Wilson I.G.* 1972. Aeolian bedforms – their development and origins. Sedimentology **19**, 173–210.
871. *Wilson I.G.* 1972. Universal discontinuities in bedforms produced by the wind. J. Sed. Petrol. **42**, 667–669.
872. *Wilson I.G.* 1973. Ergs. Sed. Geol. **10**, 77–106.
873. *Wilson J.B.* 1967. Palaeoecological studies on shell beds and associated sediments in the Solway Firth. Scott. J. Geol. **3**, 329–371.
874. *Wilson J.L.* 1975. Carbonate facies in geologic history. Berlin: Springer.
875. *Wilson L.* 1973. Variations in mean annual sediment yield as a function of mean annual precipitation. Am. J. Sci. **273**, 335–349.
876. *Wilson M.D., Pittman E.D.* 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and palaeoenvironmental analysis. J. Sed. Petrol. **47**, 3–31.
877. *Wolman M.G., Miller J.P.* 1960. Magnitude

and frequency of forces in geomorphic processes. J. Geol. **68**, 54–74.
878. *Wood G. V., Wolfe M. J.* 1969. Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation off the Trucial Coast of Arabia. Sedimentology **12**, 165–191.
879. *Woods P. J., Brown R. G.* 1975. Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemash Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: *Ginsburg* (1975), 223–233.
880. *Woods P. J. E.* 1979. The geology of the Boulby mine. Econ. Geol. **74**, 409–418.
881. *Wright A. E., Moseley F.* 1975. Ice ages: ancient and modern. Geol. J. Spec. Issue, no. 6.
882. *Wright L. D.* 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. Bull. Geol. Soc. Am. **88**, 857–868.
883. *Wright L. D., Coleman J. M.* 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. Bull. AAPG **57**, 370–398.
884. *Yalin M. S.* 1977. Mechanics of sediment transport, 2nd edn. Oxford: Pergamon.
885. *Young F. G., Reinson G. E.* 1975. Sedimentology of Blood Reserve and adjacent formations (Upper Cretaceous), St. Mary River, S. Alberta. In: Guidebook to selected sedimentary environments in SW Alberta, Canada, *M. S. Shawa* (ed.), 10–20. Can. Soc. Petrolm Geol.
886. *Yuretich R. F.* 1979. Modern sediments and sedimentary processes in Lake Rudolf (Lake Turkana) eastern Rift Valley, Kenya. Sedimentology **26**, 313–332.
887. *Zenger D. H.* 1972. Significance of supratidal dolomitisation in the geologic record. Bull. Geol. Soc. Am. **83**, 1–12.
888. *Zenger D. H., Dunham J. B.* 1980. Concepts and models of dolomitization – an introduction. In: *Zenger et al.* (1980), 1–9.
889. *Zenger D. H., Dunham J. B., Ethington R. L.* (eds). 1980. Concepts and models of dolomitization. SEPM Spec. Pubn, no. 28. Tulsa.
890. *Ziegler P. A.* 1975. North Sea Basin history in the tectonic framework of NW Europe. In: Petroleum and the continental shelf of NW Europe, *A. W. Woodland* (ed.), 131–149. London: Applied Science.

Именной указатель

Абботт (Abbott) 97
Александерссон (Alexandersson) 45
Аллан (Allan) 353
Аллен (Allen G. P.) 237, 238
Аллен (Allen J. R. L.) 55, 87, 100, 104, 106, 107, 114, 115, 117–119, 123, 133–139, 148, 157, 165, 183, 185, 186, 194, 207, 217, 230, 232, 235, 253
Аллен (Allen P.) 24, 25
Андертон (Anderton) 256, 258
Аркс (Arx) 297
Артуртон (Arthurton) 200, 282
Ассереto (Assereto) 355

Бадиоцамани (Badiozamani) 371
Банерджи (Banerjee) 207, 208
Банкс (Banks) 118, 253
Баркер (Barker) 327
Барндорфф-Нильсен (Barndorff-Nielsen) 65
Басу (Basu) 23
Батерст (Bathurst) 34, 37, 39, 41, 47, 283, 321, 353, 354, 360, 363, 366, 367, 375
Батлер (Butler) 263
Бейкер (Baker) 195
Бейтс (Bates) 236
Беланс (Balance) 167
Белдерсон (Belderson 250, 251
Берг (Berg) 257
Бергер (Berger) 47, 287, 311, 312, 314
Бернер (Berner) 28, 31, 34, 35, 47, 48, 53, 333, 383–387
Бернулли (Bernoulli) 315, 316
Берст (Burst) 330, 336, 393
Бигарелла (Bigarella) 176
Бирд (Beard) 64, 65
Бити (Beaty) 178
Блак (Bluck) 178, 181, 187, 188, 191, 315
Блэтт (Blatt) 50
Болдуин (Baldwin) 326, 327
Болл (Ball) 271, 272
Болс (Boles) 346–348, 366
Борх (Borch) 368
Борхерт (Borchert) 49, 50
Босенс (Bosence) 239
Ботт (Bott) 167
Боулер (Bowler) 97, 174
Боума (Bouma) 134, 292, 309
Боуэн (Bowen) 216, 218
Брайан (Bryan) 300
Брамлетт (Bramlette) 287
Бредшоу (Bradshaw) 385
Брейтуэйт (Braithwaite) 53, 92
Брёккер (Broecker) 29, 33, 46, 47, 297
Бридж (Bridge) 119, 157, 183, 188–190, 195, 327, 396
Бриджес (Bridges) 149, 242, 247, 257
Брукфилд (Brookfield) 172, 173, 176
Бруссард (Broussard) 236
Булл (Bull) 178, 181
Бултон (Boulton) 204–207, 210
Буржуа (Bourgeois) 243, 245
Бутройд (Boothroyd) 208, 209
Буш (Bush) 376, 377
Бэгнольд (Bagnold) 56–58, 63, 65, 73, 79, 91, 95, 96, 98–102, 104, 109–111, 125, 127–129, 131, 132, 134, 176, 215, 218, 241

Валлони (Valloni) 27
Вальмори (Valmori) 304
Вальтер (Walter) 144
Валяшко 49
Ван Андел (van Andel) 253, 288, 295, 311, 313, 317
Ван Вен (van Veen) 396
Ван Олфен (van Olphen) 145
Вельте (Welte) 389, 391, 393, 398
Вишер (Visher) 57, 65
Вольман (Wolman) 162, 163
Вуд (Wood) 262
Вудс (Woods) 379

Гадоу (Gadow) 253
Галвин (Galvin) 216
Галлвей (Galloway) 225
Гамильтон (Hamilton) 209
Гаррелс (Garrels) 30, 324, 325, 333
Гарретт (Garrett) 141
Гебелейн (Gebelein) 141, 372
Гейнс (Gaines) 370
Гексли (Huxley) 9
Ги (Guy) 114
Гиббс (Gibbs) 92
Гилберт (Gilbert) 243
Гилл (Gill) 147
Гинзбург (Ginsburg) 248, 272, 273, 276, 277, 280, 283, 314
Гленни (Glennie) 171, 173, 176
Говард (Howard) 238
Голдич (Goldich) 16, 17
Голдринг (Goldring) 143, 239, 257
Голдхабер (Goldhaber) 334
Голе (Gole) 188, 189
Горовитц (Horowitz) 36, 47
Грасс (Grass) 81, 83–85, 95
Грегори (Gregory) 194

Грей (Gray) 63–65
Грейс (Grace) 58
Грим (Grim) 28
Грин (Green) 297
Гриффин (Griffin) 27
Гриффит (Griffith) 268
Гудье (Goudie) 357
Гулбрандсен (Gulbrandsen) 52
Гунатилака (Gunatilaka) 139
Гэсьорек (Gasiorek) 88, 89

Давидсон-Арнотт (Davidson-Arnott) 244
Даксбери (Duxbury) 295
Далримпл (Dalrymple) 141
Данем (Dunham) 355, 373, 375
Де-Бор (De Boer) 331
Девис (Davies D.K.) 247
Девис (Davies G.R.) 270
Девис (Davies P.J.) 44
Девис (Davies T.A.) 310
Дегенс (Degens) 312, 314, 388, 391, 398
Дезер (Deuser) 288
Демейсон (Demaison) 288, 393, 397
Денни (Denny) 178
Дерни (Durney) 331
Деро (Deroo) 388, 390, 391
Джайл (Gile) 357
Джеймс (James) 260, 261, 273, 276, 277, 280, 283, 361
Джексон (Jackson) 123, 134, 135, 169, 183, 188–191
Дженкинс (Jenkyns) 315, 317
Джон (John) 88
Джонс (Jones) 118
Джонсон (Johnson A.M.) 105, 110
Джонсон (Johnson H.D.) 256, 259
Джоплинг (Jopling) 210
Диккинсон (Dickinson) 305–309, 351
Диксон (Dickson) 324
Дилмен (Dilman) 44, 369, 371
Дитер-Хаас (Deeter-Haas) 312
Донован (Donovan) 151, 200
Дотт (Dott) 349, 351
Древис (Dravis) 361
Дрейк (Drake) 252
Дрейманис (Dreimanis) 206, 208, 210

Зейлахер (Seilacher) 144
Зоммер (Sommer) 347
Зюсс (Suess) 44

Иллинг (Illing) 271, 370, 395, 396
Ингл (Ingle) 307
Инман (Inman) 126, 218, 241
Ирвин (Irwin) 334, 335

Йоханссон (Johansson) 64

Калверт (Calvert) 51, 53, 379, 381, 387
Калландер (Callander) 182, 194
Калм (Kulm) 253, 254
Камминс (Cummins) 350
Канепс (Kaneps) 291
Канон (Canon) 176
Кант (Cant) 187
Карвер (Carver) 28, 55, 65
Карлстон (Carlston) 182
Карсон (Carson) 81
Картер (Carter) 88, 89
Кастнер (Kastner) 381
Кастон (Caston) 254
Келлер (Keller) 17, 294, 298, 299
Келлинг (Kelling) 309
Келтс (Kelts) 197, 199
Кемпбелл (Campbell) 192, 239, 248
Кендалл (Kendall) 262, 281, 282, 363, 364
Кеннеди (Kennedy) 119, 363
Кеннетт (Kennett) 288, 296, 311
Кеньон (Kenyon) 251, 252, 254
Керр (Kerr) 28
Керри (Curray) 163, 165, 250, 253, 383, 385
Керси (Kersey) 108
Кертис (Curtis) 18, 233, 324, 326, 333, 335–340
Кёйлеган (Keulegan) 106
Кимберли (Kimberley) 385
Кинсман (Kinsman) 139, 144, 167, 260, 314, 370, 375, 377
Клайн (Kline) 81, 83, 85, 88
Клауд (Cloud) 32
Клейн (Klein) 247
Клемми (Clemmey) 141, 151, 200
Клифтон (Clifton) 244, 247, 248
Кнаут (Knauth) 382
Коблук (Kobluk) 41
Колб (Kolb) 232
Колбек (Colbeck) 210
Коллинс (Collins) 217
Коллинсон (Collinson) 118, 134, 232, 235
Колман (Coleman) 159, 184, 185, 187, 199, 225, 229–232, 236
Колодни (Kolodny) 382
Комар (Komar) 127, 218, 219, 221–223, 242, 245, 248, 251
Костелло (Costello) 114, 121, 124, 125
Коэн (Cohen) 389
Краймс (Crimes) 144, 171
Крайст (Christ) 333
Крамбейн (Krumbein) 56
Кранк (Kranck) 236
Кранс (Crans) 149
Краускопф (Krauskopf) 15, 28, 30, 47, 53, 332
Крафт (Kraft) 245, 246, 294
Кревелло (Crevello) 278
Кук (Cooke) 131, 176
Кумар (Kumar) 245
Кэрролл (Carroll) 17
Кюнен (Kuenen) 61, 149

Ламбе (Lambe) 152
Лангбейн (Langbein) 21, 126
Лангфорд-Смит (Langford-Smith) 382
Ланд (Land) 346, 353, 354, 357, 371, 372, 375
Лапорт (Laporte) 267, 270
Леви (Levey) 188
Левингстон (Levingstone) 30
Лейнен (Leinen) 310
Лелявски (Leliavsky) 195

Леополд (Leopold) 194
Леппард (Leppard) 149
Лерман (Lerman) 202
Лидер (Leeder) 60, 96–98, 100, 114, 121, 135, 141, 157, 159, 186, 195, 262, 280
Линдсей (Lindsay) 209
Линдхолм (Lindholm) 47
Липпманн (Lippmann) 34
Лис (Lees) 44
Лисицын 51
Литерман (Leatherman) 248
Ловелл (Lovell) 295, 309
Логан (Logan) 139, 141, 144, 260, 269, 270
Ломан (Lohmann) 364
Лонге-Хиггинс (Longuet-Higgins) 215, 216, 218
Лонгман (Longman) 375
Лоро (Loreau) 44
Лоу (Lowe) 104, 110, 147
Лоуэнстам (Lowenstam) 37

Магара (Magara) 330
Маевски (Majewske) 36, 47
Майолл (Miall) 160, 165, 194
Мак-Гоуэн (McGowen) 395
Мак-Доналд (MacDonald) 348–350
Мак-Илрит (McIlreath) 279, 280
Мак-Интайр (MacIntyre) 361
Мак-Кейв (McCave) 175, 222, 232, 235, 250–255, 293, 299
Маккензи (Mackenzie) 35
Мак-Кензи (MacKenzie) 376
Мак-Керроу (McKerrow) 307
Мак-Ки (McKee) 132–134, 171, 175, 176
Мак-Колл (McCall) 204
Мак-Леллан (McLellan) 214, 297
Мак-Нейл (MacNeil) 276
Мак-Ферсон (McPherson) 389
Мак-Юэн (McEwen) 331
Маллинс (Mullins) 275, 277–279
Малфейт (Malfait) 316
Мальдонадо (Maldonado) 279
Мардиа (Mardia) 168
Маркл (Markle) 300
Маси (Masey) 88
Маттер (Matter) 202
Маубрей (Mowbray) 162, 239, 243
Маунтиджой (Mountijoy) 278, 280
Маццулло (Mazzullo) 363
Мейер (Meier) 203
Мейнард (Maynard) 27
Мейсснер (Meissner) 261
Менге (Mainguet) 171, 172, 176
Меррей (Murray) 47
Миддлтон (Middleton) 57, 65, 74, 94, 99, 102, 104, 108–110, 113, 121, 123, 131, 171
Миллер (Miller) 94, 125, 162, 163
Миллиман (Milliman) 360, 361
Митчелл (Mitchell) 167, 309
Монти (Monty) 139, 144
Морган (Morgan) 236
Мосс (Moss) 61
Муди (Moody) 394
Мун (Moon) 340
Мунк (Munk) 213, 290
Мур (Moore) 303–305
Мутти (Mutti) 303, 309
Мэттьюз (Matthews) 161, 269
Мюир (Muir) 49, 368, 369
Мюллер (Muller) 362

Нагтегааль (Nagtegaal) 346
Нами (Nami) 60, 190, 192
Нансон (Nanson) 184, 189
Нёйгебауэр (Neugebauer) 367
Нёйманн (Neumann) 39, 275, 279, 297
Нив (Neev) 32, 198, 199
Нидхем (Needham) 149
Нильсен (Nilsen) 110, 309
Нио (Nio) 257, 259
Нисбет (Nisbet) 315
Нормарк (Normark) 300, 309

Оакс (Oaks) 239
Олдершоу (Oldershaw) 366
Ольер (Ollier) 383
Омкенс (Oomkens) 230, 233
Отвос (Otvos) 243
Оффен (Offen) 88

Пайпер (Piper) 295, 305, 307
Пакем (Packham) 346
Пантин (Pantin) 109–111
Парк (Park) 139, 141, 144, 261
Парсер (Parser) 272, 355, 366
Пассега (Passega) 60
Патерсон (Paterson) 182, 203, 210
Паттерсон (Patterson) 377
Пауэрс (Powers) 328, 330
Перри (Perry) 330, 336
Перье (Perrier) 161, 327
Петтиджон (Pettijohn) 26, 28, 54, 55, 134, 139, 167, 349, 351
Пиккард (Pickard) 297
Пилки (Pilkey) 273
Пингиторе (Pingitore) 354, 359
Пирс (Pierce) 293
Пирсон (Pierson) 297
Питтман (Pittman) 24
Пламмер (Plummer) 35
Понд (Pond) 297
Поттер (Potter) 47, 134, 139, 167
Прандтль (Prandtl) 71, 77
Пратт (Pratt) 123
Прентис (Prentice) 238
Притчард (Pritchard) 236, 237, 371
Пурди (Purdy) 269, 271, 276

Рааф (Raaf) 126, 258
Райт (Wright) 210, 226–229, 236
Рампино (Rampino) 243
Рандаццо (Randazzo) 371
Раннелс (Runnells) 371
Раудкиви (Raudkivi) 101, 118, 134, 136
Рауз (Rouse) 229
Реймонд (Raymond) 204
Рейнек (Reineck) 126, 127, 143, 149, 246, 248, 253
Рейнер (Rayner) 200
Рейнольдс (Reynolds) 74, 77

Рейнсон (Reinson) 245, 248
Ренар (Renard) 47
Риггс (Riggs) 52
Ридер (Rider) 233
Ридинг (Reading) 9, 167, 232, 235, 303, 309
Риск (Risk) 41
Рихтер (Richter) 364
Рихтер-Бернберг (Richter-Bernberg) 50
Рич (Riech) 52, 379, 387
Ричардсон (Richardson) 92
Риччи-Луччи (Ricci-Lucci) 304
Роа (Roa) 197
Робертс (Roberts) 299
Робертсон (Robertson) 315, 381
Робинсон (Robinson) 254
Розовский (Rozovskii) 183
Роу (Rowe) 104
Рупке (Rupke) 301, 302, 309
Руснак (Rusnak) 245
Руст (Rust) 208

Сандберг (Sandberg) 30, 35, 144, 365
Сандерсон (Sanderson) 175
Сапожников 368
Саутард (Southard) 113, 124, 134
Свердруп (Sverdrup) 30
Свифт (Swift) 223, 250, 251, 254, 255, 257, 259, 293
Сегонзак-Дунойер (Segonzac Dunoyer) 337
Селлвуд (Sellwood) 247, 272, 384
Сердам (Surdam) 346
Сид (Seed) 144
Сили (Seely) 307, 309, 340
Симонс (Simons) 123
Симпсон (Simpson) 107
Склатер (Sclater) 295
Скотт (Scott) 390
Скоффин (Scoffin) 361
Слай (Sly) 196
Смейл (Smale) 383
Смит (Smith A. G.) 295
Смит (Smith D. B.) 262, 270, 379
Смит (Smith N. D.) 184, 187
Смолли (Smalley) 145, 365
Снид (Sneed) 62
Сорби (Sorby) 44, 365, 384
Спенсер (Spencer) 209
Спиринг (Spearing) 257
Спирс (Spears) 339, 340
Стауб (Staub) 389, 391
Стейнен (Steinen) 359
Стил (Steel) 177, 181, 193
Стоддарт (Stoddart) 22
Стокман (Stockman) 39
Стокс (Stokes) 173
Стоммел (Stommel) 290, 292
Стоу (Stow) 293, 295, 299, 309
Страйд (Stride) 251, 252
Стратен (Straaten) 243
Страхов 22
Стурм (Sturm) 197
Стюарт (Stewart) 378
Стэнли (Stanley) 223, 259, 309

Такахаси (Takahashi) 33
Таккер (Tucker) 316
Талбот (Talbot) 171, 173, 174, 178, 318, 385
Таунсенд (Townsend) 88
Таунсон (Townson) 274
Тейлор (Taylor) 383
Тейхмюллер (Teichmüller M.) 390
Тейхмюллер (Teichmüller R.) 390
Тернер (Turner) 343
Тесиджер (Thesiger) 176
Тиде (Thiede) 312, 313
Тилл (Till) 11, 39, 41, 43, 65, 159, 160, 168, 264
Тирштейн (Thierstein) 296, 314
Тиссо (Tissot) 389, 391, 393, 398
Томас (Thomas) 176
Томпсон (Thompson) 30
Томсон (Thomson) 195
Торстенсон (Thorstenson) 353
Триккер (Tricker) 214, 220, 223, 225
Триттон (Tritton) 71, 78, 88
Тунелл (Thunell) 296, 313

Уайт (White) 328, 329, 337, 394
Уивер (Weaver) 178
Уилкинсон (Wilkinson) 365
Уилсон (Wilson H. H.) 396
Уилсон (Wilson I. G.) 127, 129, 131, 132, 134, 170, 172, 176, 232
Уилсон (Wilson J. B.) 239
Уилсон (Wilson J. L.) 21, 259–262, 274–277, 283
Уилсон (Wilson M. D.) 345, 346
Уильямс (Williams P. B.) 81, 134
Уильямс (Williams P. F.) 187
Уитмен (Whitman) 152
Уо (Waugh) 343, 344
Уокер (Walker) 167, 175, 300, 301, 303, 309, 341, 343
Уолстром (Wahlstrom) 16
Уолтон (Walton) 139
Уонлесс (Wanless) 209, 231, 234, 390
Уоррен (Warren) 176
Уоссон (Wasson) 179
Уоткинс (Watkins) 294, 309
Уотсон (Watson) 168
Уоттс (Watts) 357
Уэбер (Weber) 151, 394
Уэйл (Weyl) 65
Уэллендорф (Wellendorf) 61
Уэст (West) 262, 382

Фергусон (Ferguson) 44
Ферм (Ferm) 231, 234, 390
Филд (Field) 255
Фиск (Fisk) 191, 230, 245
Фишер (Fisher) 230, 231, 267, 395
Фолк (Folk) 28, 41, 59, 62, 65, 131, 321, 331, 366, 371–374, 382
Фон Рад (Von Rad) 52, 387
Фор (Faure) 333
Фрей (Frey) 144
Фрейбергер (Fryberger) 173, 174
Фрейджер (Frazier) 229
Френд (Friend) 194
Фридман (Friedman) 60, 354
Фрэнсис (Francis) 86, 88, 90, 96

Фуллер (Fuller) 53, 262
Фуннелл (Funnell) 317
Фурнье (Fournier) 22

Хаббард (Hubbard) 245
Хадсон (Hudson) 239, 296, 322–324, 333, 335, 363, 366–368, 375
Халси (Halsey) 243
Ханкок (Hancock) 347
Ханор (Hanor) 360
Хантер (Hunter) 129
Хантли (Huntly) 216, 217
Ханшоу (Hanshaw) 371
Харбо (Harbaugh) 160
Харвей (Harvey) 288, 290, 297
Харди (Hardie) 50, 139, 144, 198, 262, 263, 265, 267, 268
Харленд (Harland) 208
Хармс (Harms) 395
Харрис (Harris) 271, 272
Харрисон (Harrison) 355
Хасельдине (Haszeldine) 390
Хаттон (Hutton) 383
Хатчинсон (Hutchinson) 202
Хауэр (Hower) 330, 336, 337, 347
Хедберг (Hedberg) 328
Хей (Hay) 238, 346
Хейган (Hagan) 265, 270
Хейлс (Hails) 248
Хейс (Hayes J. B.) 241, 242, 330
Хейс (Hayes M. O.) 240, 241, 245
Хейс (Hays) 164, 203
Хеккел (Heckel) 274
Хелли (Halley) 272
Хизен (Heezen) 229, 292–295, 298, 302
Хиккин (Hickin) 184
Хинте (Hinte) 161
Хит (Heath) 52, 53
Хо (Ho) 338
Хобсон (Hobson) 394, 398
Хойт (Hoyt) 243
Холлидей (Holliday) 262, 377–379
Холлистер (Hollister) 292, 299
Хондзи (Honji) 125
Хопкинс (Hopkins) 280
Хорн (Horne) 289, 302, 305, 306
Хсю (Hsü) 31, 35, 314, 317, 369, 376
Хубулт (Houboult) 254, 256, 273
Хук (Hooke) 179–181
Хьюорд (Heward) 177, 178, 180, 181
Хэмптон (Hampton) 106, 109

Ценгер (Zenger) 369, 370, 375

Чанади (Czanady) 196
Чапман (Chapman) 320, 328, 398
Чаппелл (Chappell) 276
Чейв (Chave) 47
Чепил (Chepil) 93, 97
Чермак (Chermak) 279

Шапиро (Shapiro) 74, 88
Шарма (Sharma) 254
Шарп (Sharp) 131
Шварц (Schwartz) 245
Шварц (Schwarz) 139
Шверллер (Schweller) 305
Шепард (Shepard) 216, 218, 219, 295
Шиделер (Shideler) 251, 254
Шин (Sheen) 118
Шинн (Shinn) 263, 360
Ширман (Shearman) 200, 262, 281, 364, 365, 376
Шлагер (Schlager) 279, 280
Шлангер (Schlanger) 312
Шмидт (Schmidt) 328, 348–350
Шминке (Schminke) 121
Шолле (Scholle) 36, 47, 351, 367, 375
Шопф (Schopf) 297
Шоу (Shaw) 206, 247
Шрейбер (Schreiber) 281
Шрёдер (Schroeder) 361
Шубел (Schubel) 236, 239, 252
Шулгер (Schulger) 351
Шумм (Schumm) 21, 22, 61, 161, 178, 181, 185, 186, 194, 195, 239

Эвальд (Ewald) 88
Эванс (Evans) 246, 260, 261, 263
Эдуардс (Edwards) 151, 208
Эйгстер (Eugster) 201, 202
Эйджер (Ager) 162, 167
Эйнштейн (Einstein) 87
Эйттрейм (Eittreim) 293
Эллиот (Elliott) 225, 229, 232, 235, 236, 247, 248
Эльдерфилд (Elderfield) 385, 386
Эмбли (Embley) 294
Эмблтон (Embleton) 203, 204, 210
Эмери (Emery) 58, 249
Энос (Enos) 280
Эпстейн (Epstein) 322
Эриксон (Eriksson) 267
Эртель (Oertel) 338, 339, 243
Этридж (Ethridge) 195
Эшли (Ashley) 208

Юретич (Yuretich) 197, 199

Ялин (Yalin) 102, 134, 135
Янг (Young) 248

Предметный указатель

Абиссальная равнина 301, 305
Абу-Даби, оолитовый дельтовый комплекс 273
– себха 370, 377
Австралийский кратон 166
Аггрдационный неоморфизм 367
Агульяс, течение 290
Адвекция вод 236
Адгезия 69, 205
Аддена–Уэнтуэрта гранулометрическая шкала 55
Аддена–Уэнтуэрта классификация осадочных зерен 54
Айсберги 208
Аклé, тип дюн 131
Алевритово-глинистые породы, классификация 339
Алеутский желоб 305, 307
Аллохемы 45
Алстон, блок 235
Альпийская серия 315
Аммонитико-Россо, известняки 362
Амфидромная точка 221, 222
Анатексис 320
Анаэробное бактериальное брожение 323
Ангидрит 48, 49, 50, 314, 370
Ангольская котловина 313
Анкерит 31
Анно, песчаники 147
Антарктическая конвергенция 290
Антарктическое придонное течение 288, 293
Антидюны 119, 121
Антильский хребет 299
Антрацит 389
Апвеллинг 197, 291
Арагонит 30, 31, 45, 46, 354, 370
Аргентинская котловина 311
Арениты 349, 351
– аркозовые 349, 351
– кварцевые 349, 351
– лититовые 349, 351
– сублититовые 351
Асимметрия распределения зерен 59
Аскригг, блок 235
Ассоциации фаций 157
Атоллы 274, 276
Аутигенез 341
Аутосуспензирование 109, 111
Ачанаррас, известняки 200

Багамская платформа 275, 277, 361
Багамско-Флоридская карбонатная провинция 39
Баланс энергии в движущейся идеальной жидкости 71
Балеарская абиссальная равнина 303
Баллантрэ, офиолиты 315
Банки 259
Баровые системы 242
Барханы 131
Бары 121, 124, 240, 243
– островные 241
– приустьевые 226
Батерста теория растворения 331
Баундстоун 276, 375
Бафлстоун 276
Бермудское поднятие 306
Бермы 241
Бернулли подъемная сила 97
– уравнение 72, 88
Биллингем-Мейн, ангидрит
Бингемовские (идеальные) пластичные тела 69, 70
Бингемовского течения пластичная модель 105
Бингемовское поведение жидкостей 69
Биомикрит 374
Биоспарит 374
Биоценоз 155
Бичрок 359
Бишофит 49
Блейк, плато 291
Блейк-Багамский внешний хребет 299
Блуд-Ресерв, формация 248
Богхед 387
Болдуина средняя кривая 326
Бороздки меандрирующие 136
– продольные 136
Боулдер, гранодиориты 16
Боума последовательность 110, 155, 159, 160
Боуэна реакционный ряд 16, 17
Бразильская котловина 313
Бэгнольда уравнение 101
– число 99

Вадозная зона 353, 360
Вайтинг 32
Вайэлин, брекчия 177
Вакки 349, 351
– аркозовые 351
– кварцевые 351
– лититовые 351
– полевошпатовые 351
Вакстоун 270, 273, 276, 277, 375
Вал внешней зоны 241, 244
Вальтера закон 157, 159

Варвы (ленточные глины) 199
Величина pH 14
–– нейтральная 14
Взвешивание начальное 96
– полное 97
Вода, вязкость 13
– метеорная 328
– морская, состав 28
– плотность 13
– поверхностное натяжение 13
– пресная, состав 28
– растворяющая способность 13
– реликтовая (ископаемая) 328
– роль в выветривании пород 12
– температура плавления 13
– уплотнение и миграция 326
Водоворот 87
– отрыва 86
Водородная связь 13
Водорослевые маты 261
– туфы 266
Волновой нагон 216
Волны ветровые 213
– гравитационные 213
– групповая скорость 214
– дисперсионные 213
– длиннопериодные 213
– инфрагравитационные 213
– капиллярные 213
– кноидальные 213
– краевые 217
– одиночные 213
– песчаные 253
– представительная высота 215
– представительный период 215
– приливные 213, 219
– разрушение 216
– рефракция 216
– стоячие 123
– ультрагравитационные 213
– энергия 214
Восточно-Африканская рифтовая система 199
Восточно-Тихоокеанское поднятие 315
Впадины 277
Вурамед, водорослевая банка 269
Выветривание, индексы потенциалов 17
– морозное 20
– профиль 16
– солевое 20
– уравнения 18
– физическое 20
Вязкость 68
– вихревая 69, 78
– кинематическая 70

Газ 391
– миграция 393
Галит 48, 49, 314
Галлап, песчаники 248
Галокинез 148
Гальмиролиз 319
Гаттерас, абиссальная равнина 293, 298, 302, 305
– подводный каньон 305
Гебридский бассейн 177
Гематит 383
Геоморфологический порог 178
Геопетальное выполнение 361
Гётит 383, 386
Гидравлический удар 121
Гидрограф, подводный каньон 298
Гидролиз 14
Гиполимнион 197, 200
Гипопикнальные струи 226
Гипотеза кинетической фильтрации 105
– континуума 68
– потенциала сохранности (применительно к осадочным толщам) 157
– предшествующего карста 276
Гипс 48–50, 262, 370
– порфиробластовый вторичный 379
Гистерезис (отставание донных форм) 133
Гладкое дно 125, 127
–– верхней фазы 114, 118
–– нижней фазы 114, 121
Глауконит 53, 385, 386
Глины 374
– алевритистые 351
– красные глубоководные 309
– песчаные 374
– плотные 339
– плывучие 145
Глиняные купола 148
Глубина карбонатного насыщения (ГКН) 46
– компенсационная 47
– критическая 46
Голдича ряд 341
Гольфстрим, течение 290, 291
Гомопикнальные струи 226
Гондвана 209
Гоуганда, формация 209
Градиент геостатического давления 320
– гидростатического давления 320
Гранат 24
Гранит-Маунтинс, поднятие 201
Граничный слой 71, 76, 86
Гранулометрические параметры 59
Граувакки 349, 350
Графит 389
Гребни 136
Грейнстоун 270, 273, 276, 375
Грейпстоун 45
Грейт-Валли, осадочная толща 308
– преддуговой бассен 307, 308
Грин-Ривер, впадина 201
– формация 201, 202, 312, 397
Гринслоу, сланцы 235
Группа волн 214
Гряды 117, 124
– переходные растянутые 123
– песчаные линейные 241
– приливно-отливные 253
Гудзон, подводный каньон 298, 305
Гхавар, месторождение 397

Давление акватермальное 327
– геостатическое 320
– гидростатическое 320
– общее 320

– поровое 320
Дальредская надгруппа 256
Данакиль, депрессия 314
Данема классификация известняков 373
Данкард, бассейн 231, 234
Дарси-Вайсбаха уравнение 72
Двайка, тиллиты 357
Движение веерообразное 87
– суспензионное 96
Дедоломитизация 372, 373
Декарбонатизация 348
Дельты гильбертова типа 226
– приливные 240, 241
– птичья лапа 229
– речные 241
Дербишир, блок 235
Джекфорк, группа 147
Джоултерс-Ки, оолитовая отмель 271, 272
Джубаила, формация 362
Диагенез 319, 320, 393
– глубинный 332
–– с участием формационных вод 363
– илов морских 333
–– пресноводных 337
– карбонатных отложений 352
– метеорной области 331
––– вадозной части 331
––– ранний 353
––– фреатической части 331
– морской области 332
––– ранний 359
– ооидов 364
– песков на глубине 344
–– приповерхностный 340
– песчаников и вторичная пористость 348
– субаэральный 353
– эвапоритовый 377
Диагенетическое запечатывание 396
Диаграммы Eh–pH 14
Диапиризм 148
Диапиры 148
Диахронизм 159, 163
Диахронные осадочные тела 164
Дилатация 104, 145
Димикрит 374
Долины речные 181
Доломит 31, 49, 321, 372
– прозрачный 372
Доломитизация 368
– вторичная, механизмы 370
– модель смешения грунтовых вод 371
–– формационных вод 372
– эвапоритовая модель остаточного рассола 370
Домаль, тип дюн 131
Донные формы 113
–– фазовые диаграммы 113
––– состояния 113
Драа 127, 131, 132
Древний красный песчаник 159, 357
Друмлины 205
Дуглас-Крик, свод 201
Дюны 127
– барханного типа 131
– типа аклé 131
–– домаль 131
–– сейф 131, 133
– эоловые 129
–– поперечные 129
–– продольные 129

Желоба приливные 242, 246
Жидкость, вязкость 68
– идеальная 71
– неньютоновская 69
– ньютоновская 69, 76
– определение 67
– плотность 68
– реальная 71
– физические свойства 68

Завихрения вихревые (водоворотные) 86
– волновые 86
Закон стенки 91
Заметы 83
Западное краевое подповерхностное течение 292
Зерна биогенные 12
– второго цикла 26
– износ 61
– кластические 12
– облик 61
– окатанность 61
– ориентировка 64
– первого цикла 26
– раскалывание 61
– сферичность 61, 62
– траектория перемещения 96
– удлиненность 62
– форма 61, 62, 63
– хемогенные 12
– черепитчатое расположение 64

Иглокожие 37
Идейл, сланцы 235
Иерархия донных форм 117
Известняки 49
– битуминозные 340
– классификация 373, 374
Иллит 20, 24, 27
– деградированный 25
Иловые кудри 151
Илы арагонитовые 39, 269
– диатомовые 309, 311
– известковые 309, 311
– кремнистые 309
– птероподовые 311
– радиоляриево-фораминиферовые 311
– радиоляриевые 311
Ильменит 24
Индекс донной формы 114
– потенциалов выветривания 17
– ряби 124
Интракласты 39, 41
Инфильтрация глинистого материала 341
Ионная сила 30
Ионные пары 30

Каличе 355
Калькрет 355
Кальцит 30, 31, 45, 46, 49, 321, 354, 372, 381
– высокомагнезиальный 31
– железистый 31
Кампече, эскарп 304
Канадский бассейн 388
Каолинит 24, 26, 27
Капитэн, риф 357
Карбонатные платформы 259, 261
Карбонаты океанические биогенные пелагические 28
– хемогенное осаждение 31
– шельфовые субтропической и тропической зон 28
–– умеренных зон 28
Карлсберг, подводный хребет 315
Кармана–Прандтля закон 90
Кармана–Прандтля уравнение 90
Карналлит 48, 49
Карнеги, подводный хребет 316
Катагенез 393
Каултера счетчик 55
Кварц 23, 321, 381
– поликристаллический 23
– пустынный 309
Кероген 340, 391
Кианит 49
Киндерскот-Грит, отложения 235
Кинетическая энергия потока 214
Кислотность водных растворов 14
Классификация карбонатных пород 374
Кнолленкальк, известняки 362
Кокколиты 39
Компенсационная глубина карбоната кальция 47, 287, 311
Комплексные ионы 30
Конвекция 321
Конседиментационные разрывы 149
Константа диссоциации 32
Континентальные окраины активные 27, 297
–– пассивные 27, 297
– склоны 277
Контуриты 292
Конусы выноса 176
–– абиссальные 301
–– альпийского типа 179
–– ледниковых потоков 208
–– переливов 245
–– подводные 300, 301
–– сухие 177
–– увлажненные 177
–– фации древние 180
––– современные 178
–– элементы морфологии 178
– предрифовой осыпи 277
Кориолиса сила 286
Косослоистые серии 117
Косы 240
Котидальная линия 221, 222
Коэффициент проницаемости 64
Красноцветы 343
Кремнезем биогенный 51
– в диагенезе 379
Крип 129, 204
Кристаллы воронкообразные 200
Критический порог трогания зерен 93
Куполы 274
Куросио, течение 290

Лаврентьевский канал 306
– конус 300, 303, 306
Лагуны 240, 267
Латеритизация 383
Лед полярный 204
Ледники долинные 203
– покровные 203
– предгорные 203
– умеренных широт 204
– шельфовые 203, 208
Ленточные глины 199
Леписферы 381
Лёссовые покровы 170
Лигнин 387
Лигнит 391
Лизоклин 47, 287
Линии движения 70
– равной высоты прилива 221, 222
– тока 70
Литофации 155
Лландоверийская трансгрессия 257
Ловушки нефти и газа 394
–––– антиклинальные 394
–––– выклинивания 394
–––– линзовидные 394
–––– под несогласием 394
–––– приразломные 394
–––– стратиграфические 394
–––– структурные 394
Логгиперболическое распределение фракций 58
Лондонский бассейн 239
Лунетты 174

Магнетит 24
Мадрок 339
Мадстоун 339, 340, 375
Манвиллские угли 390, 391
Марковские процессы 160
Марматон, группа 234
Марши 262
– засоленные 241
Мацералы 387
– гуминит-витринитовые 387
– инертинитовые 387
– липтинитовые 387
Меандры 184, 185
Мегарябь 117
Мезогенез 350
Мели отступающие 254
Мелкие заливы 267
Мелководье прибрежное 240
Мергель 273, 340
Месаверде, группа 248, 345
Мессинские эвапориты 314
Метагенез 393
Метаморфизм захоронения 320
– контактовый 320
– региональный 320

Метаморфическая перекристаллизация 319
Метан 327, 388
Методика применения водородных пузырьков 81
Механизм снежного кома 44
Миграция нефти и газа третичная 394
Мидконтинент 231
Микрит 39, 340, 373, 374
– кальцитовый 39
– фоссилизированный 374
Микритовые оболочки 39, 41
Микстит 208
Миланковича механизм 203
Милстон-Грит, комплекс дельтовых отложений 232
Минералы аутигенные 321, 343
– глинистые 19, 24, 321, 340
–– смешанослойные 26
– железа 383
– обломочные, внутрипластовое растворение 341
Миссисипский бассейн 159
Модальные циклы в осадочных разрезах 160
Модель унаследованного развития 243
Монтмориллонит 20, 25–27
– дегидратация 327
Морена 205
– абляционная 205
– вытаивания 206
– донная 205–207
– поверхностная 207
Моренные гряды 206
Моррисон, формация 192
Мусковит 26
Мутность 98
Мэм-Тор, песчаники 235
Мэнлиус, фации 267

Навье–Стокса уравнение 87
Нанкаи, трог 307
Наносы взвешенные 98
– влекомые (донные) 98
Напор общий 88
– потенциальный 88
– скоростной (или кинетический) 88
– статического давления 88
Неньютоновская жидкость 69
Нернста уравнение 324
Нефелоидные слои 293
Нефть 391
– миграция 393
Нижний оолит 362
Нит, приливный эстуарий 239
Нортумберлендский бассейн 41, 43, 159
Норфлет, песчаники 345
Ньютона закон 78
– уравнение 92
Ньютоновская жидкость 69

Обстановки осадконакопления 155, 156
–– глубоководные морские 155
–– континентальные 155
–– прибрежные 155
–– шельфовые 155
– плывучести 144
Объемный диаметр 53
Озера предледниковые 207
– соленые 198
Озы 206
– четковидные 207
Океанский цикл растворенного кремнезема 52
Окислительно-восстановительный потенциал Eh 14
Оксилит 311
Оолиты 43
Оомикрит 374
Опал-А 51, 382
Опал-СТ 381
Оползни 149, 293
– подводные 149
– ротационные (вращающиеся) 149
Ортокварциты 349
Осадки недоуплотненные 327
– нелитифицированные, текстуры деформации 144
– теория движения 100
– уменьшение прочности 144
Осадконакопление, анализ 157
– и поднятие 160
–– прогибание 160
– литоральное 261
– последовательность 157
– прибрежное, основные обстановки 240
– скорость 141, 161, 162
– сохранность 157
– трансгрессирующая (надстраивающаяся) система 157
Осадочные системы 155
– фации 155
Отложения бокового наслаивания 182, 191
– глубоководных бассейнов 277
– карбонатные 260
– кластические силикатные 260
– ледниковые древние 208
– ленточные 208
– остаточные 60, 131
– ситовые 179
– флювиогляциальные 203–206, 207
–– подводные 206
Отмели быстротока 189
– приливно-отливные 26, 240, 241, 262
Отпечатки выемок 139
Отражательная способность 388
Отставание (гистерезис) донных форм 133
Офиолитовые комплексы 315

Пайсинс-Крик, впадина 201
Пакстоун 270, 273, 276, 277, 375
Палеотечения 164
Паркер, эстуарий 238
Пеллеты 41
Пелоиды 41
Пелспарит 374
Перекатывание 96
Перелив штормовых волн 240
Песагуеро, подводный конус выноса 302

Пески битуминозные 397
– зыбучие 147
– оолитовые 270
Песчаники 374
– аркозовые 351
– классификация 349
– субаркозовые 351
– турбидитные 284
Песчаные волны 117, 121
– вулканы 147
– подушки 148
– шары 149
Пиди, формация 322
Пизолиты вадозные 355
Пиннакл 274
Пирит 384, 386
Плайя 198
Платформенные окраины 274
–– с осадконакоплением 279
–– транзитные 279
Пляжи 240
Поверхности второго порядка 173
– первого порядка 173
– реактивации 118
Подслой вязкости 79
Поймы 181
Показатель интенсивности транспорта 96, 97
Покахонтас, бассейн 231, 234
Полигалит 48, 49
Полости усыхания 261
Пористость 63, 64
Порог потоковый (нормальный) 95
– трогания 94
– удара 95
Породы алевритово-глинистые 339
– гипсовые вторичные 379
Порт-Аскайг, тиллиты 208, 209
Потенциал сохранности 36
Поток энергии 214
Потоки бурные 75
– верхний режим 123
– гравитационные 103, 109
– грязекаменные 103, 105, 109
– динамически подобные 74
– ламинарные 73–78
– мутьевые 103, 106, 108, 110, 111
–– с высокой концентрацией 109
––– низкой концентрацией 108
– нижний режим 123
– неоднородные 70
– обломочного материала 293
– однородные 70
– постоянные 70
– присоединенные 86
– промежуточные 197
– псевдопластичные 77
– разделение 85
– разжижения (миксотропные) 103, 106, 109
– свободные 71
– спокойные 75
– сыпучие 103, 104, 109, 110
– турбидитные 293
– турбулентные 73, 74, 76, 78
– языкообразные 77
Пояс меандрирования 184
Прандтля уравнение 80
Прандтля–Кармана уравнение 80
Преддуговые бассейны 305
Приливы 219
– высокие 221
– квадратурные 220
– низкие 221
– полусуточные 221
– сизигийные 220
– средние 221
– суточные 221
Принцип солевого баланса 236
– неразрывности 70
Промоины 241
– приливные 243
Проницаемость 63, 64
Прорывы (заходы медленно движущейся жидкости) 83
Протодоломит 35, 369
Прочность 63
Псевдопоры 37
Пыльность 98

Равнины прибрежные грядово-ложбинные 240
– приливно-отливные 211
Радиоляриты 309
Разжижение 145, 147
– песка 145
Распределение размеров зерен 55
– фракций логгиперболическое 58
Растворение под действием давления 330
Растворы с большой ионной силой 30
Регрессия 163, 164
Редокс-потенциал 14
Рейнольдса напряжение 78
– установка 73
– число 73, 74, 88, 89
Рено-Герцинская зона 316
Рио-Гранде, поднятие 313
Рифовая стена 277
Рифовый пик пиннакл 274
– фронт 277
Рифы барьерные 274, 276
– береговые 274
– бугристые 274
–– каркасные 275
– гребневидные каркасные 275
– и органогенные постройки шельфовых окраин 274
– лоскутные 274
Рода, формация 257, 259
Розина закон 58
Роколл, прогиб 299
Ротлигендские песчаники 345
Руры 132
Русла 181
– меандрирующие 181, 182
– прямые 182
– разветвленные 182
– речные, основные типы 182
Рутил 24
Рэлея–Тейлора неустойчивость 148
Рябь 127
– баллистическая 129, 131
– вихревая 125

– волнения 125
– волнового течения 126
– гравийная (хребтики) 129
– крупная 117
– осцилляционная 126, 127
– перекатывания зерен 125
– противотечения 117
– течения 113, 117, 124
– ударная (баллистическая) 129, 131
– эоловая 127
Ряд выветриваемости (или устойчивости к выветриванию) 16, 17

Салин-Вэлли, плайя 198
Салинский блок 308
Сальтация 96
Сан-Андреас, разлом 298, 308
Сан-Паулу, плато 313
Сант-Мэри-Ривер, формация 248
Сапропелит 311, 340
Сассекс, песчаники 257
Сахароним, формация 381
Сверхсоленые океаны 314
Свободная энергия 17
Себхи 260, 261, 263, 370, 376
– междюнные 173
Сейф, тип дюн 131
Сейши 196
Сент-Биз, песчаники 123
Сигсби, равнина 304
– эскарп 304
Сидерит 384, 386
Сила волочения 93
– инерции 74
– подъемная 93
– потока 73
Сильвин 48, 49
Силькреты 344, 381, 382
Синерезис 147
Скалби, формация 190
Скорость волочения 79
– срывающая 79
– установившаяся (скорость падения) 91
Сланцеватость 340
Сланцы 339
– битуминозные 340
– нефтяные 397
– черные 340
Следы выемок 136
– ископаемых 141
– предметов 138
– промоин 138
Слепки нагрузки 148
Слоистость волнистая 126, 127
– градационная 60
– конволютная 149
– косая 127
–– крупная 117
–– мелкая 115
–– ныряющая (крутопадающая) 118
–– опрокинутая 148
–– перекрестная (троговая) 115
–– плоскопараллельная 115
– линзовидная 126, 127
– наклонно-косая 117
– параллельная 126
– перевернутая 104
– полосчатая 126, 127
–тонкогоризонтальная 119
– флазерная 126, 127
Слой абсорбции 71
– граничный 71
Смаковер, формация 273
Смена русла 186
Соляные глетчеры 148
Сом, абиссальная равнина 293, 298, 302, 303, 306
Сортировка 58
– валовая 58
– нормальная 126
– связанная с отложением или транспортировкой наносов 58
Спарит 373
Срединно-Атлантический канал 303
– хребет 299, 310, 313, 315
Среднеарифметический размер зерен 59
Среднегодовой индекс эффективности расхода 228
– показатель ослабления волновой энергии 228
Средний размер зерен 58
Стабильные изотопы 322
Стагнация 289
Стандартная модель фаций 155
– свободная энергия реакции 17
Стилолиты 330
Стокса закон 91, 102
Стокса и *Герстнера* волны 213
– теория 173, 215
– формула 92
Стоксов перенос 215
Стратификация температурная 197
Стресс рассеивающий 104
Строматолиты 139
Струи гипопикнальные 226
– гомопикнальные 226
Структура афанитовая 378
– грумелезная 367
– молекул воды 13
– птичьего глаза 360
Сутурные контакты зерен 330

Тальвег 182
Тейлора–Гертлера вихри 87
Текстура блюдцеобразная 147
– дифференциальной нагрузки 148
– омлета 148
– пламенная 148
– связанная со сдвиговыми напряжениями 147
– синерезиса 151
– столбчатая 147
– стремнинно-западинная 121
– усыхания 147, 151
– флазерная 126
Тектоника плит 166
Теория волн на глубокой воде 223
– турбулентности 77
Теплопроводность 321
Термоклин 197, 200
Терразо 381, 383

Тетис 315, 316
Течения вдольбереговые 216
– вторичные 85
– градиентные 286
– дрейфовые 286
– океанские глубинные и циркуляция 291
–– поверхностные и циркуляция 289
– плоскостные 106
– разрывные 216
– циркуляционные 182
Тиксотропия 147
Тиксотропные вещества 70, 147
Тиллиты 208
Тонштейн 339
Торф 389
Точка отрыва 86
Траектория частиц 70
Трансгрессия 163, 164
Трение 71
– внутреннее 71
Трещины усыхания 151
Трона 201
Троодос, массив 315
Турбидиты 199, 294
Турмалин 24
Тяжелые минералы 24

Угли бурые 389, 391
– гумусовые 387
– кеннельские 387
– обстановки образования 388
– сапропелевые 387
– сильнолетучие битуминозные 391
– состав и степень метаморфизма 387
– суббитуминозные 391
– твердые 389
Угол остаточного сдвига 104
– первоначального смещения (угол естественного откоса, угол текучести) 104
Уилкинс-Пик, пачка 201, 202
Уилкокс, песчаники 231, 347, 348, 395
Уинд-Ривер, впадина 201
Умбры 315
Уолвис (Китовый), подводный хребет 313
Уравнение напряжения влечения 72
Усилие преодоления вязкости 89
Уэйла теория растворения 331
Уэстуотер-Каньон, пачка 192

Фаза докарстовая 276
– карстовая 276
– послекарстовая 276
Фазовые диаграммы Eh–pH 324
Фации аллювиальных равнин древние 190
––– современные 187
– брошенных дельт 229
– вертикальная смена 157
– дельтовые древние 231
–– современные 228
– кластические береговые древние 247
–– шельфовые древние 256
– лагунные древние 270
– ледниковые 205
–– плейстоценовые и современные 205
– линейно-вытянутых побережий современные 244
– моренные 203
– нерасчленные 157
– обстановок осадконакопления 155
– обширных зандровых равнин 203
– озерные древние 200
–– современные 199
– океанские, последовательность 310
– пелагические древние, континентальные отложения 315
– пустынные древние 174
–– современные 172
– рифовые древние 177
– шельфовые современные 252
– эстуариев древние 238
–– современные 238
Фелл, песчаники 112, 117
Фландрская трансгрессия 163, 257
Флоридская лагуна 269
– равнина 304
Флоридский рифовый пояс 268
– эскарп 304
Флюид 67
Флюидизация 106
Фолка графический метод 57
Фолка и *Ленда* гипотеза 372
Фолка классификация известняков 373
Фолл-Ривер, формация 239
Формационные воды 328
Формула кинетической энергии 72
– столкновения (уравнение Ньютона) 92
Фосфат-ионы 52
Фосфаты 51
– аллохимические 52, 53
– ортохимические 52
Фрамбоиды 384
Францисканский комплекс 308
Фреатическая зона 353, 357, 360
Фрио, песчаники 345
Фронт дельты 225
Фруда число 75, 125, 226
Фторапатит 52

Хамелин, впадина 270
Хардграунд 143, 316, 317, 360
Хеттон, прогиб 299
Хит, формация 50, 381
Хлорит 26, 27
Ходы бегства 143
– сверления 143
Хорнелен, бассейн 193
Хребтики (гравийная рябь) 129

Цемент 350
– второй генерации 366
– изопахитового типа 357
Цементирующие минералы 321
Цехштейновое море 50
Циркон 24
Циркуляционные ячейки 216

Частицы аморфные комковатые 41
– полигенетичные 45
Частотная кривая, или кривая распределения 55
Ченирплейны 240
Черные сланцы 289

Шамозит 384, 386
Шези коэффициент 72
– формула 72
Шейл-Грит, отложения 235
Шельфы карбонатные открытые 272
– приливно-отливные 250
– связанные с погодными условиями 250
Шеннон, песчаники 257
Шероховатость донных форм 73
– частиц 73
Шильдса диаграмма 94
Шоал, оолиты 272
Штернберга закон 61
Штриховка течения первичная 118

Эвапоритовая модель остаточного рассола 370
Эвапоритовый подсос 376
Эвапориты 48, 314, 376
– субаквальные 280
Эвстатические колебания уровня моря 163
Эвфотическая зона 141
Экзинит 387
Экмана теория дрейфовых течений 287
Экмановская спираль 287
Экофиск, месторождение 397
Эксума-Саунд, впадина 278
Эндопоры 37
Энергия волнения 214
– давления 72
– кинетическая 71, 72
– потенциальная 71
Эогенез 350
Эолианит 318, 357
Эпилимнион 197, 198, 200
Эпсомит 49
Эрги 170, 171
Эри волны 213
Эстуарии, динамика 236
– типа А 237
-- Б 237
-- В 237
-- Г 238

Юинта, впадина 201
– поднятие 201
Юкатанский шельф 304
Юрдельский цикл 232, 235

Ярданги 171

Географический указатель

Абу-Даби 263, 264, 267, 377
Австралия 267
Австрия 267
Алжир 131, 314
Альберта, провинция 248
Аляска 186, 209
Амазонка, р. 22, 303
Амур, р. 22
Англия 143, 147, 151, 190, 192
Андрос, о. 33, 39, 262, 263, 265–268
Антарктида 290, 292, 311
Антильские о-ва 299
Аппалачи, горы 231
Аравийский п-ов 273
Аравийское море 289
Арктика 292
Атабаска, долина 397
– ледник 204
Атлантический океан 46, 209, 221, 292, 297, 311
Атлантическое побережье США 249

Багамские о-ва 11, 29, 32, 43, 259, 262, 265–267, 271, 278–280, 357, 359
Байкал, оз. 196
Балеарские о-ва 279
Балхаш, оз. 368
Барбадос, о. 353
Батон-Руж 232
Белиз 277
Бенгальский зал. 303
Бёрд, станция 204
Бердекин, р. 225
Берингово море 254, 301
Бермудские о-ва 305, 306, 354
Бернадильо, р. 99
Берри, о-ва 33
Бимини, атолл 33, 39, 43, 271, 279, 357, 359
Бискайский зал. 302
Биттон, р. 184
Бихар, шт. 189
Блейк, плато 279
Большая Багама, о. 278
– Багамская банка 33, 36, 39, 263, 277
– Ньюфаундлендская банка 294
Большое соленое озеро 43, 44
Большой Барьерный риф 267, 365
– Бассейн 308
Бонэр, лагуны 372
Борнхольм, о. 247
Боцеман, р-н 169
Брахмапутра, р. 185, 187, 188, 225, 230, 300
Бриенц, оз. 199
Бристоль 362
Британская Колумбия, пров. 134, 184
Бэлайз 232

Везеби 362
Великие озера 195
– равнины 185
Вильгельмсхавен 211
Волга, р. 22
Восточная Африка 195, 196
Восточные Альпы 315

Ганг, р. 22, 225, 230, 300
Гарден-Айленд, залив 230
Гарден, о. 230
Гаттерас, подводный каньон 302
Гебридские о-ва 181
Гельветские Альпы 153
Гельголандский залив 143, 253
Географа пролив 269
Гибралтарский пролив 314
Гондурасский залив 267, 277
Грейвилл 169
Гренландия 292, 299
Гудзон, подводный каньон 302

Дал-Хит 381
Даултинг-Стоун 362
Делавэр, бухта 243
Делмарв, п-ов 243
Джеман, бухта 241
Джорджия, бухта 241
Дип-Спринг, оз. 368
Дисс 222
Долина монументов 173
– Смерти 180
Донджек, р. 186, 187
Дунай, р. 225, 228

Евфрат р. 22, 225
Енисей, р. 22

Замбези, р. 22
Замбия 151
Западная Австралия 141, 209, 260, 265, 269, 357
– Норвегия 193
– Сахара 294
Западный Эрг 131

Инд, р. 22
Индийский океан 51, 269, 270, 292, 316
Индия 188, 189
Иордан, р. 198
Иран 148, 195, 273
Ирландия 208
Испания 180, 314
Ист-Бей, бухта 230

Йоркшир 151, 190, 339

Каир (шт. Иллинойс) 182
Калгари 390
Калифорния 177, 180, 198, 248, 308
Камберленд, графство 123, 362
Канада 187
Канарские о-ва 294
Кантабрийские горы 180, 301
Кения 199
Киву, оз. 200
Ки-Ларго 268
Кипр, о. 315
Киркбин 147
Китва 151
Кокодри 232
Колонья 391
Конгари, р. 188
Конго, р. 22
Коппер, р. 225
Коси, р. 177, 188, 189, 192
Красное море 199, 314
Куронг, лагуна 368, 372

Ла-Джолла, подводный каньон 219
Ла-Фурт 232
Лена, р. 22
Леон 302
Ливийская Сахара 133
Ливия 131
Лидней 357
Лонг-Айленд, о. 299
Лотре, протока 230
Лоу, пролив 272
Лохарбриггс 173
Лугор, р. 121, 123

Мадре, лагуна 44, 245, 365
Маккензи, р. 22
Малая Багамская банка 277–279
Малые Антильские о-ва 353
Мам-Тор 147
Меконг, р. 225
Мексиканский залив 148, 191, 221, 231, 232, 253, 254, 272, 304, 347
Мендипс, район 43
Менорка, о. 279
Мертвое море 32, 36, 195, 196, 198
Мессинский пролив 280
Миссисипи, р. 22, 151, 165, 182, 189, 191, 222, 226, 228, 230, 232, 233, 237, 240, 253, 300, 303, 304, 396
Мэм-Тор 284
Мэн, залив 293, 303, 306

Натуралиста залив 269
Нигер, р. 22, 151, 225, 228, 230, 233, 300, 394
Нижняя Калифорния 343
Нил, р. 22, 225
Нилема, залив 261
Норвегия 193
Нортумберленд, графство 112, 117
Норфолк, графство 66
Ноттингемшир, графство 128, 147
Ньюкасл 362
Ньюфаундленд, о. 295, 299

Обь, р. 22
Оман 141
Омо, р. 197, 199
Онтарио, оз. 197
Оранжевая, р. 22
Ориноко, р. 22, 225
Остенде 222, 255
Отрис, горы 315

Пакистан 177
Папуа, залив 225, 230
Парана, р. 22
Персидский залив 29, 32, 36, 44, 144, 148, 260, 263, 264, 267, 268, 273, 359, 376
Перт 269
Перуанско-Чилийские Анды 297
Пиренеи, горы 192, 257
Пирл, р-н 169
Плакмин 232
Платт, р. 187
По, р. 225
Портленд 273
Прованс, ист. обл. 147

Рамон 381
Рио-Гранде, р. 395
Рона, р. 225
Рудольф, оз. 197

Салуэй-Фёрт 239
Санта-Барбара, горы 252
Сан-Франциско 225, 228
Саскачеван, ледник 203
– река 187
Сассекс 378
Саудовская Аравия 50, 362, 381, 397
Саут-Эск, р. 188, 189
Сахара, пустыня 104, 131, 166, 170, 172, 309
Святого Лаврентия, р. 300
Северн, р. 117
Северная Англия 235
– Атлантика 235
– Африка 171, 209
– Испания 180
– территория 369
Северн-Бридж 381
Северное море 143, 148, 175, 222, 253, 255, 256, 345, 397
Северо-Западная Африка 294
– Европа 25, 50, 252, 272

Сейл-Сайпрмор 232
Сен-Бернар 232
Сенегал 228
Сикоку, о. 307
Скарборо 151, 192
Скриппс, подводный каньон 219
Скунерс-Ки, коса 272
Снаггеди, болота 388, 392
Солуэй-Ферт 117, 123
Средиземное море 313, 314
Суэнси 121, 123

Тексел, о. 255
Темза, р. 238
Теч 232
Тигр, р. 22, 225
Тимбукту 173
Тихий океан 26, 45, 46, 51, 221, 288, 292, 310
Тонг-оф-те-Оушн, залив 279
Тракийское побережье 144
Три-Крикс, отмель 265, 267
Тулонга, плато 265
Туркана, оз. 199

Уайт-Сэндс 132
Уобащ, р. 169, 183, 188, 190
Уолнат-Каньон 357
Уолсорт 270
Уэльс 66, 121, 123, 159, 257

Фанди, залив 221, 246
Ферлайт 378
Флорида, п-ов 11, 29, 262, 267, 272, 345, 371
Флорида-Кис, о-ва 268
Флоридский залив 267, 268, 274
Франция 147
Фрезер, р. 134
Фрейсине, залив 269

Хамелин-Пул, залив 269
Хатчисон, залив 262, 265
Хед-оф-Пассис 182
Хелм, р-н 169

Хуанхэ, р. 22
Хук-оф-Холланд 222, 255

Центральная Австралия 170, 173
Цюрихское оз. 197–199

Чад, оз. 173, 195
Черное море 312, 313
Чиппинг-Содбери 143

Шанделур, о-ва 232, 242
Шарк, залив 29, 141–143, 144, 260–262, 269, 270, 274, 357
Швейцария 153, 199
Швейцарские Альпы 199
Шотландия 147, 173, 181, 208, 247
Шпицберген, о-ва 151, 194

Эбро, р. 225, 228
Эдейенубари 131
Эксума, залив 272
Эндрикс, р. 188, 191
Эр-Рияд 381

Юго-Западная Африка 52
Южная Англия 273
– Атлантика 288, 311, 313
– Африка 267
– Флорида 268
Южно-Китайское море 301
Южные нагорья Шотландии 307
Южный Саскачеван 187
– Уэльс 181
Юинта, горы 202
Юкатан, п-ов 29, 272
Юкон, р. 187

Ямайка, о. 371
Янцзы, р. 22
Японское море 301

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Майкл Лидер

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ПРОЦЕССЫ И ПРОДУКТЫ

Старший научный редактор М. Е. Яковенко. Младший научный редактор А. В. Швыряева. Художник С. С. Вотчиц. Художественный редактор Л. М. Кузнецова. Технический редактор Н. И. Манохина. Корректор А. Я. Шехтер

ИБ № 5295

Сдано в набор 25.01.85. Подписано к печати 26.12.85. Формат 70 × $100^1/_{16}$. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Гарнитура таймс. Объем 13,75 бум. л. Усл. печ. л. 35,75. Усл. кр.-отт. 71,50. Уч. изд. л. 43,95. Изд. № 5/3911. Тираж 1.560 экз. Зак. 91. Цена 7 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» 129820, ГСП, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. г. Можайск, ул. Мира, 93.