



Р. К. СЕЛЛИ



ВВЕДЕНИЕ
В СЕДИМЕНТОЛОГИЮ

Р. К. Селли

ВВЕДЕНИЕ
В СЕДИМЕНТОЛОГИЮ

AN INTRODUCTION TO SEDIMENTOLOGY

RICHARD C. SELLEY

London University Reader in Petroleum Geology
at Imperial College
Formerly with Continental Oil Company

1976



ACADEMIC PRESS

London · New York · San Francisco
A Subsidiary of Harcourt Brace Jovanovich, Publishers

Р. К. СЕЛЛИ
ВВЕДЕНИЕ
В СЕДИМЕНТОЛОГИЮ

Перевод с английского С. С. Чекина
Под редакцией
доктора геол.-минер. наук В. Н. Холодова

35/2



МОСКВА «НЕДРА» 1981



Селли Р. Введение в седиментологию. Пер. с англ. Лондон, 1977. М., Недра, 1981, с. 370.

Приведен краткий исторический обзор развития седиментологии. Рассмотрено строение осадочных пород, даны методы оценки размеров зерен, их слагающих, степени их окатанности. Определено понятие «седиментационный цикл», описаны аллохтонные и автохтонные осадки, процессы транспортировки и отложения осадочного материала, текстуры осадочных пород. Изложены основы фациального анализа, дана классификация фациальных обстановок. Рассмотрено формирование и эволюция седиментационных бассейнов в различных структурно-тектонических зонах Земли. Освещены практические проблемы седиментологии в связи с формированием залежей нефти и газа, осадочных рудных месторождений.

Книга предназначена для широкого круга геологов. Может быть использована преподавателями и студентами нефтяных и геологических институтов и факультетов.

Табл. 38, ил. 162, список лит. — 848 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Седиментология — наука об осадках — интенсивно развилась в течение последнего двадцатипятилетия. Первоначальный толчок этому развитию дала нефтяная промышленность, а недавно седиментология оказалась на гребне волны океанографии.

Имеется много отличных руководств, обобщающих различные аспекты седиментологии; в немногих из них, что возможно обосновано, предпринята попытка осветить эту науку полностью. Книга «Введение в седиментологию» как раз и представляет такую попытку общего обзора седиментологии, но в пределах конкретных специфических и ограниченных аспектов. Я предполагаю, что читатель знаком с вводным курсом по геологии, но надеюсь, что эта книга будет также полезна геологам-специалистам разного профиля, особенно геологам-нефтяникам.

Эта книга написана для геологов, занимающихся в основном изучением древних осадков. Современные процессы и продукты осадконакопления рассматриваются не сами по себе, а в той мере, в какой они могут помочь пониманию древних процессов. Хотя специалистов-седиментологов немного, однако для многочисленной армии профессиональных геологов требуется утилитарное знание седиментологии. Я написал это руководство для студентов и геологов-практиков, которые нуждаются в таких знаниях.

Книга начинается с вводной главы, в которой показаны связи седиментологии с физическими, химическими и биологическими науками и рассматривается ее место в геологии.

В главе 2 рассматриваются физические свойства осадков. Здесь внимание уделено не только частицам, слагающим осадки, а также свойствам, как пористость и проницаемость осадков.

В главе 3 дается обзор процессов выветривания, которые составляют материал для осадков и осадочного цикла.

В главах 4 и 5 описываются петрография и диагенез осадков. Они никоим образом не подменяют курс практической петрографии, по которому сейчас имеется несколько прекрасных руководств. Цель этих двух глав — показать связи между диагенезом и развитием пористости и дать минимум общих сведений до знакомства с последующими главами.

В главе 6 дается краткий качественный обзор процессов транспортировки и отложения осадков.

В главе 7 рассматриваются осадочные текстуры и их значение для фациального анализа.

Глава 8 знакомит читателя с фациальным анализом и методами палеорекострукции среды осадконакопления. В ней показано, как исследование современных осадков может оказать пользу для определения ряда моделей осадконакопления, которые неоднократно возникали на протяжении геологической истории.

Эта глава логически подводит к главе 9, в которой рассматриваются бассейны осадконакопления. Здесь даются определения, описания и иллюстрации бассейнов различных типов. Топология и эволюция бассейнов рассматриваются совместно с концепциями тектоники плит.

Книга заканчивается выборочным обзором некоторых прикладных аспектов седиментологии. Особый акцент делается на поисках нефти и газа и осадочных руд.

В заключение отмечу, что я пытался написать книгу, которая не охватывает всю седиментологию целиком, а касается тех аспектов, которые имеют практическую значимость для геологов.

Р. К. Селли
Август 1975

БЛАГОДАРНОСТИ

Когда еще только была задумана эта книга, то предполагалось написать ее в соавторстве с доктором Д. Дж. Шерманом из Имперского Колледжа. К сожалению, вследствие большой загруженности другой работой, доктор Шерман не смог написать полностью свои разделы книги. Тем не менее им были написаны раздел, посвященный каменному углю (с. 130—135), и частично разделы, посвященные диагенезу карбонатных пород и эвапоритам (с. 120—130 и с. 145—158). Я очень благодарен ему за этот вклад и за его постоянную поддержку при работе над книгой.

Я выражаю благодарность моим коллегам из геологических организаций и университетов, критически просмотревших отдельные главы книги. Значительную часть работы взял на себя доктор Н. Ридинг.

Я также благодарен руководству различных организаций за разрешение воспроизведения в книге различных фигур, а именно: Американской Ассоциации геологов нефтяников (фиг. 45, 50, 52, 103, 110, 113, 118, 119, 120, 128, 134—139, 141, 142, 148, 149, 151—156, 158 и 161), Издательства Эльзевир Паблишинг Корпорейшн (фиг. 54, 82 и 145), Института Горного дела и Металлургии (фиг. 55), Хьюстонского геологического общества (фиг. 108), издательства Чикагского университета (фиг. 91, 122 и 126), Совета Лондонского геологического общества (фиг. 117 и 146), Геологической службе США (фиг. 102), Геологической службе Западной Австралии (фиг. 123), Общества палеонтологов и минералогов (фиг. 27, 62, 63, 69 и 109—112), Совета ассоциации геологов (фиг. 32, 33 и 116), Института нефти (фиг. 43) и издательства журнала *Geologie Mijbouw* (фиг. 161).

ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ

I. ВВЕДЕНИЕ И ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Осадок — это то, «что осаждается на дно из жидкости: dregs: a deposit» (Словарь Чемберса, издание 1972 г.). Седиментология — это наука об осадках. Немногие седиментологи признали бы вышеприведенное определение осадка, так как мы привыкли относить к осадочным породам также эоловые и хемогенные отложения. Поэтому седиментология как наука имеет довольно неопределенные границы.

Цель этой главы — познакомить читателя с седиментологией как наукой и показать ее место в сфере других наук, как фундаментальных — химии, физики и биологии, так и в геологии.

Сейчас трудно восстановить историю седиментологии. Одними из первых горняков-осадочников, вероятно, были рудокопы каменного века в Норфолке, которые, как это видно в пещере Гримов, добывали слоистые кремни для изготовления различных изделий [13]. Впоследствии цивилизованный человек обратил внимание на то что другие практически важные горные породы, такие как каменный уголь, строительный камень и др., встречаются на равнинных участках земной коры. Предполагалось, что легенда о «Золотом Флисе» свидетельствует о том, что еще в пятом веке до нашей эры применялись научно обоснованные методы флотации при добыче аллювиального золота.

В период от эпохи Возрождения до промышленной революции в трудах таких ученых, как Леонардо да Винчи, Хьюттон и Смит, были заложены основы современной осадочной геологии. К концу девятнадцатого столетия прочные позиции в геологической науке заняла доктрина униформизма. Работы Сорби [15, 16] и Лайелля [8] показали, как современные процессы могут быть использованы для познания структур и текстур древних осадочных образований.

Однако на протяжении первой половины двадцатого века седиментология, как мы сейчас ее понимаем, находилась в упадке. Осадочные породы либо рассматривались только с позиций микроскопических данных, либо изучались как вместилища окаменелостей. В течение этого периода петрографы широко разрабатывали методы анализа тяжелых фракций и количественных подсчетов под микроскопом. Одновременно стратиграфы собирали окаменелости, выделяя, где только возможно, все более и более определенные дробные зоны до тех пор, пока они не становились слишком тонкими для того, чтобы включать дополнительно руководящие ископаемые организмы.

Достаточно курьезным представляется то обстоятельство, что современная седиментология развилась не на грани между петро-

графией и стратиграфией. По-видимому, она развилась из союза между структурной геологией и океанографией. Такая необычная эволюция требует объяснений.

Геологи-тектонисты всегда искали критерии для определения нормального или перевернутого залегания той или иной толщи пород. Это очень существенно, если при региональном картировании часто встречаются перевернутые складки и надвиги. Идеальными индикаторами пространственного положения толщ являются многие осадочные текстуры, особенно трещины усыхания, знаки ряби и градационная слоистость. Эти методы изучения отложений достигли своего апофеоза в работе Шрока «Последовательности в свитах слоистых пород», написанной в 1948 г. [14].

Тектонисты были озабочены также широкой вариацией состава осадков, встречающихся в геосинклинальных впадинах. Непременное условие точного тектонического анализа — это точные стратиграфические данные. Поэтому интересно отметить тот факт, что статья «Новый взгляд на седиментацию и тектонику» была написана в 1930 г. не стратиграфом, а старейшиной тектонистов сэром Эдвардом Бейли. В этой статье были определены фундаментальные структурные и текстурные различия между осадочными текстурами и структурами шельфов и глубоководных бассейнов. В этой же статье имелись первые наброски гипотезы генезиса турбидитовых потоков.

Концепция турбидитовых потоков в 50-х и начале 60-х годов заставила по-новому подойти к изучению осадков. Пока петрографы подсчитывали зерна циркона, а стратиграфы продолжали собирать окаменелости, тектонисты первыми подняли вопрос о том, «каким образом мощные толщи флишевых осадков накопились в геосинклиналях?». И именно современная океанография предложила турбидитовые потоки в качестве возможного механизма накопления флиша (см. с. 169).

Справедливо отметить, что эта концепция заставила по-новому подойти к изучению осадочных пород, хотя в пылу увлечения геологи диагностировали турбидиты в каждом типе фаций — от Винкингских песчаных баров Канады до аллювиальных нубийских песчаников Сахары.

Нефтяная промышленность также стимулировала развитие седиментологии. Поиски стратиграфических ловушек привели к буму в изучении современных осадков. Одним из первых результатов такого подхода был «Проект-51» Американского Нефтяного Института; комплексное изучение современных осадков северо-запада Мексиканского залива [12].

За этим последовали многие исследования современных осадков, выполненные сотрудниками нефтяных компаний, университетов и океанографических институтов. Наконец, появились настолько точные данные, что древние осадочные породы можно было уже изучать на основании сравнения их с современными аналогами. Постепенно выкристаллизовывалась общая концепция модели осадконакопления, так как стало очевидным, что в природе

имеется, как и было всегда, ограниченное количество осадочных обстановок, в которых накапливаются характерные осадочные фации (см. с. 241).

К концу 60-х годов седиментология окончательно сформировалась как самостоятельная дисциплина среди наук о Земле.

II. СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И НАУКИ О ЗЕМЛЕ

В табл. I показана связь седиментологии с фундаментальными науками — биологией, физикой и химией.

Применение данных той или иной фундаментальной науки к изучению осадков дает различные направления исследованиям в сфере наук о Земле. Эти направления должны рассматриваться как пути развития седиментологии в пределах ее геологического содержания.

Биология — наука о животных и растениях — привлекается для изучения ископаемых организмов, встречающихся в древних отложениях. Палеонтология может рассматриваться как самостоятельная дисциплина, которая рассматривает вопросы эволюции, морфологии и таксономии ископаемых организмов. Однако изучение ископаемых организмов в этой науке проводится по-существу в отрыве от их седиментологического значения.

Изучение ископаемых организмов в их взаимоотношении с осадками плодотворно ведется в двух направлениях. Стратиграфия основывается на выделении биостратиграфических зон и изучении их связей с литостратиграфическими единицами [11,9]. Полноценная биостратиграфия представляет основу для регионального структурного и седиментологического анализов.

Второе главное направление изучения ископаемых организмов заключается в изучении поведения этих организмов в прижизненном состоянии, их мест обитания и взаимоотношений с окружающей средой. Это направление называется палеоэкологией [1]. Там, где можно доказать, что ископаемые организмы захоронены *in situ*, они являются важными индикаторами окружающей среды. Анализ окружающей среды заключается в определении обстановки накопления осадка [10].

Таблица I

Различные ветви седиментологии и их связи с фундаментальными науками

Биология	Палеонтология	
↑ ↓	Биостратиграфия	
	Палеоэкология	
Физика	Анализ окружающей среды	
↑ ↓	Фациальный анализ	
Химия	Бассейновый анализ	
	Петрография	} Петрофизика } Диагенез
	Геохимия	

Наш обзор седиментологии от биологических аспектов переходит к тем сторонам, которые включают биологические, физические и химические характеристики осадочных пород. Для того чтобы определить обстановку накопления какой-либо осадочной породы, очевидно, важно правильно определить и интерпретировать присутствующие в ней ископаемые организмы. В самых простых случаях корни растений указывают на наземную обстановку, а коралловый риф — на морскую. Однако в прикладной седиментологии часто приходится ограничиваться изучением кусочков породы из буровых скважин. Поэтому при подземных поисках стратиграфия и интерпретация среды осадконакопления базируются на данных микропалеонтологии. Следовательно, для седиментологии наиболее важны два аспекта палеонтологии — изучение окаменелостей как породообразователей (например, в известняках) и микропалеонтология.

Помимо биологии, анализ окружающей обстановки основывается также на изучении физических свойств пород. К этим свойствам относятся размер зерен, а также структуры и текстуры пород. Гидравлика изучает движение флюида. Один из многих аспектов гидравлики — это связь между флюидами, текущими по верх зернистых твердых тел. Все эти физические явления и свойства осадка могут изучаться с помощью теоретической математики, экспериментальным путем в лабораториях или в полевых условиях в современных осадочных обстановках. В равной мере эти методы могут быть использованы при изучении физических свойств древнего осадка для характеристики флюидных процессов, которые контролировали его отложение [2].

При анализе окружающей обстановки важное значение приобретает химия осадков. Состав обломочных минералов терригенных пород указывает на источник сноса и их предсидиментационную историю. Аутигенные минералы могут дать информацию как об обстановке накопления породы, так и о ее последующей диагенетической истории.

Таким образом, анализ окружающей обстановки заключается в применении данных биологии, физики и химии к изучению осадочных пород.

Фациальный анализ — это раздел региональной седиментологии, который включает три направления. Осадки какой-либо площади должны быть сгруппированы в различные природные типы или фации, охарактеризованные литологически по осадочным текстурам и ископаемым организмам.

Для каждой фации определяется обстановка осадконакопления, а на основе данных биостратиграфии определяется время образования фаций.

Подобно анализу обстановки осадконакопления, фациальный анализ использует данные биологии, химии и физики. Однако фациальный анализ включает изучение крупных осадочных бассейнов в региональном плане. При этом важную роль приобретает геофизика, но не в смысле изучения свойств осадочного покрова,

а для познания физических свойств и процессов той части земной коры, в которой формируются бассейны осадконакопления.

Двигаясь далее вниз по табл. I, мы приходим к химическим особенностям осадков. Выше уже было показано как химизм осадков помогает изучению окружающей обстановки осадконакопления и фациальному анализу. Термины *петрология* и *петрография* сейчас стали более или менее синонимичными в применении к микроскопическому изучению пород [5, 7]. Кроме того, большую роль играет петрофизика, которая изучает такие физические свойства, как пористость и проницаемость. Однако обычно все эти термины применяются в смысле изучения минералогии пород.

Осадочная петрология имеет важное значение по ряду причин. Как уже отмечалось, с ее помощью можно установить источник терригенных пород и условия окружающей обстановки накопления многих карбонатов. Кроме того, петрографические исследования помогают понять процессы диагенеза — постседиментационных изменений в осадках. В результате этих исследований были определены химические реакции, которые имели место между породой и проходящим через нее флюидом. Изучение диагенетических процессов имеет важное значение, так как они могут привести к уменьшению или увеличению пористости и проницаемости пород. Все это имеет прямое отношение к изучению свойств водных и углеводородных резервуаров. Химические исследования также имеют значение для познания тех диагенетических процессов, в результате которых формируются эпигенетические рудные месторождения, как, например, месторождения свинцово-цинковых сульфидных и карнититовых руд.

Наконец, в конце таблицы видим химию в ее чистом применении к осадочным породам, которая называется осадочной геохимией [6]. Это направление само по себе очень широкое. Конкретное его назначение — исследование химических и микрокристаллических осадков, которые почти не поддаются изучению микроскопическими методами. Поэтому главное назначение осадочной геохимии — это изучение глинистых минералов, фосфатов и эвапоритов.

Органическая геохимия изучает главным образом процессы происхождения и созревания каменного угля, нефти и природного газа. Взяв на вооружение достижения биологии и химии, органическая геохимия выросла во вполне самостоятельную отрасль науки. В приведенном обзоре я пытался показать, как седиментология взаимодействует с другими геологическими дисциплинами. И далее в книге постоянно будет показываться, насколько прочно седиментология базируется на данных фундаментальных наук — биологии, физики и химии.

Список литературы

1. Ager D. V. (1963). „Principles of Paleocology“ McGraw—Hill, New York, 371 pp.
2. Allen J. R. L. (1970). „Physical Processes of Sedimentation“ Allen and Unwin, London, 248 pp.

3. *Bailey E. B.* (1930). New light on sedimentation and tectonics. *Geol. Mag.* 67, 77—92.
4. *Barnes J. W.* (1973). Jason and the Gold Rush. *Proc. Geol. Ass.* 84, 482—485.
5. *Carozzi A.* (1960). „Microscopic Sedimentary Petrography“ John Wiley & Sons, New York, 485 pp.
6. *Degens E. T.* (1965). „Geochemistry of Sediments: a Brief Survey“ Prentice—Hall, New Jersey, 342 pp.
7. *Folk R. L.* (1968). „Petrology of Sedimentary Environments“ Chapman and Austin Texas. 170 pp.
8. *Lyell C.* (1965). „Elements of Geology“ John Murray, London. 794 pp.
9. *Mathews R. K.* (1974). „Dynamic Stratigraphy“ Prentice—Hall, New Jersey, 370 pp.
10. *Selley R. C.* (1970). „Ancient Sedimentary Environments“ Chapman and Hall, London, 237 pp.
11. *Shaw A. B.* (1964). „Time in Stratigraphy“ McGraw—Hill, New York, 365 pp. Phleger, F. B. and van Andel, T. H. (Eds.).
12. *Shepard F. P., Phleger F. B.* and van Andel, T. H. (Eds) (1960). Recent sediments, northwest Gulf of Mexico. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa. 394 pp.
13. *Shotton F. W.* (1968). Prehistoric man's use of stone in Britain. *Proc. Geol. Ass.* 79, 477—491.
14. *Shrock R. R.* (1948). „Sequence in Layered Rocks“ McGraw—Hill, New York. 507 pp.
15. *Sorby H. C.* (1853). On the oscillation of the currents drifting the sandstone beds of the south—east of Northumberland, and their general direction in the coalfield in the neighbourhood of Edinburgh. *Repts. of the Proc. of the Geol. and Polytechnic Soc. of the West Riding of Yorkshire for 1852*, 232—240.
16. *Sorby H. C.* (1908). On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.* 64, 171—233.

ГЛАВА 2. ЧАСТИЦЫ И ПОРЫ

Осадок — это скопление частиц, рыхлое или окаменелое. Любое седиментологическое исследование начинается с описания физических свойств изучаемых отложений. Это описание может быть ограничено только одним регионом, например «песчаник», если рассматриваются вопросы региональной тектоники. Однако описание может быть представлено и многостраничным отчетом, если исследуются физические свойства специфической осадочной толщи на каком-либо небольшом участке. Следует всегда помнить о том, что анализ физических свойств какой-либо осадочной породы должен соответствовать задаче исследования в целом.

Изучение физических свойств отложений — это обширное поле деятельности с его собственными правилами, которые должны соблюдать не только геологи. Гранулометрический анализ, в самом широком его смысле, играет важную роль при разработке мероприятий по орошению земельных угодий, при производстве свинцовой дроби и пластмассовых гранул и при сортировке яиц.

Читатель, интересующийся этой областью знаний, может обратиться к работам ряда авторов [50, 21, 127, 90, 18].

В этой главе будет дано только сводное описание этой отрасли науки и только для того, чтобы вооружить читателя необходимыми знаниями для более глубокого познания осадочных пород. Эта глава состоит из двух частей. В первой части рассматриваются индивидуальные частицы и агрегаты частиц в осадках; во второй части рассматриваются поры — пустоты между частицами осадка.

1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЧАСТИЦ

А. Строение поверхности частиц

В прошлом геологи обычно изучали особенности строения поверхности частиц и пытались связать эти особенности с осадочными процессами.

Например, обычно считалось, что макроскопические штрихи на гальках указывают на деятельность ледников. Гальки в аридных эоловых обстановках иногда покрываются тонкой корочкой, называемой «пустынным загаром». Обычно образование этой корочки связывается с капиллярным движением флюида в гальках и выпадением кремнеземистого осадка на поверхности при испарении флюида. Геологам давно известно, что переносимые ветром зерна песка с поверхности покрыты непрозрачной затуманенной корочкой, тогда как песчаники, отлагавшиеся в воде, почти прозрачны. Куенен и Пердок [67] объясняют это замутнение поверхности песчинок не абразивным действием ветра и воды, а воз-

действием чередующихся процессов растворения и осаждения в субаэральных условиях. Электронномикроскопические исследования показали [76], что удары зерен при переносе ветром генерируют тончайшие трещинки, которые рассекают поверхность зерна на многочисленные вогнутые пластинки.

Кринели и его соавторы с помощью электронного микроскопа изучили различные типы строения поверхности кварцевых зерен [59, 57, 58]. Эти исследователи идентифицировали множество различных картин абразии зерен, которыми характеризуются процессы ледниковой, эоловой и водной транспортировки. На глубине и в обнажении эти абразионные картины усложняются в результате процессов растворения и вторичной цементации кварцем. Поэтому изучение строения поверхности кварцевых зерен из древних отложений не дает почти никакой информации об их осадочной истории.

Б. Форма частиц, сферичность и округленность

Были проведены большие исследования по определению формы осадочных частиц и факторов, контролирующих форму зерен.

Форма галек описывалась в соответствии со схемой, предложенной Зингом [141]. Отношения между длиной, шириной и толщиной галек служат основой для выделения четырех классов: округлые (сферические, изометрические), уплощенно-цилиндрические (дисковидные), уплощенные (пластинчатые) и цилиндрические (роликовидные) (фиг. 1). Более усложненная классификационная схема была разработана Снидом и Фолком [118].

Форма галек зависит как от типа материнских пород, так и от их седиментационной истории. Гальки из сланцев и рассланцованных пород обычно стремятся приобрести пластинчатую или таблитчатую форму, тогда как однородные по текстуре породы, такие, как кварциты, обычно дают гальки почти изометрической или субсферической формы. На пути

от своих источников гальки уменьшаются в размерах и стремятся приобрести изометрическую или уплощенную формы [99, 110, 85]. Были предприняты попытки связать форму галек с обстановкой осадконакопления [17]. Сеймс [109] предложил критерии, основанные на форме и округленности галек, для различия флювиальных и литоральных галечников. Однако эти примеры ограничивались лишь гальками из таких однородных по текстуре пород, как кремни и кварциты.



Фиг. 1. Классификация галек по форме. По Зингу [141].

Песчаники весьма малы по размеру и поэтому трудно измерять их параметры. Форма песчинок в общем характеризуется коэффициентом изометричности (сферичности). Этот коэффициент отражает степень приближения формы зерна к сфере. Предлагались различные коэффициенты изометричности [134, 118].

Дополнительная характеристика формы частиц — это степень их округленности, т. е. степень кривизны углов. Округленность частицы совершенно независима от ее формы. Геологам следует отличать изометричность (сферичность) от округленности.

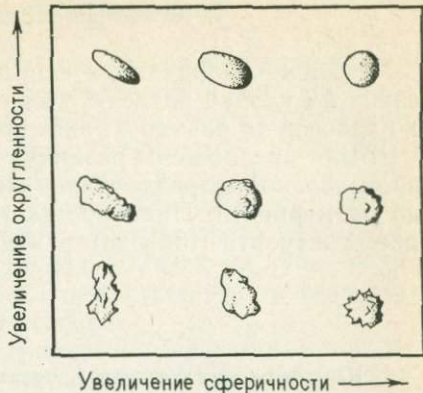
На фиг. 2 иллюстрируется независимость этих двух параметров. Были предложены различные шкалы округленности [108, 101].

Значительное внимание было уделено факторам, контролирующим округленность и изометричность (сферичность) осадочных частиц. Многие работы показали, что степени изометричности (сферичности) и округленности частиц повышаются по мере удаления их от источника (см., например, Ламинг [68]). Куенен [63, 64, 65, 66] в серии статей описал результаты экспериментальной абразии галек и песчинок при эоловой и водной транспортировке. Эти работы доказали, что изменение степени абразии и формы частиц вдоль рек и пляжей обязано как сортировке частиц, так и собственно абразии. Сами по себе эти эксперименты показали, что при эоловых процессах степень округленности увеличивается быстрее, чем при водной транспортировке. Имеются данные о том, что химическое растворение играет важную роль в процессе округления частиц. Было показано, что очень мелкие песчаные и алевритовые частицы имеют угловатую форму. Недавно Марголис и Кринели [76] показали, что высокая степень округленности, обычно наблюдаемая в эоловых песках, обусловлена совместным действием процессов абразии и одновременного осаждения кремнезема на поверхности зерен.

В. Размер частиц

Размерность, по-видимому, наиболее яркая характеристика осадочной частицы. Этот параметр положен в основу общей классификации осадков на галечники, пески и илы.

Легко понять концепцию размерности частиц, но не так легко разработать точные методы определения размера частиц [137].



Фиг. 2. Иллюстрация независимости между округленностью и сферичностью осадочных частиц

1. Классификация частиц по размеру

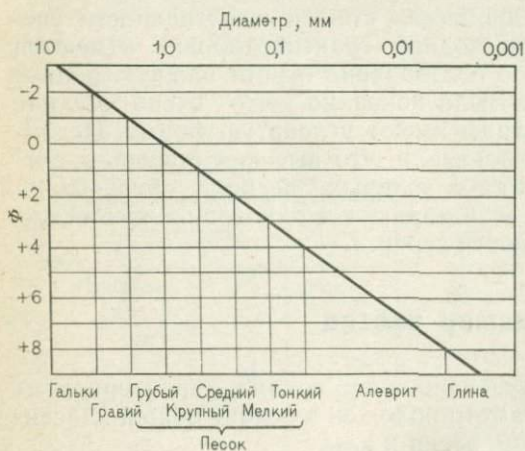
В осадке встречаются частицы разных размеров. В целях описания их удобно разделить на гальки, песчаные частицы (несколько классов по размеру), алевроитовые и глинистые частицы.

Были предложены различные классификации, в которых осадки произвольно подразделялись на спектр классов, отличающихся по размерности. Наиболее часто геологи используют классификацию Уэнтуорта [136], которая приведена в табл. II, где даны так-

Таблица II

Классификация Уэнтуорта, показывающая соотношения со шкалой ϕ и номенклатурой неконсолидированных и литифицированных осадков

ϕ величина	Диаметр частиц, мм	Классификация Уэнтуорта	Название породы						
-6	64	Булыжники	Конгломерат						
-2	4	Гальки							
-1	2	Гравий	Гравелит						
0	1	<table style="display: inline-table; vertical-align: middle;"> <tr> <td rowspan="5" style="font-size: 2em; vertical-align: middle;">}</td> <td>Грубый</td> </tr> <tr> <td>Крупный</td> </tr> <tr> <td>Средний</td> </tr> <tr> <td>Мелкий</td> </tr> <tr> <td>Тонкий</td> </tr> </table>	}	Грубый	Крупный	Средний	Мелкий	Тонкий	Песчаник
}	Грубый								
	Крупный								
	Средний								
	Мелкий								
	Тонкий								
1	0,5								
2	0,25								
3	0,125								
4	0,0625								
8	0,0039	Алевроит Глина	Алевролит Аргиллит						



Фиг. 3. Диаграмма зависимости между шкалой ϕ и шкалой размера осадочных частиц Уэнтуорта

же названия классов несвязанных частиц и их литифицированных аналогов.

Крумбейн [60] видоизменил классификацию Уэнтуорта путем введения шкалы ϕ . В этой классификации сохранены прежние названия, но миллиметровая шкала заменена на шкалу единиц ϕ , получаемой из уравнения $\phi = -\log_2 d$, где d — диаметр.

Соотношение между шкалой Уэнтуорта и шкалой ϕ показано на фиг. 3.

2. Методы гранулометрического анализа

Размер частиц можно определить как в неконсолидированных, так и в окаменевших осадках. Наиболее обычный способ — визуальное сравнение размера частиц какой-либо породы со стандартной коллекцией образцов, сложенных частицами известного размера. По мере приобретения опыта большинство геологов могут визуально оценить размер зерен в пределах точности шкалы Уэнтуорта, по крайней мере до частиц алевритового размера. Алеврит от глины можно отличить, пробуя образец на зуб, — если чувствуются мелкие твердые частицы, то это алеврит, а если образец дает пластичную массу, то это — глина.

Имеются более точные методы гранулометрического анализа. Частицы хорошо сцементированных осадков замеряются в шлифах под микроскопом [21]. Известны быстрые и приближенные методы анализа и более трудоемкие, но точные. Первые методы заключаются в измерении диаметра поля зрения под микроскопом при известном увеличении, подсчете числа зерен, пересекаемых нитями окуляра, и делении двух диаметров на количество зерен. Этот подсчет повторяется до тех пор, пока статистически не набирается достаточное количество определений. Затем для подсчета среднего размера зерен в шлифе берется формула

$$\text{средний размер зерна} = \frac{\sum \frac{2d}{n}}{N},$$

где n — число зерен, пересекаемых нитями окуляра, d — диаметр поля зрения в шлифе и N — общее количество измеренных участков шлифа.

Этот метод быстрый, но примитивный. Он удовлетворяет большинству седиментологических исследований, которые преследуют более широкие аспекты фацеального анализа. Он дает только средний размер частиц, но совершенно не дает сведений об их сортировке. Поэтому этот метод непригоден для детальных гранулометрических исследований. Для таких исследований необходимо измерить длину или некоторые другие параметры индивидуальных зерен. Это требует не только очень большой затраты времени, но и необходимости тщательного контроля ориентировки шлифа или коллекции образцов [21]. Маловероятно, чтобы в плоскости какого-либо шлифа оказались самые длинные оси всех зерен, так что всегда замеряемые в шлифе длинные оси зерен будут меньше истинных.

Г. М. Фридмен [38, 40] разработал методы пересчета результатов гранулярного состава, полученных путем подсчета в шлифах, в данные ситового анализа. Желательно определять размер частиц в шлифах при катод-люминесцентном освещении, а не в поляризованном свете (см. с. 94). Это давало бы возможность определить степень растворения зерен под давлением и степень их

вторичной цементации. Все эти процессы могут привести к значительному изменению как размера, так и формы зерен.

В аргиллитах и алевролитах определить размер частиц в оптическом микроскопе уже нельзя. Однако частицы этих пород можно измерить в электронном микроскопе.

Существует много методов определения размера частиц в неконсолидированных осадках. Выбор метода зависит в основном от размера частиц.

Валуны, булыжники и гальки лучше всего измерять вручную с помощью мерной ленты или рулетки. Гранулярный состав песков обычно определяется путем рассева на ситах. Основные приемы этого метода заключаются в следующем. Образец песка известной массы рассеивается на ситах с известными размерами отверстий. Сита механически встряхиваются через определенные промежутки времени. Остатки на каждом сите взвешиваются и рассчитывается их процентное содержание в целом образце [9]. Это быстрый и достаточно точный метод, удобный для многих исследований. В сущности, с его помощью определяются только пределы колебаний размера зерен. Длинные тонкие зерна попадают в тот же класс, что и субсферические зерна такого же размера. Этот факт имеет не очень большое значение для гранулометрического анализа терригенных осадков, так как их частицы обычно имеют почти оvoidную форму. Однако органогенные карбонатные пески дают частицы разной формы в зависимости от размера фракции.

Этого влияния формы частиц можно избежать, применяя другой метод гранулометрического анализа, называемый отмучиванием, или методом механического анализа осадков, основанным на разной скорости осаждения частиц разного размера. В основу метода положен закон Стокса, согласно которому скорость осаждения сферической частицы количественно описывается формулой

$$w = \left[\frac{(P_1 - P)g}{18\mu} \right] d^2,$$

где w — скорость оседания, $(P_1 - P)$ — разность плотностей частицы и флюида, g — ускорение силы тяжести, μ — вязкость флюида и d — диаметр частицы.

Эта формула Стокса приведена по Крумбейну и Петтиджону [62]. Ее значение для изучения процессов транспортировки осадочных частиц мы рассмотрим ниже (с. 163).

Метод заключается в дезагрегации осадка и диспергировании глинистой фракции с антифлокулирующим реагентом и осаждением в стеклянной трубке, заполненной жидкостью. Осадок будет накапливаться на дне в порядке уменьшения размера зерен — сначала гравий, а в конце — глинистые частицы. Имеется несколько способов определения времени осаждения и объемов частиц различных классов.

Метод отмучивания используется широко, так как он очень быстрый и точный и может быть применен к частицам с размером

Методы гранулометрического анализа

Состояние осадков	Класс осадков	Метод
Рыхлые	Валуны Булыжники Гальки Гравий Песок Алеврит Глина	Обмер индивидуальных обломков
	Валуны Булыжники Гальки Гравий Песок Алеврит Глина	Ситовой анализ или отмучивание
Литифицированные	Валуны Булыжники Гальки Гравий Песок Алеврит Глина	Обмер индивидуальных обломков
	Замеры в шлифах Рентгеноструктурный анализ*	{ Быстрый метод: подсчет зерен на линии пересечения нитей окуляра Медленный метод: микрометрия отдельных зерен

* Видимо, это опечатка; следует читать: электронномикроскопический анализ. — Прим. переа.

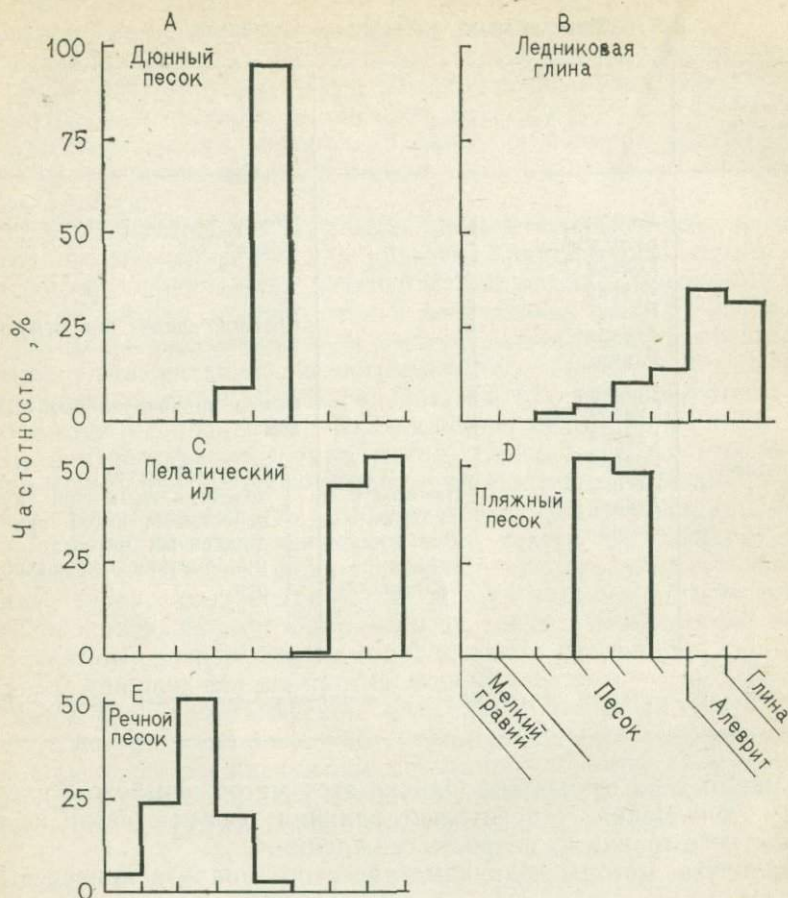
от гравийных до глинистых. Однако этот метод неизбежно влечет к ряду допущений относительно влияния формы частиц и поверхностного трения на скорость осаждения.

Различные методы гранулометрического анализа приведены в табл. III.

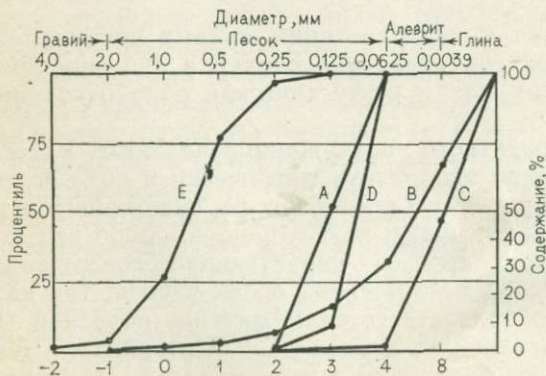
3. Данные гранулометрического анализа

Способы представления и интерпретации данных гранулометрического анализа зависят от целей исследования. Обычно применяются как графическая, так и статистическая обработка данных.

Исходные данные процентного содержания каждого класса (табл. IV) в образце можно изобразить графически в виде колонок (фиг. 4). Чаще эти данные представляются в виде кривых нарастающего содержания на графике, на котором по одной оси отложены размеры зерен, а по другой — нарастающие содержания частиц (фиг. 5). Этот способ изображения очень удобен, так как на одном графике можно показать составы многих образцов и сразу же будут видны различия в степени их сортировки. Чем круче кривая, тем лучшую сортировку имеет образец, так как



Фиг. 4. Гистограммы распределения частиц разных фракций в образцах, описанных в табл. IV



Фиг. 5. Куммулятивные кривые для образцов, описанных в табл. IV.

С помощью таких графиков можно быстро визуально сравнить отложения по размеру зерен и сортировке. Чем круче наклон линии, тем лучше сортирован осадок. Для большинства статистических гранулометрических анализов требуется более дробная градация частиц по размеру, чем по шкале Уэнтурта, представленной на этом графике

Гранулярный состав современных осадков в весовых % (I)
и нарастающих % (II)

Размер зерен	Образец А		Образец В		Образец С		Образец D		Образец E		
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	
Мелкий гра- вий	0,00	0,00	0,79	0,79	0,00	0,00	0,00	0,00	3,87	3,87	
Песок	{ гру- бый круп- ный сред- ний мел- кий тон- кий	0,00	0,00	1,10	1,84	0,00	0,00	0,05	0,05	22,75	26,62
		0,02	0,02	1,66	3,50	0,00	0,00	0,44	0,40	50,68	77,30
		9,00	9,02	3,90	7,40	0,00	0,00	51,89	52,38	20,24	97,54
		90,26	99,28	10,65	18,05	0,00	0,00	47,67	99,95	0,20	99,74
		0,72	100,00	13,68	31,73	1,09	1,09	0,07	100,02	2,24	99,98
Алеврит	0,00	100,00	35,47	67,26	45,87	46,96	0,01	100,03	0,02	100,00	
Глина	0,00	100,00	32,73	100,00	53,04	100,00	0,00		0,00		
Сумма	100,00		99,98		100,00		100,03		100,00		

А — золотые прибрежные дюны, Линкольншир, Англия.
 Б — плейстоценовый ледниковый тилл, Линкольншир, Англия.
 В — ил абиссальной равнины, Бискайский залив.
 Г — пляжный песок, Корнуэлл, Англия.
 Д — речной песок, Дартмур, Англия.
 Анализы предоставлены Г. Эвансом.

большая часть осадка попадает в одну размерную фракцию. Значительные содержания самой грубой и самой тонкой фракций отразятся на субгоризонтальных изгибах у концов кривой. Размер зерен для любого нарастающего процента называется процентилем (т. е. мы говорим о 20 процентиле и так далее). Обычно кривые гранулярного состава строят на вероятностной бумаге. Большое преимущество этого способа заключается в том, что образцы с нормальным гауссовским распределением частиц по размеру изображаются на диаграмме прямыми линиями.

Сортировка осадка также может быть оценена с помощью различных статистических способов. Простейший из них — это подсчет средних значений, для чего обычно определяют три параметра: медиану, моду и среднее арифметическое. Медиана — это такой размер, который разделяет образец на две равные половины, т. е. медиана равна 50 процентилю. Мода — это размер преобладающей фракции. Средний арифметический размер зерна определяется различно, но обычно как среднее из 25 и 75 перцентилей.

Второй важный аспект гранулометрического анализа заключается в определении сортировки или степени разброса, т. е. тенденции зерен находиться в одной фракции. Эта тенденция оценивается по коэффициенту сортировки. Было предложено несколько формул

для определения этого коэффициента. Классический коэффициент сортировки по Траску [128] рассчитывается путем деления процентиля 75 на процентилю 25.

Третья характеристика кривой распределения зерен по размеру называется эксцессом (kurtosis), или «степенью остроты пика». Первоначально для эксцесса была предложена следующая формула [128]:

$$k = \frac{P_{75} - P_{25}}{2(P_{90} - P_{10})},$$

где P — соответствующие процентилю.

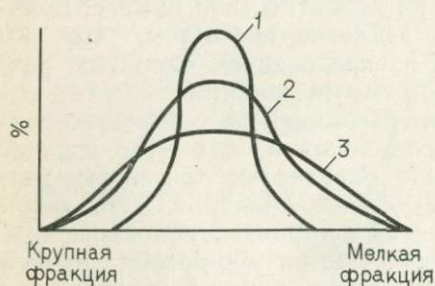
Кривые с более острым пиком, чем кривые с нормальным распределением, называются кривыми с эксцессом больше нормального, тогда как со сглаженным пиком — кривыми с эксцессом меньше нормального (фиг. 6).

Четвертая характеристика кривой гранулометрического состава — это ее асимметрия, или степень косости. Коэффициент асимметрии по Траску [128] рассчитывается по формуле

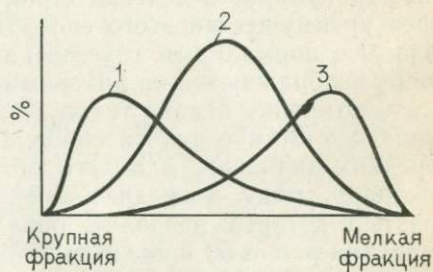
$$SK = \frac{P_{25} \times P_{75}}{P_{50}}.$$

Кривые, пик которых смещен в сторону грубых фракций, называются положительно асимметричными, а кривые с пиком, смещенным к тонким фракциям, — отрицательно асимметричными (фиг. 7).

Эти четыре статистических коэффициента обычно рассчитываются из данных гранулометрического анализа. В общем они заключаются в определении средних параметров (включая медиану, моду и среднее арифметическое), определении степени разброса или сортировки, эксцесса или степени остроты пика кривой и степени асимметрии или косости кривой. Эти понятия и формулы для расчета впервые были предложены Траском [128]. Бо-



Фиг. 6. Кривые распределения частиц по размеру, иллюстрирующие их эксцесс. 1 — эксцесс > 0 ; 2 — нормальная кривая; 3 — эксцесс < 0



Фиг. 7. Кривые распределения частиц по размеру, иллюстрирующие асимметричное распределение.

1 — положительная асимметрия; 2 — нормальное распределение; 3 — отрицательная асимметрия

лее сложные формулы для расчета тех же параметров были предложены Инменом [52] и Фолком и Уордом [36], которые обычно и применяются при современных гранулометрических исследованиях.

4. Интерпретация данных гранулометрического анализа

Только что мы рассмотрели методы гранулометрии, способы представления данных гранулометрического анализа и статистические операции с этими данными. Выясним теперь ценность этого подхода и его применимость к изучению осадков.

Прежде всего, в ряде случаев бывает совершенно недостаточно охарактеризовать осадок просто как «среднезернистый хорошо сортированный песок». В промышленности, использующей песчаные и галечниковые породы, существуют определенные требования к описанию разрабатываемых осадков. Среди полезных ископаемых этого типа можно упомянуть штучный камень, дорожный гравий, строительные, фильтровальные, полировальные пески и так далее. Пески и гравий для этих и многих других целей должны иметь определенный гранулярный состав. Этот состав должен быть точно описан с помощью статистических коэффициентов, рассмотренных выше.

В геологии точные данные гранулометрического анализа требуются при петрофизических исследованиях, когда выясняют связь структуры песка с пористостью и проницаемостью (см. с. 25). Подбор гравийного материала для водяных скважин также требует детального знания его гранулометрии.

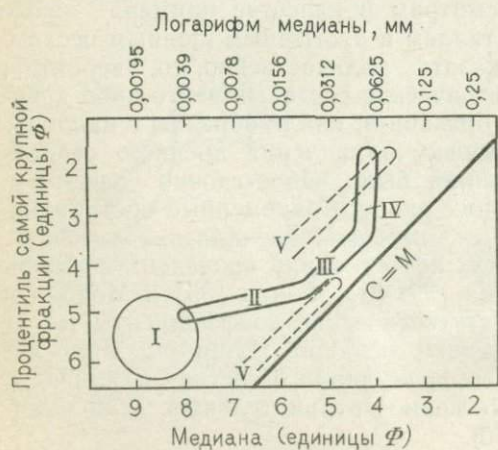
Не считая этих чисто описательных аспектов гранулометрии, имеется один генетический аспект, который всегда волновал геологов. Это — применение данных гранулометрического анализа для интерпретации древних обстановок осадконакопления. Теоретические основы такого подхода заключаются в том, что современные обстановки запечатлеваются в гранулометрических параметрах накапливаемых осадков; рассмотрим в качестве примера явные различия между ледниковым тиллем и пустынным дюнным песком. Если эти различия можно показать количественно, то, вероятно, возможно сравнить гранулометрические составы какого-либо древнего образца и современных образцов и, найдя образцы с наибольшим сходством, узнать обстановку накопления древнего осадка.

Это направление исследований было недостаточно успешным, несмотря на проведение больших работ. Современные обстановки, гранулометрия осадков которых широко изучалась, включают реки, пляжи и дюны. Обзор этих исследований приведен в работах Фолка и Уорда [36], Фридмена [39, 43], Фолка [35] и Мойола и Вейзера [87]. Очевидно, что статистические коэффициенты могут быть различными для современных осадков. Например, ряд исследований показал, что кривые гранулярного состава пляжных и дюнных песков имеют соответственно отрицательную и положительную асимметрию [79, 39, 20].

Теперь рассмотрим некоторые факторы, усложняющие гранулярный состав пород. Многие осадки в действительности включают две или несколько размерных фракций различного происхождения [29, 119]. Такие составы могут отражать смешивание частиц, привнесенных из разных обстановок. Однако более вероятно, что присутствие частиц нескольких классов в одном образце отражает воздействие разных физических процессов. Например, в заливе Баратариа в Луизиане с помощью многовариантного анализа было показано, что в осадках встречаются частицы, перенесенные ветром, волнами, водными течениями и гравитационными процессами [56]. И все-таки эти частицы были отложены в одной и той же лагунной обстановке или в заливе. Подобным образом Вишер [131] установил изменчивость типов осадка в пределах речных русел и показал, что эти различия связаны с седиментационными структурами, т. е. с процессами осадконакопления. На диаграммах С—М Пассега [94, 95] можно видеть другой подход к решению той же проблемы. Наиболее иллюстративны такие диаграммы, на которых по одной оси С отложены в единицах ϕ процентили наиболее крупной фракции, а по другой — М — медианы частиц. На таких диаграммах выделяются различные поля для пелагических суспензий, турбидитов, осадков твердого стока ложа и так далее (фиг. 8).

Другая сложность определения гранулометрических характеристик современных осадков заключается в унаследованности. Часто отмечалось, что если мелкозернистый однородный по размеру песок переносится в бассейн, то в нем отложится только один тип осадка, однородный по гранулярному составу, независимо от обстановки или процесса осаждения. Более конкретные примеры влияния первичного состава материала на характер его сортировки можно найти в работах по изучению современного аллювия Ирана и Средиземноморских стран [132].

Теперь рассмотрим применимость этих гранулометрических подходов к анализу обстановок накопления древних осадочных



Фиг. 8. С—М графики, предложенные Пассега [94, 95].

Ось С — 1 процентиль, ось М — медиана 50 процентиль. Продукты осадочных процессов: I — пелагические суспензии, II — однородные суспензии, III — градационные суспензии, IV — русловые отложения, V — турбидитовые потоки

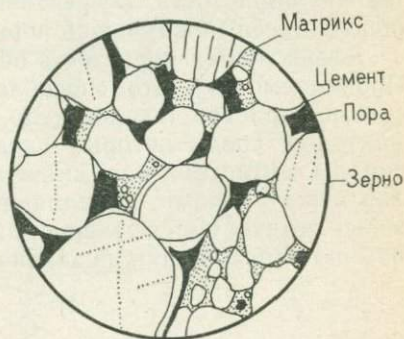
пород. Сразу же здесь возникает ряд вопросов. Анализы современных осадков показывают, что тонкая глинистая фракция очень чутко реагирует на характер процесса осадконакопления. В древних осадках глинистый цемент мог быть принесен после их осаждения или мог образоваться при диагенетическом разрушении песчаных зерен неустойчивых минералов (см. с. 92). Кроме того, глины могли быть перенесены в виде комков разного размера — от размера песчинок до валунов. При гранулометрическом анализе какого-либо древнего осадка эти более крупные глинистые обломки могут дезагрегироваться на составляющие глинистые частицы. Форма и размер кварцевых зерен могут значительно измениться в результате растворения и цементации [114]. Совокупность этих факторов вместе с проблемой унаследованности и отсутствием корреляции между осадочным процессом и обстановкой свидетельствуют о том, насколько трудно распознать осадочную обстановку древних отложений по их гранулометрии. Поэтому если имеются какие-либо другие критерии — например, наблюдение над изменением размера зерен по вертикали и над осадочными структурами, а также палеонтологические данные, то их обязательно надо учитывать.

II. ПОРИСТОСТЬ И ПРОНИЦАЕМОСТЬ

А. Введение

Если геологи изучают собственно горные породы, то в прикладной геологии большое внимание уделяется изучению пустот в породах. Учение об этих пустотах, или «порах», называется петрофизикой [6]. Эта область геологии жизненно важна как для поисков нефти, газа и подземных вод, так и для выявления региональных проницаемых барьеров, которые контролируют локализацию и осаждение низкотемпературных рудных минералов (см. с. 358). Она необходима также для проектирования подземных хранилищ жидкостей и газа.

В любой осадочной породе различают зерна, матрикс, цемент и поры (фиг. 9). Зерна — это обломочные частицы, которые обычно образуют каркас осадка. Матрикс — это более мелкие обломки, которые заключены между зернами. Определенной границы между размерами зерен и частиц матрикса нет. В конгломератах матрикс обычно бывает представлен пес-



Фиг. 9. Осадочная порода, состоящая из одновременно осажденных зерен и матрикса, постседиментационного цемента и пор.

чаными зернами, а в песчаниках он может быть представлен алевритовыми и глинистыми частицами. Цемент — это минеральные новообразования, возникшие в постседиментационных условиях и встречающиеся в пределах бывших пустот осадка. Поры — это пустые пространства, не занятые зернами, матриксом или цементом. Поры могут включать газы, например азот или углекислый газ, или углеводороды, например метан. Поры могут заполняться жидкостями — питьевой водой, рассолом или нефтью. При определенных температурах и давлениях поры могут заполняться одновременно жидкостью и газом.

Изучением поровых жидкостей и газов занимается гидрология и нефтяная геология. Петрофизика — учение о физических свойствах порового пространства — находится на грани между этими дисциплинами и осадочной геологией.

Геолог обязан понимать морфологию и генезис пор и, в идеальном случае, быть способным предсказать их распределение в земной коре.

1. Определения

Пористость породы — это отношение общего порового пространства к общему объему породы, т. е. для данного образца пористость = общий объем породы — объем твердой массы. Традиционно пористость выражается в процентах:

$$\text{пористость} = \frac{\text{объем общего порового пространства}}{\text{объем образца горной породы}} \cdot 100\%.$$

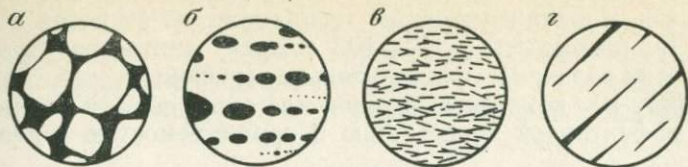
Пористость пород может быть почти нулевой в нетрещиноватых кремнях и теоретически — 100% в «образцах», взятых в полости. Обычно пористость осадков колеблется в пределах 5—25%, причем пористость 25—35% считается оптимальной для водных и нефтяных коллекторов.

Следует четко различать общую пористость породы и эффективную пористость. Эффективная пористость характеризует сообщающиеся между собой поры.

Эффективная пористость обуславливает проницаемость породы. Проницаемость — это способность жидкости или газа проходить сквозь пористое твердое тело. Проницаемость зависит от многих факторов, среди которых главные — это эффективная пористость породы, геометрия пор, включая их извилистость и размеры каналов между порами, капиллярные силы между породой и внедряющейся жидкостью, ее вязкость и градиент давления. Проницаемость обычно определяется из закона Дарси с помощью формулы

$$Q = \frac{k \Delta A}{\mu \cdot L},$$

где Q — скорость потока в см/с, Δ — градиент давления, A — площадь поперечного сечения, μ — вязкость флюида в сантипуазах, L — длина пути и k — проницаемость.

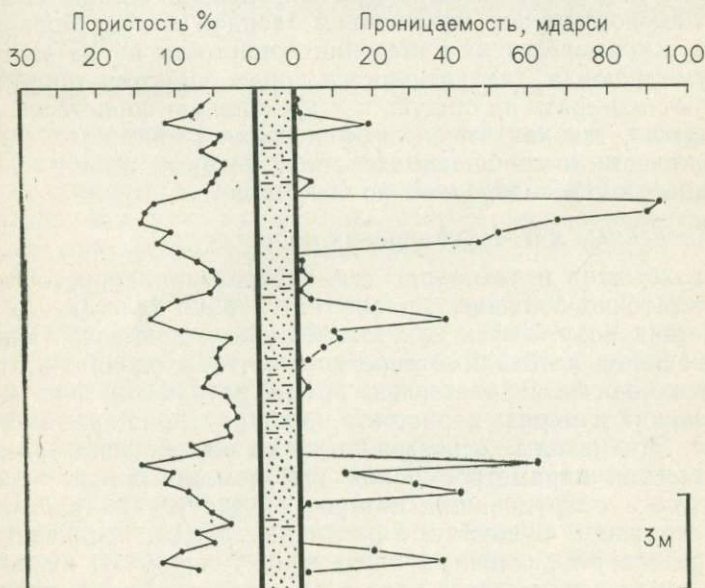


Фиг. 10. Соотношение между общей пористостью, эффективной пористостью и проницаемостью в шлифах (поры показаны черным, твердые компоненты — белым). Для идеального водного или углеводородного коллектора (а) характерны одновременно высокая эффективная пористость и высокая проницаемость.

а — несцементированный песок без матрикса; высокие пористость и проницаемость; б — пузырьчатая лава; высокая пористость, низкие эффективная пористость и проницаемость; в — аргиллит; умеренная пористость, низкая проницаемость; г — трещиноватый известняк; хорошая пористость и хорошая проницаемость в одном направлении

Это соотношение впервые было установлено Х. Дарси [7] в 1856 году на основании изучения источников Дижона. Проницаемость обычно выражается в единицах дарси — этот термин был предложен и охарактеризован Викоффом и другими в 1934 г. [140]. Проницаемость в один дарси — это такая проницаемость, при которой флюид с вязкостью в один сантипуаз течет со скоростью один сантиметр в секунду при градиенте давления в одну атмосферу на один сантиметр.

Проницаемость большинства пород значительно меньше одного дарси. Чтобы не применять дробных величин, обычно используется миллидарси, т. е. одна тысячная дарси. Проницаемость по-



Фиг. 11. Вариации пористости и проницаемости в песчанниковой толще. Наблюдаемая зависимость между пористостью и проницаемостью обычна

род резко варьирует в зависимости от направления, в котором она измеряется, и в зависимости от того, движется ли поток вверх или вниз. Проницаемость в 10—100 мдарси считается хорошей, а больше этих величин — исключительно высокой.

На фиг. 10 показаны различные типы пор, а также связь между эффективной пористостью и проницаемостью в разных типах пород.

На фиг. 11 показаны вариации пористости и проницаемости по вертикали, которые обычно отмечаются в толщах пород.

2. Методы измерения пористости и проницаемости

Существует ряд методов измерения пористости и проницаемости пород. Многие из этих методов требуют прямого анализа образца исследуемой породы. Однако в буровых скважинах часто бывает возможно измерить пористость пород геофизическими методами. Никаким косвенным методом нельзя рассчитать проницаемость, но она может быть определена по опытным откачкам из исследуемых водоносных или углеводородных коллекторов.

а. Прямые методы измерения пористости

Для прямых методов измерения пористости требуются образцы исследуемой породы. Они могут быть отобраны с поверхностных обнажений или из керна скважин.

При использовании различных методов непосредственного определения пористости необходимо определять общий объем образца, либо объем пор, либо объем твердой массы. Большинство методов основывается на измерении пористости путем экстракции в вакууме флюида, заключенного в порах. Поэтому такие методы позволяют измерять не общую, а эффективную пористость. Это не столь важно, так как именно эффективная пористость определяется количеством сообщающихся пор, которые имеют значение для водных и углеводородных коллекторов.

б. Косвенные методы измерения пористости

Часто бывает невозможно для определения пористости получить достаточно большие образцы из глубоко залегающих пород, содержащих воду, нефть или газ. Однако пористость таких вмещающих пород необходимо определить, чтобы оценить их практическую важность. В настоящее время разработан ряд методов, позволяющих измерять пористость пород *in situ* во время их разбуривания. Эти методы основываются на определении различных геофизических параметров пород при помощи зонда — сложного электронного оборудования, которое опускается на кабеле в буровую скважину. Существуют различные зонды, предназначенные для определения различных параметров пород. С их помощью можно определить скорость распространения звука в породах и плотность пород. Скорость распространения звука непрерывно записывается с помощью акустического приспособления в зонде,

опускающемся в скважину. Скорость распространения звука в толще пород измеряется в микросекундах на фут. Если известны скорости распространения звука в поровом флюиде и в чистом минерале (для известняков принимают скорость звука в кальците, для песчаников — в кварце, и т. д.), то пористость может быть найдена по формуле

$$\Phi = \frac{t - t_{ma}}{t_f - t_{ma}},$$

где Φ — пористость в %, t — измеренная скорость звука, t_{ma} — скорость звука в основной массе (т. е. в непористой породе) и t_f — скорость звука в поровом флюиде.

Более подробный обзор косвенных методов измерения пористости можно найти в работе Линча [74].

С помощью метода геофизического каротажа можно точно определить пористость пород.

в. Прямой метод измерения проницаемости

Проницаемость, подобно пористости, можно замерить в лаборатории на образце горной породы. Этот метод заключается в пропускании воздуха через тщательно высушенный и подготовленный образец. На установке регистрируются длина и поперечное сечение образца, падение давления при прохождении воздуха через образец и скорость потока за период испытания. Затем проницаемость определяется по уравнению Дарси (см. с. 26). Вязкость воздуха при температуре определения берется из соответствующих таблиц.

г. Косвенные методы измерения проницаемости

В противоположность пористости, проницаемость нельзя замерить с помощью геофизических зондов в буровых скважинах. С другой стороны, ее можно рассчитать путем регистрации количества газа или флюида, которые дает скважина известной глубины в течение данного интервала времени. Этот способ применяется в гидрологии в артезианских скважинах и при принудительных откачках. При таких откачках подсчитывается количество воды, которое может быть извлечено за данный период времени, и время, необходимое для восстановления прежнего уровня грунтовых вод, если он понизился во время откачки. Как продуктивность горизонта, так и время восстановления уровня грунтовых вод служат мерой проницаемости водоносных пластов.

Нефтяные и газовые коллекторы обычно находятся под давлением. Проницаемость коллектора можно замерить с помощью перфорированной трубы, опускаемой в скважину, или на основании замеров выхода нефти или газа за более длительные промежутки времени. При этом определяют количество флюида, извлеченного за данный период времени, падение давления в течение этого времени и прирост давления во второй интервал времени,

когда коллектор не эксплуатируется. Применяя закон Дарси и учитывая форму буровой скважины, можно определить среднюю проницаемость пород коллектора в опробуемом интервале.

Б. Морфология пор

1. Введение и классификация

Любое петрофизическое исследование пород коллекторов нуждается в детальных сведениях о количестве, типе и генезисе пор. В предыдущем разделе мы рассмотрели количественные методы определения пористости. Теперь рассмотрим классификацию главных типов пород и затем опишем наиболее типичные их разновидности. Для описания пор в осадках используется множество терминов. Полезный толковый словарь терминов, относящихся к порам, приведен в работе Шокетта и Прея [24, с. 244—250].

Сами по себе поры могут изучаться разными методами — на природных сколах или полированных поверхностях горных пород с помощью лупы или бинокля, в шлифах под световым микроскопом и в сканирующем электронном микроскопе. Другой эффективный метод изучения морфологии пор заключается в первоначальном пропитывании породы соответствующей пластической смолой и последующем растворении породы в подходящем растворителе. Изучение образующегося слепка позволяет узнать не только размер и форму пор, но и характер каналов, связывающих поры. Проницаемость породы сильно зависит от размеров каналов и извилистости системы пор.

Наблюдения с помощью указанных методов показывают, что имеются самые различные типы поровых систем.

Были предприняты разнообразные попытки создания классификации типов пор. В основу этих классификаций были положены

Таблица V

Классификация типов пористости

	Тип пористости	Происхождение
I. Первичная, или первично-осадочная	Межзерновая, или межчастичная	Седиментационное
	Внутричастичная	
II. Вторичная, или постседиментационная	Межкристаллическая	Цементация
	Пористость типа усыхания (Fenestral)	
	Растворения (Moldic)	Растворение
	Жеодовая (Vuggy)	
	Трещиноватости	Тектонические подвижки, уплотнение или дегидратация

либо чисто описательные схемы [72, с. 113], либо описательные схемы и генетические критерии [24] и классификации, связывающие тип пористости с петрографией пород [106].

В классификации, приведенной в табл. V, выделены две главные разновидности пористости, обычно различаемые в породах, [91]. Это первичная пористость, которая возникает непосредственно после выпадения осадка, и вторичная, или постседиментационная, пористость, которая образуется различными путями после выпадения осадка.

Рассмотрим главные типы пористости.

2. Первичная или первично-осадочная пористость

Первичная, или первично-осадочная пористость — это такая пористость, которая возникает при выпадении осадка. Существует два основных типа первичной пористости.

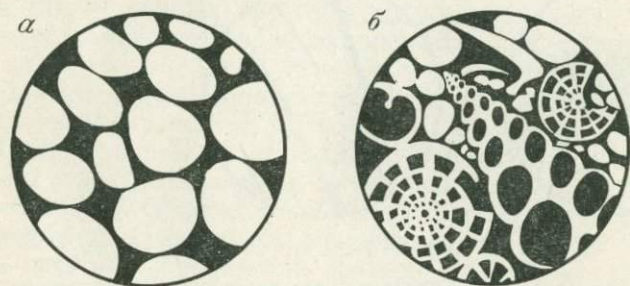
а. Межзерновая пористость

Межзерновые, или межчастичные поры — это пространства между обломочными зернами, которые образуют каркас осадка (фиг. 12, а). Этот тип имеет важнейшее значение. Он присутствует изначально почти во всех осадочных породах. Во многих карбонатных осадках межзерновая пористость обычно уменьшается при диагенезе, но в песчаниках это всегда преобладающий тип пористости.

Факторы, влияющие на генезис межзерновой пористости и изменяющие ее после осадконакопления, рассматриваются более подробно в последнем разделе (см. с. 36).

б. Внутричастичная пористость

В карбонатных песках, особенно органогенных, первичные поры могут присутствовать внутри обломочных зерен. Например, полости в раковинах моллюсков, аммонитов, в кораллах, мшанках и микроорганизмах можно рассматривать как внутричастичные первичные поры (фиг. 12, б).



Фиг. 12. Рисунки шлифов первично-осадочных пор.

а — межзерновые поры, обычно присутствующие в песчаниках; б — межзерновые и внутричастичные поры, типичные для органогенных карбонатных песков

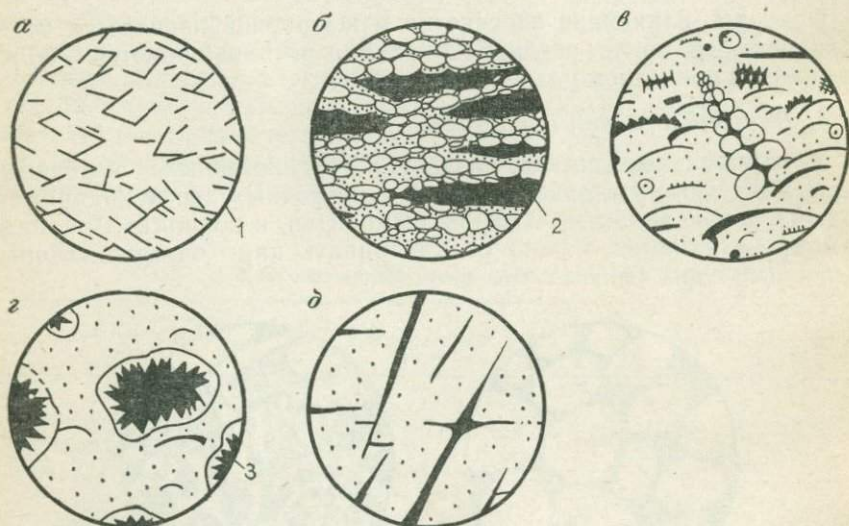
Пористость этого типа часто уменьшается после выпадения осадка вследствие инфильтрации микритовой основной массы. Кроме того, химическая неустойчивость карбонатных зерен часто приводит к образованию внутричастичных пор, которые подвергаются изменениям или исчезают при диагенетических процессах.

3. Вторичная или постседиментационная пористость

Вторичная пористость — это такая пористость, которая сформировалась после того как осадок был отложен. Вторичные поры более изменчивы по морфологии и имеют более сложный генезис, чем первичные. Различают следующие главные типы вторичной пористости.

а. Межкристаллическая пористость

Межкристаллическая пористость — это пространство между отдельными кристаллами в кристаллической породе (фиг. 13, а). Следовательно — это характерный тип пористости для изверженных и высокометаморфизованных пород и для некоторых эвапоритов. Строго говоря, такая пористость имеет первичное происхождение. Однако она наиболее характерна для карбонатных осадочных пород, которые претерпели перекристаллизацию, и особенно типична для перекристаллизованных доломитов. Такие



Фиг. 13. Главные типы вторичной пористости.

а — межкристаллические поры, характерные для доломитов (1 — щелевидные поры между кристаллами); б — поры расщепления, характерные для пелмикритов (2 — поры между изогнутыми слоями); в — поры растворения, образованные при селективном выщелачивании, например, скелетных остатков организмов; 3 — жеодовые поры, образованные в результате неравномерного растворения (3 — жеода, обросшая кристаллическим кальцитом); д — трещинные поры, присутствующие в хрупких породах

породы иногда являются очень важными нефтяными коллекторами. Поры кристаллических пород имеют щелевидную форму и пересекаются между собой под косыми углами, причем между порами нет четко выраженных каналов или сужений стенок.

б. Пористость типа усыхания

Термин пористость «усыхания» впервые был предложен Теббутом и др. [125] для обозначения «первично-осадочных или почти одновременных с осадкообразованием пустот в породе по размеру больших пор между зернами». Этот тип пористости характерен для карбонатных пород. Такая пористость встречается в обломочных карбонатных песках, в которых она постепенно переходит в первичную пористость, и является наиболее характерной для пеллетовых илов и гомогенных илов лагуновых и литоральных обстановок.

Почти одновременные с осадконакоплением дегидратация, цементация и выделение газов могут привести к расслаиванию осадка с образованием складок и горизонтально вытянутых крупных пор между отдельными слоями (фиг. 13, б). Такой тип текстуры Фишер [34] выделил как «лоферитовый» при изучении триасовых альпийских карбонатных пород тыловых рифовых фаций. Аналогичные текстуры были описаны в доломитовых пеллетовых илах сходного генезиса в палеоценовых отложениях Ливии [25]. В этих осадках дно крупных пор иногда частично покрыто известковым илом. Это заставляет предполагать, что они образовались почти одновременно с накоплением осадка.

Одна из разновидностей текстуры расслоения длительное время была известна как текстура «птичьего глаза». Так назывались изолированные «глазки» размером до сантиметра в поперечнике, которые встречаются в некоторых известковых глинистых породах [51]. Эти образования приписывались деятельности илоедов и процессам дегазации. Часто такие «глазки» выполнены кристаллическим кальцитом.

в. Пористость растворения

Третий тип вторичных пор, обычно образующихся после пористости расслоения, это поры, возникающие при процессах растворения.

Поры в этом случае образуются путем растворения первично-осадочных зерен, а затем происходит некоторая цементация осадка. Поры развиваются селективно. Это значит, что растворяются только отдельные частицы, но не весь цемент, основная масса или весь осадок. Обычно в какой-либо породе растворяются все зерна одного типа. Поэтому мы можем говорить о пористости, возникшей за счет растворения или оолитов, или пеллет, или органических обломков (фиг. 13, в). Поэтому для пород с пористостью растворения характерна резкая изменчивость геометрии пор, эффективной пористости и проницаемости. Поры, возникшие за счет растворения оолитов, имеют субсферическую форму и одинаковый

размер. Напротив, возникшие путем растворения органических остатков поры резко варьируют по размеру и форме — от тончайших щелей до искривленных пор с параллельными стенками в тех местах, где были раковины, и пор в виде цилиндрических пустот на месте спикул ежей.

г. Жеодовая пористость

Жеодовые поры — это поры другого типа, образующиеся путем растворения, и, подобно порам растворения, они типичны для карбонатных пород. Жеоды отличаются от пор растворения уже потому, что они секут первичные осадочные текстуры пород (фиг. 13, г). Поэтому жеоды обычно крупнее типичных пор растворения. Их стенки часто инкрустированы кристаллами. С увеличением размера пор породы приобретают кавернозность. Термин кавернозная пористость плохо определен. Шокетт и Прей [24, с. 244] предложили, чтобы нижней границей размера каверны считались размеры такой полости, в которую может влезть человек, или полость, которая при бурении допускает свободное прохождение бурового снаряда не более чем на полметра. Такие полости встречаются в Аравийской зоне (верхняя юра) Абкэйкского нефтяного месторождения в Саудовской Аравии [82]. Некоторые из наиболее крупных нефтеносных полостей зарегистрированы в Техасе, причем каверны до 5 м высотой были описаны в известняках Фусселмен на нефтяном месторождении Доллархайд [121].

д. Пористость трещиноватости

Последний главный тип пористости, который мы рассмотрим, — это такой тип, который связан с трещиноватостью пород. Трещины встречаются и во многих других породах помимо осадочных. Растрескивание, в смысле нарушения первично-осадочных текстур, может происходить почти одновременно с осадконакоплением. При этом часто образуется микроскладчатость, вызванная оползанием, оседанием или уплотнением осадка.

В пластических осадках трещины мгновенно закупориваются. Однако в хрупких породах трещины могут сохраняться, создавая таким образом пористость трещиноватости (фиг. 13, д). Поры этого типа характерны для сильно литифицированных пород и, следовательно, обычно они развиваются позже других типов пор.

Важно отметить, что пористость трещиноватости встречается не только в хорошо сцементированных песчаниках и карбонатных породах, но может присутствовать и в глинистых сланцах, и в изверженных и метаморфических породах.

Систему пор трещиноватости значительно труднее изучать и анализировать, чем системы пор других типов. Хотя трещины варьируют по размеру от микроскопических до крупных полостей, их трудно изучать в керновых образцах.

Пористость трещиноватости встречается в самых различных обстановках. Пористость трещиноватости может возникнуть при тектонических подвижках двумя путями. Она может образоваться

в результате напряжений на гребнях сжимающихся антиклиналей и уплотняющихся открытых платформенных складок. Харрис и другие [49] измеряли в обнажениях ориентировку трещин и степень их развития на гребнях антиклиналей. Результаты этих работ показали, что имеется тесная зависимость между тектоническим положением породы и картиной трещиноватости. Степень трещиноватости была максимальной на гребне симметричной антиклинали Шир-Маунтин. Однако на асимметричном куполе Груз-Эгг-Доум трещины были больше развиты на крутом склоне этой структуры.

Пористость трещиноватости также тесно связана с разрывной тектоникой, и на некоторых нефтяных месторождениях отмечается тесная зависимость между пористостью и отдельными системами разломов. Ярким примером этого явления служат месторождения Скипио на юго-западе шт. Мичиган. Они расположены на одной прямой линии протяженностью около 15 км. Отдельные месторождения имеют размеры в поперечнике около 0,5 км. Нефть присутствует в трещиноватых доломитизированных породах в формации известняков Трентон (ордовик). Пористость трещиноватости здесь, по-видимому, возникла вследствие подвижек по глубинному разлому фундамента.

Пористость трещиноватости может образоваться и нетектоническими путями. Она часто отмечается в породах непосредственно ниже поверхностей несогласия. В этих случаях трещины, возникнув первоначально при выветривании, могут быть расширены путем растворения (особенно в известняках) и законсервированы без последующего уменьшения пористости.

е. Заключение

В предшествующем обзоре были затронуты вопросы типизации пористости и генезиса пор. По существу, имеются две главные генетические группы типов пор.

Первичная пористость образуется при оседании осадка. Сюда относятся межзерновая или межчастичная пористость, которая характерна для песков, и внутривчастичная пористость, встречающаяся в органогенных известковых песках.

Вторичная пористость образуется после осадконакопления при диагенетических процессах. Перекристаллизация, особенно доломитизация, может генерировать межкристаллическую пористость. При процессах растворения могут возникнуть поры растворения, жеоде и каверны. Трещины образуются как в рыхлых, так и в хрупких породах. В первых трещины остаются закрытыми, но в хрупких породах пористость трещиноватости может сохраниться или увеличиться путем растворения или уменьшиться в результате цементации. Пористость трещиноватости встречается не только в литифицированных осадочных породах, но и в изверженных и метаморфических породах.

Следует особо отметить, что во многих осадочных породах присутствует только какой-либо один тип пор. Особый практиче-

ский интерес представляют породы, в которых трещины комбинируются с другими типами пор. Мелкозернистые породы, как глинистые сланцы, так и микрокристаллические карбонатные породы и мелкозернистые пески, характеризуются высокой пористостью. Эти же породы часто обладают очень низкой проницаемостью. Однако наличие трещин может способствовать образованию из таких пород коллекторов флюидов. Успешное бурение нефтяных и водных скважин в таких породах часто зависит от пересечения скважинами открытых трещин.

Распознавание роли трещин в продуктивных на флюиды породах с высокой пористостью и низкой проницаемостью дало возможность прибегать к искусственному образованию трещин с помощью взрывов, которые одновременно закрепляются путем заполнения их песком, стеклянными шариками и т. п. Кроме того, продуктивность трещиноватых карбонатных коллекторов может быть повышена путем нагнетания в породы кислот для растворения их вдоль трещин и расширения последних.

Влияние диагенетических процессов на пористость песчаников и карбонатных пород будет рассмотрено соответственно в главах 4 и 5. Ниже в этой главе мы рассмотрим факторы, контролирующие первичную пористость во время осадконакопления, и процессы, ведущие к потере первичной пористости при уплотнении осадка.

В. Генезис первичной пористости

Первичная межзерновая пористость зависит от особенностей строения каркаса накапливающегося осадка, но изменяется при постседиментационном уплотнении и последующих процессах диагенеза.

1. Факторы, контролирующие первичную пористость во время осадконакопления

Как показали Бирд и Вейл [14], пористость только что отложенного осадка зависит от пяти факторов: размера зерен, сортировки, формы зерен (изометричности), округленности зерен (угловатости) и характера упаковки. Были проведены большие исследования по изучению влияния этих факторов на первичную пористость. К этим работам следует отнести теоретические математические разработки [33], экспериментальное изучение искусственных скоплений сферических частиц, рыхлых современных осадков и даже древних пород. Результаты этих работ мы рассмотрим теперь в отношении каждого из перечисленных факторов.

а. Влияние размера зерен на пористость

Теоретически пористость не зависит от размера зерен. Скопления сферических частиц с одинаковой сортировкой и одинаковой упаковкой будут иметь одну и ту же пористость независимо от

размера частиц. Объем пор изменяется прямо пропорционально по отношению к объему сферических частиц [37]. Роджерс и Хид [107], проводившие опыты с искусственными песками, показали, что в хорошо сортированных песках пористость не зависит от размера зерен. Такая «идеальная» ситуация редко наблюдается в природе. Приор [103] анализировал тысячи образцов современных песков и показал, что пористость уменьшается с увеличением размера зерен. Однако речные пески показали обратную тенденцию, возможно, вследствие различий в характере упаковки. Ли [70] показал, что в древних осадочных породах пористость также возрастает с уменьшением размера зерен. Эта тенденция, вероятно, обусловлена рядом факторов, только косвенно связанных с размером зерен. Более тонкие песчаники имеют обычно более угловатую форму и способны создавать более рыхлые упаковки, поэтому в таких песках пористость может быть выше, чем в крупнозернистых,

Какая бы ни была причинная зависимость, эмпирически было показано, что пористость обычно увеличивается с уменьшением размера зерен. Проницаемость, напротив, возрастает с увеличением размера зерен [37, 61, 103]. Это имеет место потому, что в более тонкозернистых осадках каналы между порами тоньше, и стенки каналов из-за более высокого капиллярного воздействия препятствуют течению флюида.

б. Влияние сортировки на пористость

В ряде работ было показано, что пористость увеличивается по мере возрастания степени сортировки [37, 107, 103, 14]. Крумбейн и Монк [61] и Бирд и Вейл [14] показали, что увеличение степени сортировки сопровождается соответствующим повышением проницаемости.

Причину этих зависимостей нетрудно понять. В хорошо сортированных песках содержится больше обломочных зерен, чем основной массы. С другой стороны, в плохо сортированных песках обломочных зерен меньше, чем основной массы. Более мелкие зерна основной массы закупоривают как поры, так и каналы между ними, и поэтому пористость и проницаемость уменьшаются.

Исследования Приора [103] современных песков из разных обстановок подтвердили эту зависимость для речных песков, хотя пляжные и дюнные пески оказались аномальными в том отношении, что их проницаемость увеличивалась с уменьшением степени сортировки.

в. Влияние формы и округленности зерен на пористость

Форма и округленность зерен явно влияют на величину межзерновой пористости. Влияние этих факторов почти не исследовалось, так как требуется затратить очень много времени для замеров таких параметров на образцах достаточно крупных, чтобы можно было прийти к убедительным выводам.

Фрезер [37] пришел к выводу, что осадки, состоящие из изометричных зерен, обладают более низкой пористостью, чем осад-

ки, состоящие из менее изометричных зерен. Он связывал это явление с тем фактом, что более изометричные зерна образуют более плотные упаковки [14].

г. Зависимость между текстурой и пористостью

Характер распределения частиц в осадке называется «текстурой». Под текстурой понимают также ориентировку зерен и способы их упаковки. Эти элементы текстуры тесно связаны с первичной пористостью.

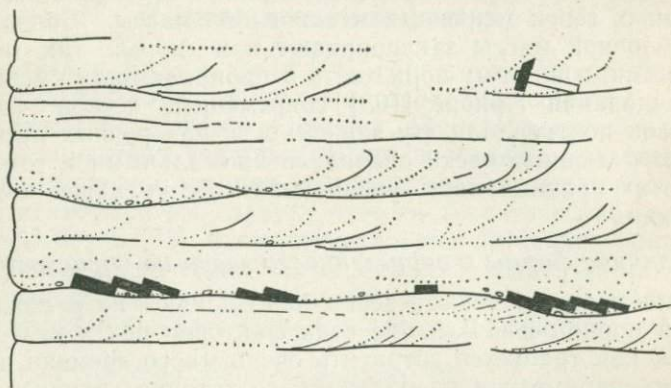
д. Ориентировка зерен

Ориентировка частиц осадка обычно рассматривается по отношению к направлению транспортировки осадка (направлению потока) и горизонтальной плоскости.

Ориентировка галечниковых текстур довольно хорошо известна, так как относительно легко можно измерить длинные оси галек. Ориентировка песчаных зерен вплоть до недавнего времени была менее изучена, возможно из-за того, что она более сложна, но вероятнее — из-за большой трудоемкости определения размеров и количественных оценок.

Одна из характерных особенностей галечниковых текстур — черепитчатое расположение галек, при котором их длинные оси параллельны направлению потока и полого наклонены навстречу ему. Отдельные гальки на дне русла также часто расположены черепитчато (фиг. 14). Такие текстуры являются ценными индикаторами направления палеопотоков (см. с. 232). Рассеянные гальки в диамиктитах также обычно расположены параллельно направлению потока. Это справедливо как для отложений иловых потоков [73], так и для ледниковых глин [4].

Изучения ориентировки галек, рассеянных во флювиальных отложениях, дали противоречивые результаты. Во многих работах,



Фиг. 14. Зарисовка обнажения речных отложений, в которых видно кулисообразное залегание гальки из глинистого сланца на дне потока. Гальки наклонены навстречу потоку в противоположность падению передовых слоев в направлении потока. Кембро-ордовикские отложения. Иордания

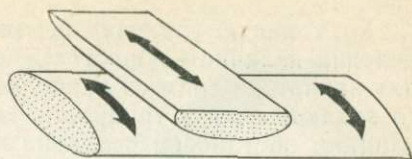
рассмотренных Шли [110], показано, что гальки длинными осями обычно располагаются параллельно направлению потока. Однако некоторые результаты изучения косослоистых песков показали такую же ориентировку в переходных слоях, тогда как в поверхностных и придонных дельтовых отложениях гальки своими длинными осями обычно располагались перпендикулярно направлению потока [111, 11, 47]. С более подробным обзором этой проблемы можно ознакомиться в работе Джоханссона [53].

Исследования ориентировки песчаных зерен сдерживались тем обстоятельством, что раньше был только один метод, который заключался в замере индивидуальных зерен. Недавно были разработаны косвенные методы определения ориентировки таких зерен [115, 112]. Эти методы позволяют быстро определить ориентировку зерен в образцах.

Обычно наблюдалось, что зерна ориентируются параллельно направлению потока в горизонтально слоистых аллювиальных песках, турбидитах и морских барах [112, 77, 133]. Следовательно, в русловых песках зерна ориентируются параллельно длинной оси песчаной залежи. Это направление совпадает с наибольшей проницаемостью, как это выявляется путем изопотенциального картирования [16, с. 1143]. С другой стороны, в линейных барах песчаные зерна ориентируются перпендикулярно оси бара под воздействием прибоа. В этом случае направление оптимальной проницаемости может быть перпендикулярным длинной оси песчаного тела (фиг. 15). Рассмотренные различия подтверждаются результатами изучения проницаемости современных речных и морских пляжных песков [103].

е. Упаковка зерен

Гретон и Фрезер [48] показали, что пористость осадка варьирует в зависимости от способа упаковки составляющих его зерен. Они рассчитали, что теоретически имеется шесть геометрических способов упаковки сфер одинакового размера. Эти способы варьируют от наиболее рыхлой «кубической» упаковки с теоретической пористостью 48% до плотнейшей ромбоэдрической (гексагональной) упаковки с теоретической пористостью 26%. Такие идеальные модели упаковки получались в тех случаях, когда использовались не сферические частицы, а вытянутые сфероиды, более похожие на реальные песчинки [2].



Фиг. 15. Ориентировка зерен и направление максимальной проницаемости (показано стрелками) в русловых (вверху) и береговых (внизу) песчаных барах. В обоих случаях эти направления совпадают с направлениями палеосклонов. В русловых отложениях направление оптимальной проницаемости параллельно простиранию песчаной залежи. В барах это направление перпендикулярно простиранию залежи. По данным Приора [103, см. фиг. 3 и 9]

Хотя способ упаковки несомненно играет важную роль в определении величины пористости, этот параметр в отвердевших породах является одним из наиболее трудно измеряемых. Причины этого заключаются в трудности замеров, в отсутствии сведений о влиянии обстановки осадконакопления и осадочных процессов на характер упаковки и во влиянии на упаковку постседиментационного уплотнения.

Ряд авторов предложили методы определения и количественной оценки упаковки. Эмери и Гриффитс [32] предложили применять коэффициент упаковки, который определяется как произведение числа контактов зерен, наблюдаемых на пересечении шлифа, и среднего диаметра зерна, разделенного на длину пересечения. Кан [54] назвал коэффициент упаковки близостью упаковки и видоизменил первоначальную формулу. Меллон [84] предложил определять горизонтальный упаковочный отрезок, который представляет собой среднее горизонтальное расстояние между слагающими породу зернами.

Вся проблема с этими различными коэффициентами упаковки заключается в том, что измерение достаточного количества достаточно крупных образцов для получения надежных данных является исключительно трудоемким занятием. Кроме того, эти определения упаковки делаются на шлифах из отвердевших образцов. Можно пропитывать и рыхлые образцы и из них изготавливать шлифы, но маловероятно, чтобы при этом не нарушалась первоначальная упаковка.

Кроме того, Морроу [89] установил, что упаковка в осадке будет изменяться от одного типа к другому в пределах отдельного прослоя и между соседними слойками.

Из-за этих сложностей почти ничего не известно о зависимости между характером упаковки и первично-осадочной пористостью. Попросту говоря, мы можем ожидать, что пелагические илы и турбидиты должны иметь более рыхлую упаковку, чем отложения постоянных потоков, и возможно, что косослоистые пески более рыхло упакованы, чем горизонтальнослоистые пески. Имеется очень мало данных, подкрепляющих эту концепцию. Приор [103] показал, что современные речные пески более рыхло упакованы, чем пляжные и золотые дюнные пески. Этот факт означает, что постседиментационное уплотнение переориентирует зерна таким образом, что первичная упаковка, возможно, не оказывает почти никакого влияния на величину пористости в литифицированных осадках.

Г. Влияние уплотнения на первичную пористость

1. Введение

Большие работы были проведены по изучению процессов, ведущих к уменьшению первичной пористости после захоронения осадка. На фиг. 16 показаны обычные пределы величин пористости

в песках и глинах на разных глубинах. Эта диаграмма основана на изучении изменений пористости с глубиной в 50 различных осадочных формациях разного возраста и разных районов. Однако здесь в основном приведены глины только с малых глубин и те пески, в которых еще сохранилась практически значимая пористость. В областях метаморфизма и в глубинных бассейнах с высокими геотермическими градиентами пористость может понизиться более резко, чем об этом можно судить по приведенной диаграмме.

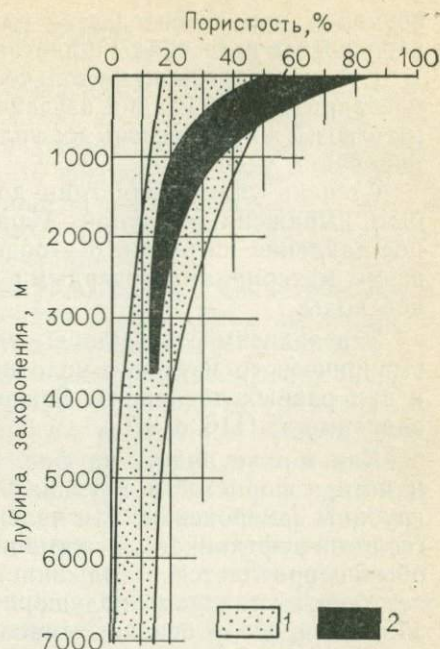
Сразу же после захоронения осадка пористость его уменьшается вследствие отвердения и уплотнения; со временем и с увеличением глубины захоронения процессы уплотнения сменяются процессами диагенеза, которые начинают играть главную роль в разрушении первичной пористости.

Рассмотрим более подробно процессы уплотнения глин и песков.

2. Уплотнение глин

На фиг. 16 видно, что в свежеосажденных глинах пористость варьирует в пределах 50—80%. Вода теряется из большинства глин сразу же после осаждения в результате литификации, посредством которой глины преобразуются в аргиллиты. Этот процесс включает как цементацию, так и дегидратацию, а также уплотнение под действием давления вышележащих осадков. Важно отметить, что обезвоживание глин на малых глубинах обусловлено не только давлением вышележащих отложений. Обезвоживание отмечается также во многих глинах как спонтанный процесс, называемый «синерезисом» [138], при котором образуются мелкие трещины обезвоживания у границы раздела ила и воды (см. также с. 217).

Процессы уплотнения глин на малых глинах интенсивно изучались инженерами-геологами. Это связано с необходимостью детального знания физических свойств глин, если они служат ос-



Фиг. 16. Зависимость пористости от глубины захоронения (на примере неметаморфизованных отложений). Резкая потеря пористости в глинах в основном обусловлена уплотнением; постепенная потеря пористости в песках в основном обусловлена цементацией. 1 — пески и песчаники; 2 — глины и аргиллиты. Данные для образцов заимствованы из работ: [83] — 10 обр. глин и 2 обр. песка, [116] — 21 обр. глин, [80] — 7 обр. песка, [45] — 4 обр. песка. Данные по пористости современных поверхностных песков заимствованы в [103]. Разброс данных связан с вариациями термического градиента и давления и с различиями минерального состава

нованием при строительстве различных сооружений, таких как небоскребы, автострады и плотины.

Кроме того, важно не только знать физические свойства глин на предварительной стадии изучения, но также важно уметь предсказать возможную степень их уплотнения, если предполагается дренирование участка.

Степень уплотнения глин до глубин порядка 3000 м может быть выражена формулой Терцаги $P_0 = \sigma - u$, где P_0 — эффективное давление нагрузки, σ — общее горное давление, испытываемое всеми материалами (твердыми и жидкими), и u — давление поровой воды.

Эта зависимость была выведена Терцаги [126] на основании эмпирического изучения уплотнения глин на различных глубинах и при разных давлениях. Современные работы подтверждают эту зависимость [116, с. 376].

Как можно видеть на фиг. 16, интенсивности выделения воды и потери пористости в глинах снижаются по мере возрастания глубины захоронения. Эти явления представляют интерес уже для геологов-нефтяников. Отжимание нефти из уплотняющихся илов обычно признается в большинстве гипотез образования нефтяных залежей в западном полушарии. Дотт и Рейнолдс [31, с. 174—179] дали обзор основных работ и концепций, посвященных этой проблеме.

Одна из наиболее интересных проблем уплотнения глин заключается в минеральных преобразованиях глин с увеличением глубины захоронения. Пауэрс [102] показал, что монтмориллонит переходит в иллит и при этом выделяется вода и создается высокое поровое давление. На третичных нефтяных месторождениях Мексиканского залива отмечается тесная зависимость между глубиной продуктивных коллекторов и степенью изменения глинистых минералов [15; фиг. 12 и 15].

В заключение можно отметить, что первичная пористость глин быстро теряется в течение начальных стадий захоронения в основном в результате гравитационного уплотнения. Глубже примерно 2000 м пористость уменьшается очень медленно с увеличением глубины, и она разрушается здесь в основном в результате процессов перекристаллизации.

Уплотнение и консолидация глин на малых глубинах имеют практическое значение для инженерной геологии. Те изменения, которые происходят при превращении глин в аргиллиты на больших глубинах, представляют интерес для геологов-нефтяников, так как эти процессы могут иметь значение для генезиса и миграции нефти.

Кроме того, геологи-рудники считают, что низкотемпературные руды могут осадиться из остаточных флюидов, выделившихся из уплотняющихся глин и перенесенных рассолами [28; 3].

3. Уплотнение песков

На фиг. 16 видно, что только осажденные пески имеют немного меньшую пористость, чем глины, и что при погружении на все большие глубины пористость уменьшается гораздо меньше. Эти данные наводят на мысль о том, что физические процессы уплотнения в этом случае играют небольшую роль в процессах потери пористости по сравнению с глинами, в то время как большая часть пористости теряется при цементации.

О том, что пески действительно уплотняются, свидетельствуют данные петрографических исследований. Во-первых, в вертикально ориентированных шлифах слюдястых песчаников часто можно видеть, что чешуйки слюды изогнуты и деформированы под действием прилегающих снизу и сверху зерен кварца. Это указывает на имевшее место уплотнение. Во многих песчаниках присутствуют обломки глинистых пород. Эти обломки часто пронизаны или расплющены более устойчивыми зернами кварца. Во многих шлифах видны трещиноватые обломочные зерна. Эти трещины могли возникнуть в процессе изготовления шлифов или, в случае отбора образца из коренных пород, вследствие ударного действия проботборника. Однако изучение песчаников в катодолуминесцентных лучах показало, что многие обломочные зерна, которые кажутся недеформированными в нормальном и поляризованном свете, в действительности являются трещиноватыми и повторно сцементированными [144]. Это означает, что в таких песчаниках имели место процессы физического уплотнения.

Как показали исследования в некоторых песчаниках [124], число контактов зерен возрастает с увеличением глубины залегания. Точно так же с глубиной изменяется и характер контактов зерен — от точечного к искривленному и сутурному. Пористость уменьшается с увеличением глубины, но недавние исследования Сиппела [114] заставляют предполагать, что это уменьшение пористости, возможно, обусловлено цементацией, а не уплотнением (см. с. 94).

Все рассмотренные данные показывают, что пески могут уплотняться и при этом межзерновая пористость должна уменьшаться. Следует отметить два момента. На фиг. 16 показано, что в начале ранней стадии захоронения, когда, по-видимому, уплотнение играет наибольшую роль, потеря пористости очень невелика. Это совсем не похоже на поведение глин. Во-вторых, пористость в песчаниках может сохраняться на больших глубинах. Например, в миоценовых песках Техаса на глубине 6000 м пористость составляет 20% [80, фиг. 10]. При громадном давлении, которое существует на этих глубинах, нельзя представить себе, чтобы сохранилась какая-либо пористость, если рассматривать уплотнение как главный фактор ее разрушения.

В заключение отметим еще раз, что пески могут уплотняться особенно на малых глубинах и особенно в тех случаях, когда они глинистые и первоначально имели упаковку. Уплотнение нельзя

рассматривать как главный фактор уменьшения пористости песчаников. Более вероятно, что устойчивое уменьшение пористости с глубиной обусловлено процессами цементации.

Список литературы

1. Allen J. R. L. (1970). The systematic packing of prolate spheroids with reference to concentration and dilatency. *Geologie Mijnb.* 49, 211—220.
2. Allen T. (1968). „Particle Size Measurement“. Chapman and Hall, London, 248 pp.
3. Amstutz G. C. and Bubinicek L. (1967). Diagenesis in sedimentary mineral deposits. In „Diagenesis in Sediments“ (S. Larsen and G. V. Chilingar, Eds), 417—75. Elsevier, Amsterdam.
4. Andrews J. T. and Smith D. I. (1970). Statistical analysis of till fabric: methodology, local and regional variability. *Q. Jl geol. Soc. Lond.* 125, 503—542.
5. Anon (1972). Submarine lithification of ancient limestones. *Nature, Lond.* 237 (5354), p. 309.
6. Archie G. E. (1950). Introduction to petrophysics of reservoir rocks. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 34, 943—961.
7. d'Arcy H. (1856). „Les fontaines publiques de la ville de Dijon“ V. Dalmont, Paris 674 pp.
8. Arps J. J. (1964). Engineering concepts useful in oil finding. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 48, 157—165.
9. A. S. T. M. (1959). Symposium on particle size measurement. A. S. T. M. Sp. Tech. Pub. No. 234, 303 pp.
10. Atwater G. I. and Miller E. E. (1965). The effect of decrease in porosity with depth on future development of oil and gas reserves in South Louisiana. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 49, p. 334 (Abs.).
11. Bandyopadhyay S. (1971). Pebble orientation in relation to cross—stratification: a statistical study. *J. sedim. Petrol.* 41, 585—587.
12. Bathurst R. G. C. (1972). „Carbonate Sediments and Their Diagenesis“ Elsevier, Amsterdam, 700 pp.
13. Beales F. W. and Keith J. W. (1972). Limestone genesis and diagenesis. Rep. 24th int. geol. Cong. Montreal, 1972. Section 6, Stratigraphy and Sedimentology, 121—23.
14. Beard D. C. and Weyl P. K. (1973). The influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 349—369.
15. Burst J. F. (1969). Diagenesis of Gulf Coast clay sediments and its possible relation to petroleum migration. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 73—93.
16. Busch D. A. (1971). Genetic units in delta prospecting. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 55, 1137—1154.
17. Cailleux A. and Tricart J. (1959). „Initiation a l'Etude des Sables et des Galets“ Centre de Documentation, University of Paris.
18. Carver R. E. (1971). „Procedures in Sedimentary Petrology“ John Wiley and Sons, New York. 576 pp.
19. Chafetz H. S. (1972). Surface diagenesis of limestone. *J. sedim. Petrol.* 42, 325—329.
20. Chappell J. (1967). Recognizing fossil strand lines from grain—size analysis. *J. sedim. Petrol.* 37, 157—165.
21. Chayes F. (1956). „Petrographic Modal Analysis“ John Wiley and Sons, New York, 113 pp.
22. Chilingar G. V. (1964). Relationship between porosity, permeability and grain size and distribution of sands and sandstones. In „Deltaic and Shallow Marine Deposits“ (L. M. J. U. Van Straaten, Ed.), 71—75. Elsevier, Amsterdam.
23. Chilingar G. V., Mannon R. W. and Rieke H. (1972). „Oil and Gas Production from Carbonate Rocks“ Elsevier, Amsterdam. 408 pp.
24. Choquette P. W. and Pray L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 54, 207—250.

25. *Conley C. D.* (1971). Stratigraphy and lithofacies of Lower Paleocene rocks, Sirte Basin, Libya. In „Symposium on the Geology of Libya“ (C. Gray, Ed.), 127—140. University of Libya, Tripoli.
26. *Cummins W. A.* (1962). The greywacke problem. *Liv. Man. geol. J.* 3, 51—69.
27. *Dapples E. C.* (1972). Some concepts of cementation and lithification of sandstones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 56, 3—25.
28. *Davidson C. F.* (1965). A possible mode of origin of strata bound copper ores. *Econ. Geol.* 60, 942—54.
29. *Doeglas D. J.* (1946). Interpretation of the results of mechanical analyses. *J. sedim. Petrol.* 16, 19—40.
30. *Doornkamp J. C.* and *Krinsley D.* (1971). Electron microscopy applied to quartz grains from a tropical environment. *Sedimentology* 17, 89—101.
31. *Dott R. H.* and *Reynolds M. J.* (1969). „Source Book for Petroleum Geology“. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 5*, 471 pp.
32. *Emery J. R.* and *Griffiths J. C.* (1954). Reconnaissance investigation into relationships between behaviour and petrographic properties of some Mississippian sediments. *Bull. Miner. Inds. Exp. Stn. Penn. St. Univ.* 62, 67—80.
33. *Engelhardt W. V.* and *Pitter H.* (1951). Über die Zusammenhänge zwischen Porosität, Permeabilität und Korngrösse bei Sanden und Sandsteinen. *Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.* 2, 477—491.
34. *Fischer A. G.* (1964). The Löffler cyclothems of the Alpine Triassic. In „Symposium on Cyclic Sedimentation“ (D. Merriam, Ed.) *Bull. Kans. Univ. geol. Surv.* 169, 107—150.
35. *Folk R. L.* (1966). A review of grain size parameters. *Sedimentology* 6, 73—94.
36. *Folk R. L.* and *Ward W. C.* (1957). A study in the significance of grain size parameters. *J. sedim. Petrol.* 27, 3—26.
37. *Fraser H. J.* (1935). Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments. *J. Geol.* 43, 910—1010.
38. *Friedman G. M.* (1958). Determination of sieve—size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. *J. Geol.* 66, 394—416.
39. *Friedman G. M.* (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *J. sedim. Petrol.* 31, 514—529.
40. *Friedman G. M.* (1962a). Comparison of moment measures for sieving and thin section data in sedimentary petrologic studies. *J. sedim. Petrol.* 32, 15—25.
41. *Friedman G. M.* (1962b). On sorting, sorting coefficients and log normality of grain size distribution of sandstones. *J. Geol.* 70, 737—753.
42. *Friedman G. M.* (1965). Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *J. sedim. Petrol.* 39, No. 3, p. 643.
43. *Friedman G. M.* (1967). Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *J. sedim. Petrol.* 37, 327—354.
44. *Fruth L. S.*, *Orme, G. R.* and *Donath F. A.* (1966). Experimental compaction effects in carbonate sediments. *J. sedim. Petrol.* 36, 747—754.
45. *Fuchtbauer H.* (1967). Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *Proc. 7th Wld Petrol. Cong. Mexico*, 353—369.
46. *Garrison R. E.*, *Luternaur J. L.*, *Grill E. V.*, *MacDonald R. D.* and *Murray J. W.* (1969). Early diagenetic cementation of Recent sands, Fraser River delta, British Columbia. *Sedimentology* 12, 27—46.
47. *Gnaccolini M.* and *Orombelli G.* (1971). Orientazione dei ciottoli in un delta lacustre Pleistocenico della Brianza. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 77, 411—424.
48. *Graton L. C.* and *Fraser H. J.* (1935). Systematic packing of spheres, with particular reference to porosity and permeability. *J. Geol.* 43, 785—909.
49. *Harris J. F.*, *Taylor G. L.* and *Walper J. L.* (1960). Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structure. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 44, 1853—1873.
50. *Herdan G.* (1953). „Small Particle Statistics“ Elsevier, Amsterdam. 418 pp.
51. *Illing L. V.* (1954). Bahaman calcareous sands. *Bull. Am. Soc. Petrol. Geol.* 38, 1—45.

52. *Inman D. L.* (1952). Measures for describing the size distribution of sediments. *J. sedim. Petrol.* 22, 125—145.
53. *Johansson C. E.* (1965). Structural studies of sedimentary deposits. *Geol. För Stockh. För.* 87, 3—61.
54. *Kahn J. S.* (1956). The analysis and distribution of the properties of packing in sand size sediments. *J. Geol.* 64, 385—395.
55. *Klein G. de Vries* (1963). Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature. *Bull. geol. Soc. Am.* 74, 555—576.
56. *Klován J. E.* (1966). The use of factor analysis in determining depositional environments from grain size distributions. *J. sedim. Petrol.* 36, 115—125.
57. *Krinsley D.* and *Cavallero L.* (1970). Scanning electron microscopic examination of periglacial eolian sands from Long Island, New York. *J. sedim. Petrol.* 40, 1345—1350.
58. *Krinsley D. H.* and *Doornkamp J. C.* (1973). „Atlas of Quartz Sand Surface Textures“ Cambridge University Press, Cambridge. 91 pp.
59. *Krinsley D. H. L.* and *Funnell B. M.* (1965). Environmental history of sand grains from the Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England. *Q. Jl geol. Soc. Lond.* 121, 435—462.
60. *Krumbein W. C.* (1934). Size frequency distributions of sediments. *J. sedim. Petrol.* 4, 65—77.
61. *Krumbein W. C.* and *Monk G. D.* (1942). Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sands. *Am. Inst. Min. Met. Engrs, Tech. Publs.* 1492, 1—11.
62. *Krumbein W. C.* and *Pettijohn F. J.* (1938). „Manual of sedimentary petrography“ Appleton—Century—Crofts, New York, 549 pp.
63. *Kuenen P. H.* (1956a). Experimental abrasion of pebbles 1: wet sand blasting. *Leid. geol. Meded.* 20, 131—137.
64. *Kuenen P. H.* (1956b). Experimental abrasion of pebbles 2: rolling by current. *J. Geol.* 64, 336—368.
65. *Kuenen P. H.* (1959). Experimental abrasion 3: fluvial action. *Am. J. Sci.* 257, 172—190.
66. *Kuenen P. H.* (1960). Experimental abrasion 4: Eolian action. *J. Geol.* 68, 427—449.
67. *Kuenen P. H.* and *Perdok W. G.* (1962). Experimental abrasion 5: frosting and defrosting of quartz grains. *J. Geol.* 70, 648—659.
68. *Laming D. J. C.* (1966). Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England. *J. sedim. Petrol.* 36, 940—959.
69. *Langres G. L., Robertson J. O.* and *Chilingar G. V.* (1972). „Secondary Recovery and Carbonate Reservoirs“ Elsevier, Amsterdam. 250 pp.
70. *Lee C. H.* (1919). Geology and groundwaters of the western part of San Diego County, California. *Wat.—Supply Irrig. Pap., Wash.* 446, 121 pp.
71. *Lerbekmo J. F.* and *Platt R. L.* (1962). Promotion of pressure solution of silica in sandstones. *J. sedim. Petrol.* 32, No. 3, 514—519.
72. *Levorsen A. I.* (1967). „The Geology of Petroleum“ Freeman and Co., Reading. 724 pp.
73. *Lindsay J. F.* (1966). Carboniferous subaqueous mass—movement in the Manning Macleay basin, Kempsey, New South Wales. *J. sedim. Petrol.* 36, 719—732.
74. *Lynch E. J.* (1962). „Formation Evaluation“ Harper and Row, New York 422 pp.
75. *Manten A. A.* (1966). Note on the formation of stylolites. *Geologie Mijnb.* 45, 269—274.
76. *Margolis S. V.* and *Krinsley D. H.* (1971). Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 3395—3406.
77. *Martini J. P.* (1971). Grain size orientation and paleocurrent systems in the Thorold and Grimsby sandstones (Silurian), Ontario and New York. *J. sedim. Petrol.* 41, 425—234.
78. *Martini J. P.* (1972). Studies of microfabrics: an analysis of packing in the Grimsby sandstone (Silurian), Ontario and New York State. *Rep. 24th int. geol. Cong. Montreal, 1972. Section 6, Stratigraphy and Sedimentology*, 415—423.

79. *Mason C. C. and Folk R. L.* (1958). Differentiation of beach dune and eolian flat environments by size analysis; Mustang Island Texas. *J. sedim. Petrol.* 28, 211—226.
80. *Maxwell J. C.* (1964). Influence of depth, temperature and geologic age on porosity of quartzose sandstone. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 48, 697—709.
81. *McBride E. F.* (1963). A classification of common sandstones. *J. Sedim. Petrol.* 33, 664—669.
82. *McConnell P. C.* (1951). Drilling and production techniques that yield nearly 850,000 barrels per day in Saudi Arabia's fabulous Abqaiq field. *Oil Gas. J.* Dec. 20th, 1951, pp. 197.
83. *Meade R. H.* (1966). Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands—Review. *J. sedim. Petrol.* 36, 1085—1101.
84. *Mellon G. B.* (1964). Discriminatory analysis of calcite and silicate—cemented phases of the Mountain Park sandstone. *J. Geol.* 72, 786—809.
85. *Miall A. D.* (1970). Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada. *J. sedim. Petrol.* 40, 556—511.
86. *Middleton G. V.* (1972). Albite of Secondary origin in Charny sandstones, Quebec. *J. sedim. Petrol.* 42, 341—349.
87. *Moiola R. J. and Weiser D.* (1968). Textural parameters: an evaluation. *J. sedim. Petrol.* 38, 45—53.
88. *Moore C. H., Smitherman J. E. and Allen S. H.* (1972). Pore systems evolution in a Cretaceous carbonate beach sequence Rep. 24th int. geol. Cong. Montreal. 1972, Section 6. Stratigraphy and Sedimentology, 124—136.
89. *Morrow N. R.* (1971). Small scale packing heterogeneities in porous sedimentary rocks. *Bull. Am. Ass. Petrol. geol.* 55, 514—522.
90. *Mueller G.* (1967). „Methods in Sedimentary Petrology“ Hafner, London. 283 pp.
91. *Murray R. C.* (1960). Origin of porosity in carbonate rocks. *J. sedim. Petrol.* 30, 59—84.
92. *Park D. E. and Croneis C.* (1969). Origin of Caballos and Arkansas Novaculite Formations. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 94—111.
93. *Park W. C. and Schot E. H.* (1968). Stylolites: their nature and origin. *J. sedim. Petrol.* 38, 175—191.
94. *Passega R.* (1957). Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Am. Ass. Petrol. geol.* 41, 1952—1984.
95. *Passega R.* (1964). Grainsize representation by C.—M. patterns as a geological tool. *J. sedim. Petrol.* 34, No. 4, 830—847.
96. *Perry E. D. and Hower J.* (1970). Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays Clay Miner.* 18, 165—177.
97. *Pettijohn F. J.* (1957). „Sedimentary Rocks“ (2nd edition). Harper Bros, New York, 718 pp.
98. *Pettijohn F. J., Potter P. E. and Siever R.* (1972). „Sand and Sandstone“ Springer—Verlag, Heidelberg. 618 pp.
99. *Plumley W. J.* (1948). Blackhill terrace gravels: a study in sediment transport. *J. Geol.* 56, 526—577.
100. *Potter P. E. and Mast R. F.* (1963). Sedimentary structures, sand shape, fabrics and permeability—I. *J. Geol.* 71, 441—471.
101. *Powers M. C.* (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *J. sedim. Petrol.* 23, 117—119.
102. *Powers M. C.* (1967). Fluid release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 51, 1240—1253.
103. *Pryor W. A.* (1973). Permeability—porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. *Bull. Am. Ass. Petrol. geol.* 57, 162—189.
104. *Rieke H. H. and Chilingar G. V.* (1973). „Compaction of argillaceous sediments“ Elsevier, Amsterdam. 350 pp.
105. *Rittenhouse G.* (1971). Mechanical compaction of sands containing different percentages of ductile grains: a theoretical approach. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 52, 92—96.
106. *Robinson R. B.* (1966). Classification of reservoir rocks by surface texture. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 50, 547—559.

107. *Rogers J. J. and Head W. B.* (1961). Relationship between porosity median size, and sorting coefficients of synthetic sands. *J. sedim. Petrol.* 31, 467—470.
108. *Russell R. D. and Taylor R. E.* (1937). Roundness and shape of Mississippi River sands. *J. Geol.* 45, 225—267.
109. *Sames C. W.* (1966). Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. *J. sedim. Petrol.* 36, 126—142.
110. *Schlee J.* (1957). Fluvial gravel fabric. *J. sedim. Petrol.* 27, 162—176.
111. *Sengupta S.* (1966). Studies on orientation and imbrication of pebbles with respect to cross-stratification. *J. sedim. Petrol.* 36, 362—369.
112. *Shelton J. W. and Mack D. E.* (1970). Grain orientation in determination of paleocurrents and sandstone trends. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 54, 1108—1119.
113. *Shinn E. A.* (1969). Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 109—144.
114. *Sippel R. F.* (1968). Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. *J. sedim. Petrol.* 38, 530—554.
115. *Sippel R. F.* (1971). Quartz grain orientations—I (the photometric method). *J. sedim. Petrol.* 41, 38—59.
116. *Skempton A. W.* (1970). The consolidation of clays by gravitational compaction. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.* 125, 373—412.
117. *Smith R. E.* (1969). Petrography—porosity relations in carbonate—quartz system, Gatesburg formation (Late Cambrian), Pennsylvania. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 261—278.
118. *Sneed E. D. and Folk R. L.* (1958). Pebbles in the Lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *J. Geol.* 66, 114—150.
119. *Spencer D. W.* (1963). The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *J. sedim. Petrol.* 33, No. 1, 180—190.
120. *Stearns D. W. and Friedman G. M.* (1972). Reservoirs in fractured rocks. In „Stratigraphic Oil and Gas Fields, classification, exploration methods, and Case Histories“ 82—106. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 16.*
121. *Stormont D. H.* (1949). Huge caverns encountered in Dollarhide Field. *Oil Gas J.* April 7, 1949, 66—68.
122. *Stout J. L.* (1964). Pore geometry as related to carbonate stratigraphic traps. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 48, 329—337.
123. *Taylor J. C. M. and Illing L. V.* (1969). Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Quatar, Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 69—107.
124. *Taylor J. M.* (1950). Pore space reduction in sandstones. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 34, 701—716.
125. *Tebbutt G. E., Conley C. D. and Boyd D. W.* (1965). Lithogenesis of a distinctive carbonate fabric. *Wyo. Univ. Contrib. geol.* 4, No. 1.
126. *Terzaghi K.* (1936). The shearing resistance of saturated soils. *Proc. Ist. Int. Conf. Soil Mech. Horvard* 1, 54—56.
127. *Tickell F. G.* (1965). „The Techniques of Sedimentary Mineralogy“ Elsevier, Amsterdam.
128. *Trask P. D.* (1930). Mechanical analysis of sediment by centrifuge. *Econ. Geol.* 25, 581—599.
129. *Truex J. N.* (1972). Fractured shale and basement reservoir, Long Beach Unit, California. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 56, 1931—1938.
130. *Van Houten F. B.* (1972). Iron and clay in tropical savanna alluvium, northern Columbia: a contribution to the origin of red beds. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 2761—2772.
131. *Visher G. S.* (1965). Fluvial processes as interpreted from Ancient and Recent Fluvial deposits. In „Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation“ (G. V. Middleton, Ed.), *Spec. Publs. Soc. econ. Palaeont. Miner. Tulsa.* No. 12, 116—132.
132. *Vita-Finzi C.* (1971). Heredity and environment in clastic sediments: silt/clay depletion. *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 187—190.
133. *Von Rad U.* (1971). Comparison between „magnetic“ and sedimentary fabric in graded and cross-laminated sand layers, southern California. *Geol. Rudsch.* 60, 331—354.

134. *Wadell H.* (1935). Volume, shape and roundness of quartz particles. *J. Geol.* 43, 250—280.
135. *Walker K. R.* (1964). Influence of depth, temperature and geologic age on porosity of quartzose sandstone. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 48, 1945—1946.
136. *Wentworth O. K.* (1922). A scale of grade class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377—392.
137. *Whalley W. B.* (1972). The description and measurement of sedimentary particles and the concept of form. *J. sedim. Petrol.* 42, 961—965.
138. *White G.* (1961). Colloid phenomena in the sedimentation of argillaceous rocks. *J. sedim. Petrol.* 31, 560—565.
139. *Wilson R. C. L.* (1966). Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones of Southern England. *J. sedim. Petrol.* 36, 1036—1049.
140. *Wycoff R. D., Botset H. G., Muskat M. and Reed D. W.* (1934). Measurement of permeability of porous media. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 18, 161—190.
141. *Zingg T.* (1935). Beitrage zur Schotteranalyse. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* Bd. 15, 39—140.

І. ВВЕДЕНИЕ

В первой главе мы рассмотрели области наук, связанные с седиментологией, во второй — физические свойства осадков. Прежде чем перейти к изучению осадочных пород, их петрографии, процессам транспортировки и отложения, целесообразно рассмотреть вопросы генезиса осадочных частиц.

Любая осадочная порода — это продукт источника сноса и осадочного процесса. В этой главе мы рассмотрим главным образом источники сноса осадков, т. е. те ранее существовавшие породы, за счет которых осадки образуются, и влияние процессов выветривания на состав осадка.

Однако прежде всего целесообразно определить место осадочных частиц в пределах того процесса, который можно условно назвать, за неимением лучшего термина, «машиной Земли».

Представим геолога, машинально отбивающего молотком образец континентальных мезозойских «нубийских» песчаников в тенистой вади Сахары. Обломок этого песчаника падает со скалы на дно ваді. Вместо образца мезозойских нубийских песчаников он внезапно становится частью современных аллювиальных галечников. Этот обломок заслуживает более пристального внимания. Он сложен множеством кварцевых зерен. Точный источник этих зерен нельзя установить, но местами нубийские песчаники перекрывают верхнепалеозойские песчаники и выполняют древние ваді, прорезающие эти породы. Песчаные зерна мезозойских отложений явно частично заимствованы из этих верхнепалеозойских песчаников. Подобным образом можно показать, что верхнепалеозойские осадки уже прошли через несколько циклов эрозии и отложения. Впервые же песчаные зерна образовались из выветрелых докембрийских гранитов.

Этот простой пример раскрывает концепцию осадочного цикла и показывает, что отложения часто могут иметь полициклическую историю.

Давайте теперь перейдем от конкретного случая к общему процессу. Современная концепция тектоники плит обсуждается в главе 9. Однако сейчас необходимо вкратце остановиться на этой концепции, чтобы можно было лучше понять поведение песчаных зерен. Главное положение концепции тектоники плит заключается в том, что земная кора формируется непрерывно вдоль линейных зон, возникающих за счет спрединга океанического дна. Эти зоны занимают срединные океанические рифтовые долины — участки экстенсивной сейсмической и вулканической деятельности. Новые участки коры, образовавшиеся при вулканической деятельности, перемещаются в стороны от зоны спрединга океанического дна, об-

разуя жесткую литосферную плиту. Одновременно на удаленном крае плиты образуется линейная зона погружения, отмечаемая землетрясениями, островными дугами и часто — геосинклиналями. Здесь участки старой коры погружаются и растворяются в мантии.

Следовательно, исходный материал осадочных пород первоначально появляется в виде вулканических пород на срединно-океанических хребтах. Потом осадки могут быть переотложены несколько раз, как это происходило в Сахаре, но неизменно индивидуальные частицы будут постепенно перемещаться к краю плиты, погружаться в мантию и разрушаться в ней.

Мы можем сопоставить историю осадочной частицы с мячом, подпрыгивающим на ленте конвейера. Весь процесс — это одно главное циклическое событие, состоящее из многих более мелких событий.

Теперь рассмотрим более детально осадочный цикл.

II. ОСАДОЧНЫЙ ЦИКЛ

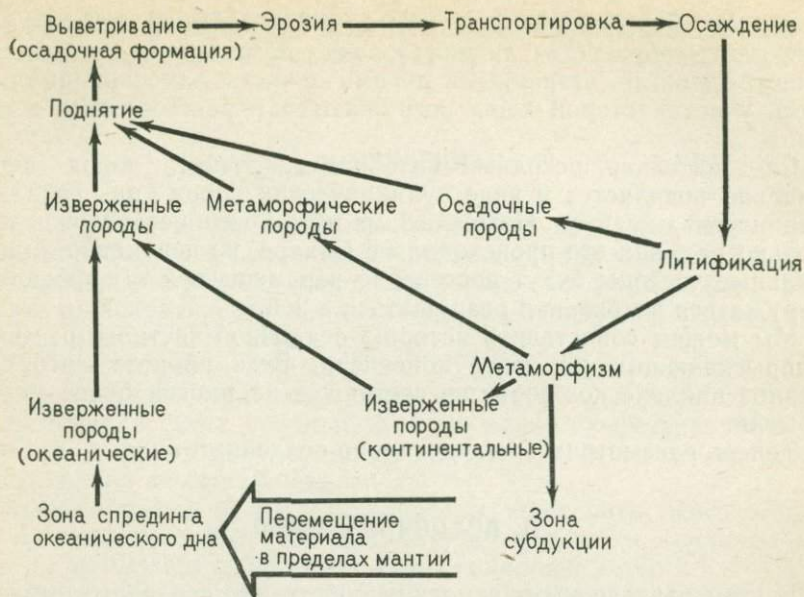
В этом разделе мы рассмотрим собственно осадочный цикл, не затрагивая вопросы образования и разрушения плит.

В классическом представлении осадочный цикл включает выветривание, эрозию, транспортировку, отложение, литификацию, выведение пород на дневную поверхность и снова выветривание (фиг. 17). Только верхняя часть фиг. 17 имеет отношение непосредственно к осадочному циклу. Перемещения масс, указанные в нижней части фигуры, не имеют отношения к перемещению осадочного материала.

Главный упор будет сделан на выветривании, эрозии, транспортировке и отложении. Под выветриванием подразумеваются те процессы, которые разрушают горные породы на земной поверхности с образованием дискретных частиц [7]. Эрозия — это процессы, которые удаляют новообразованный осадок от места положения материнских пород. Эрозия обычно сменяется процессами транспортировки, а в конце, когда энергия агентов переноса ослабевает, — процессами отложения.

Процессы и продукты выветривания более детально рассматриваются в следующем разделе. Сейчас нам достаточно знать, что выветривание обычно включает биологические, химические и физические процессы. Химические процессы выветривания приводят к селективному окислению и растворению минералов, составляющих породы. Физические процессы выветривания приводят к механической дезагрегации пород. Биологические процессы выветривания заключаются в химическом и физическом воздействии органических процессов на породы.

Эрозия, т. е. удаление нового осадочного материала, может быть осуществлена четырьмя способами — под действием силы тяжести, ледниковой деятельности, текучими водами и ветром.



Фиг. 17. Осадочный цикл. Индивидуальные осадочные зерна устойчивых минералов, в основном, кварца, могут подвергнуться неоднократному переотложению, прежде чем будут разрушены метаморфизмом

Гравитация вызывает постепенное сползание осадочных частиц и обломков пород вниз по склону, а также более крупные обвалы. Ледниковая эрозия имеет место там, где ледники и льдины скребут и истирают поверхность земли по мере того как они медленно спускаются вниз под действием гравитации.

Тёкущая вода — мощный агент эрозии в широком спектре геоморфологических ситуаций — от пустынных временных потоков до горных рек и волноприбойных ниш.

Эффективность эрозионной деятельности ветра как такового, вероятно, весьма мала. Однако ветер, дующий в сухой пустыне, быстро поднимает облака песка, а песчаные вихри поднимают все остальное на своем пути на высоту до метра или около этого. Песчаные вихри подтачивают стенки пород, вырабатывая в них причудливые формы, и ускоряют эрозию скал путем гравитационного обрушения и размыва дождевыми водами.

Важно отметить, что неправильно ставить эрозию на второе место после выветривания в осадочном цикле. Необходимо достаточно длительное время для того, чтобы действие процессов выветривания можно было обнаружить на дневной поверхности. В некоторых частях Земли, особенно в районах с высоким рельефом, эрозия может происходить столь быстро, что обнаженные на поверхности породы не успевают подвергнуться сколь-нибудь заметному выветриванию (фиг. 18). Это положение мы подробнее рассмотрим в следующем разделе.

Возвращаясь к роли гравитации, льда, воды и ветра, мы видим, что их можно рассматривать как агенты эрозии, так и агенты последующей транспортировки осадка.

Физические процессы, протекающие в этих различных транспортирующих средах, описаны на с. 166—186. Однако сейчас нам необходимо уяснить роль этих агентов в сегрегации отложений. Выветривание дает два продукта — растворенные вещества и нерастворимый остаток. В растворы переходят растворимые части

пород, которые переносятся водой, нерастворимые продукты выветривания представлены разнородным материалом — от валунов до частиц коллоидного или глинистого размера. Интересно отметить, что различные транспортирующие среды способны регулировать и сегрегировать продукты выветривания.

Гравитация и лед, как это можно судить по действию лавин и ледников, способны транспортировать все типы продуктов выветривания — растворы и остаточные частицы. Однако они не могут быть эффективными агентами осадочной дифференциации. Поэтому продукты отложения обычно представлены плохо сортированными конгломератами и галечниками.

Напротив, вода — это очень эффективный агент переноса материала в растворе; однако она менее эффективна для транспортировки остаточных осадочных частиц. Скорости потоков редко бывают достаточно мощными для того, чтобы переносить булыжники и гальку на большие расстояния. По этой же причине текучие воды отделяют песок от галек и коллоидальные глины от песчаных частиц.

Поэтому отложения текучих вод представлены песчаниками и аржиллитами, а нетекучих вод — автохтонными или химическими осадками, такими как известняки и эвапориты.

Наконец, ветер — это наиболее селективно действующий транспортирующий агент. Скорость ветра редко бывает достаточно высокой, чтобы он мог переносить частицы диаметром более 0,35 мм. Соловые отложения обычно бывают двух типов — средне-мелкозернистые пески, которые переносятся над поверхностью земли скачками, и алевритистые лёссовые отложения, которые переносятся в атмосфере в виде суспензии.

Этот краткий обзор агентов транспортировки осадков показывает, что отложения уже самими природными процессами разделяются на четыре главных класса: конгломераты, пески, глинистые сланцы и известняки. Это мы будем иметь в виду при рассмотре-



Фиг. 18. Схематический разрез, показывающий, что выветриванию благоприятствует низкий рельеф, так как в этих участках скорость эрозии достаточно низка. Высота над уровнем моря не имеет существенного значения

нии номенклатуры и классификации осадочных пород в следующих двух главах.

Однако прежде необходимо более детально рассмотреть процессы выветривания.

III. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Выветривание, как уже говорилось, включает процессы, которые на дневной поверхности разрушают породы и дают дискретные осадочные частицы. Выветривание включает химические, физические и биологические процессы. Химические процессы ведут, по существу, к разрушению породы путем растворения. Физические процессы вызывают механическое растрескивание породы. Биологическое выветривание обязано органическим процессам. Сюда относятся биохимическое растворение, обусловленное в основном деятельностью бактерий и действием гумусовых кислот, образующихся из отмирающего органического вещества, а также физическое растрескивание пород, которое вызывается корнями деревьев.

А. Биологическое выветривание и почвообразование

Почва — продукт биологического выветривания. Это та часть профиля выветривания, которая является ареной биологических процессов. Почва состоит из обломков пород и гумуса, представленного разлагающимся органическим веществом в основном растительного происхождения. По составу гумус варьирует от четко определенных органических остатков, таких как листья и корни растений, до сложных органических коллоидов и гумусовых кислот.

Сомнительно, чтобы почвы в том виде, как они описываются, существовали до заселения земли растениями в девоне.

Учение о почвах, называемое «почвоведением», представляет интерес для геологов в той мере, в какой почвы влияют на выветривание пород и образование осадков. Однако почвоведение имеет важное практическое значение для сельского хозяйства, лесного дела и для правильного использования земной поверхности вообще [3].

Почвоведы в вертикальном почвенном профиле выделяют три зоны (фиг. 19). Верхняя зона называется горизонтом А, или элювиальным горизонтом. Эта часть профиля наиболее богата органическим веществом и здесь наиболее активно протекают процессы химического выветривания. Растворенные компоненты выносятся грунтовыми водами. Тонкая глинистая фракция проникает вниз по профилю сквозь более крупнозернистый каркас почвы.

Ниже горизонта А располагается горизонт В, или иллювиальный горизонт. Здесь осаждаются проникающие сверху растворенные компоненты и скапливаются глинистые частицы, инфильтрующиеся из горизонта А.

Ниже иллювиального горизонта расположен горизонт С. Это тот горизонт, где процессы физического выветривания преобладают над химическими и биологическими процессами, внизу он постепенно сменяется неветрелой коренной породой.

Мощность почвенного профиля резко варьирует, и не всегда присутствуют все три зоны, что зависит от скорости эрозии, климатических условий и состава коренных пород. Как мы уже видели, в районах с высоким рельефом эрозия может идти столь быстро, что выветривание и почвообразование не будут заметны. Напротив, во влажном тропическом климате граниты могут оказаться выветрелыми до глубин почти 100 м. Такие выветрелые граниты дают так называемый «гранитный песок», состав которого постепенно меняется от аркозового до гранитного.

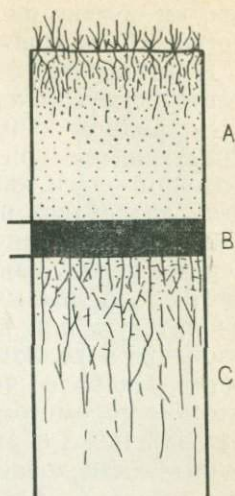
Древние «гранитные» пески иногда служат хорошими коллекторами углеводородов, так как в верхней части они могут иметь очень высокую пористость. Прекрасный пример такого коллектора — нефтяное месторождение Аугила в Ливии [14]. Образование пористости при выветривании (процессах эпидиогенеза) у поверхностей несогласия более детально мы рассмотрим при описании диогенеза и пористость песчаников (см. с. 91).

Заметим, что тип почвы строго зависит от климата. Если эрозия протекает достаточно медленно и может развиваться зрелый почвенный профиль, то в каждой главной климатической зоне формируется свой характерный почвенный профиль независимо от состава коренных пород. Рассмотрим теперь современные почвы и их древние аналоги.

1. Современные почвы

В полярном климате истинные почвенные профили не образуются из-за отсутствия организмов. Выветрелый слой может присутствовать, но он находится в зоне мерзлоты очень длительное время, если не круглый год. Это явление называется многолетней мерзлотой.

В умеренном климате главную роль играют процессы выщелачивания. Материал горизонта А интенсивно выветривается, хотя он может поддерживать торфяную подушку растительного материала. Высокий рН таких почв препятствует или задерживает бактериальное разложение. Горизонт В может быть плохо выра-



Фиг. 19. Зоны и процессы почвенного профиля.

Горизонт А — элювиальный, окисление и выщелачивание; горизонт В — иллювиальный, привнос глинистых частиц и осаждение из растворов; горизонт С — физическое выветривание, ниже — неветрелая порода

жен, но обычно он хорошо развит в виде лимонитового или известкового горизонта, который препятствует дренажу.

К почвам этого типа относятся подзолы холодного климата и богатые гумусом черноземы умеренного климата.

В аридном климате, напротив, просачивание вниз растворов, образующихся при выветривании, компенсируется капиллярным подтоком влаги кверху. Поэтому выпадение осадка из раствора здесь происходит на поверхности или близ нее. В этих почвах очень мало органического вещества. Таким путем образуются твердые корки, панцири (дюрикрасты), которые встречаются во многих современных пустынях [15]. Эти твердые корки часто имеют пизолитовую или конкреционную структуры, а минеральные образования — колломорфный облик. Панцири имеют различный состав. Наиболее часто — это канкары и каличе, сложенные кальцитом и доломитом, иногда такие панцири называются калькретами [4]. Реже образуются кремнеземистые панцири, обычно сложенные халцедоном (силкреты). Железистые корки называются феррикретами. В таких частично обводненных участках в аридном климате панцири сложены эвапоритовыми минералами. Такие панцири встречаются в соленых маршах себкхи (см. с. 149 и 273), на морском побережье и во внутриконтинентальных районах.

В гумидном тропическом климате образуются почвы, богатые железом и каолиновыми минералами. Мы еще рассмотрим далее (см. с. 60) состав и генезис этих железистых почв или, как их называют, латеритов.

Этот краткий обзор должен был показать роль климата в выветривании пород и помочь таким образом при определении типа осадка, генерируемого в каком-либо конкретном районе.

2. Ископаемые почвы

В геологической колонке довольно часто встречаются горизонты древних почв. Палеопочвы, как их называют, залегают ниже поверхностей несогласия среди различных типов пород в пределах осадочных серий, где они являются прямым доказательством существования субаэральной обстановки (фиг. 20).

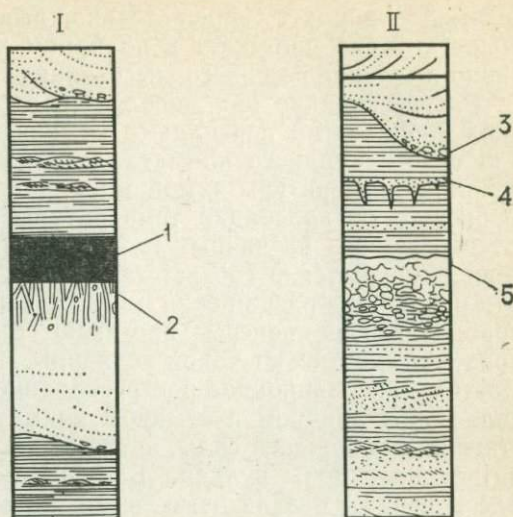
Породы ниже границы несогласия часто интенсивно выветрелы, но эрозия обычно удаляет верхнюю часть почвенного профиля. Интересное исключение из этого правила наблюдал Вильямс [13], описавший в Шотландии выветривание левизианских гнейсов до отложения континентальных торридонских (докембрийских) осадков.

Почвенные горизонты в пределах осадочных серий особенно характерны для флювиальных и дельтовых отложений. Часто они располагаются ниже горизонтов углей и лигнитов. Почвы пронизаны корешками растений и имеют белый цвет из-за интенсивного выщелачивания. Такие палеопочвы называются подугольными землями, и они часто встречаются в верхнекаменноугольных толщах Северной Англии.

Фиг. 20. Геологические разрезы с горизонтами ископаемых почв (палеопочв).

I — пласт каменного угля (черное) с подугольной землей — белым, выщелоченным каолининовым песчаником, пронизанным корнями растений. Обобщенная схема строения каменноугольных угленосных толщ Англии; II — почва типа каличе (сложенная желваковым карбонатом) — карбонатные стяжения в красном флювиальном алевролите. Переотложенные гальки из каличе в перекрывающих русловых песках указывают на их образование почти одновременно с развитием каличе. Обобщенная схема строения песчаников олдред (девон) в бордерленде Уэльс.

1 — каменный уголь; 2 — углефицированные корни растений в выщелоченном белом песчанике; 3 — переотложенные обломки каличе в донных русловых отложениях; 4 — трещины усыхания; 5 — ископаемый почвенный горизонт каличе



Различают два типа ископаемых почв: ганистеры — богатые кремнеземом горизонты, разрабатываемые для производства динасового (огнеупорного) кирпича, и тонштейны — богатые каолиновыми минералами подугольные глины. Неясно, однако, представляют ли собой оба типа пород десилицифицированные почвенные горизонты или интенсивно выветрелые пропластки вулканического пепла.

Почвы во флювиальных толщах могут быть представлены каличе, как это имеет место в фации девонских красных песчаников на североатлантическом побережье. Эти образования иногда называются «хлебным камнем». Они представлены нодулями и конкреционными прослоями в красных пойменных алевролитах. Находки переотложенных галек из «хлебного камня» в переслаивающихся русловых песках подтверждают их почти одновременное образование с осадконакоплением. Френд и Муди-Стюард [5] описали эти почвы типа каличе в древних красных песчаниках и рассмотрели их возможный генезис.

Б. Физическое выветривание

Различают три главных типа физического выветривания: процессы замораживания — оттаивания, инсоляцию и растрескивание при снятии нагрузки.

Процессы замораживания — оттаивания имеют место там, где вода просачивается по трещинам и между зернами и кристаллами породы. Когда вода замерзает, то лед расширяется с образованием трещин в породе. Две стенки трещины в действительности не разъединяются до тех пор, пока лед не растает и не перестанет

связывать породу. Следовательно, выветривание этого типа наиболее активно протекает в полярном климате и наиболее эффективно в течение весеннего снеготаяния.

Растрескивание при инсоляции, напротив, имеет место в районах с большими перепадами суточных температур. Это типично для сухого аридного климата. Например, в Сахаре суточные колебания температуры зимой могут достигать 25°C . Породы в зависимости от колебаний температуры расширяются или сжимаются. Размеры различных минералов горных пород в разной степени изменяются в соответствии с их физическими свойствами. Эти различия в расширении и усадке вызывают напряжения внутри породы. Когда процессы протекают быстро, то внутренние напряжения достигают такой величины, что порода растрескивается. Поэтому инсоляционное растрескивание наиболее эффективно проявляется в аридном пустынном климате. Подобный процесс, достигший наибольшей силы, автор наблюдал, когда он пытался подняться на склоны вулкана Вав-ен-Намус в Ливийской Сахаре. Здесь черные базальтовые пески сцементированы эвапоритовыми минералами. Подъем был невозможен в течение нескольких часов после прогрева солнцем, так как породы трескались, хрустели и с шумом выстреливали, подобно разогреваемой каше.

Третий главный тип физического выветривания — это растрескивание пород: после снятия нагрузки породы, будучи эластичными, сжимаются на глубинах под действием нагрузки. По мере того как они постепенно выветриваются и эродируются давление нагрузки уменьшается. Поэтому порода расширяется и иногда вследствие этого появляются трещины. Такая трещиноватость часто способствует сползанию пород по склону. Как только трещины образуются, они будут расширяться при растворении дождевыми водами и под действием других процессов. Снятие нагрузки, инсоляция и морозное выветривание — это три главных физических процесса выветривания. Снятие нагрузки существенно проявляется в хрупких породах, инсоляция — типична для знойных пустынь, а морозное выветривание для полярного климата.

В. Химическое выветривание

Процессы химического выветривания протекают почти исключительно при ведущей роли воды. Немногие обычные породообразующие минералы реагируют с чистой водой, если не считать эвапоритов. Однако грунтовые воды обычно кислые, что обусловлено присутствием растворенного углекислого газа, заимствованного из атмосферы и образующего раствор углекислоты. Кроме того, рН повышается из-за наличия гумусовых кислот, генерируемых в почве при биологических процессах. Главные химические реакции, которые имеют место при выветривании пород, — реакции окисления и гидратации. Были проведены широкие исследования по изучению скорости химического выветривания различных породооб-

разующих минералов [9, 8]. Эти работы показали, что относительная подвижность окислов главных минералообразующих элементов уменьшается в ряду кальций — натрий — калий — кремний — железо — алюминий. Поэтому породы, подвергающиеся химическому выветриванию, обедняются первыми из этих элементов и относительно обогащаются окислами железа, глиноземом и кремнеземом.

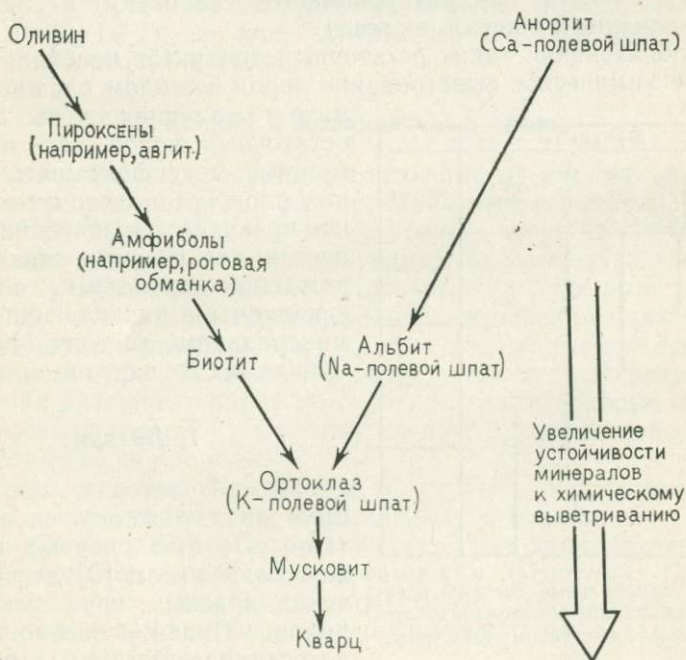
Этот ряд подвижности контролирует последовательность выветривания породообразующих минералов. Эта последовательность, по существу, представляет собой обратную последовательность кристаллизации изверженных минералов, по Боуэну (табл. VI).

Химическое выветривание ведет к разрушению породы на два главных компонента — растворимые вещества и нерастворимый остаток. К растворимым веществам относятся такие элементы, как щелочные металлы, в основном натрий и калий, и редкие земли, магний, кальций и стронций. Эти элементы обычно выносятся из профиля выветривания и в конце концов попадают в море, где осаждаются в виде известняков, доломитов и эвапоритов.

Нерастворимый остаток — это часть породы, которая, будучи выветрелой, нелегко растворяется грунтовыми водами. Как показано в табл. VI, нерастворимый остаток может быть сложен в ос-

Таблица VI

Относительная устойчивость минералов к процессам выветривания в общем соответствует обратной реакционной серии Боуэна



новном кварцем (кремнеземом) и в зависимости от степени выветривания — переменными количествами полевого шпата и слюды.

Другая важная реакция химического выветривания — это образование глинистых минералов. Минералогия и генезис глин будут описаны в следующей главе.

Глинистые минералы относятся к сложной группе гидратированных алюмосиликатов. Это химически вполне устойчивые основания, аккумулярующие соответствующие катионы, из которых строятся кристаллические решетки с различным распределением атомов. Поэтому глинистые минералы классифицируются в соответствии со способом соединения гидратированных алюмосиликатов с кальцием, калием, магнием и железом.

В течение ранних стадий выветривания мафические минералы (оливины, пироксены и амфиболы) разрушаются с образованием хлоритовых глин, богатых железом и магнием. Одновременно выветривание полевых шпатов приводит к образованию серицитовых слюд, иллитовых и каолинитовых глин.

По мере протекания выветривания глины частично вымываются в виде коллоидных частиц, но они могут и сохраниться в виде залежей остаточных глин. Если выветривание протекает еще дальше, то в конце концов выносятся магний и кальций.

Конечный продукт выветрелой породы может состоять из кварца (если его было много в материнской породе), каолинита (наиболее простого глинистого минерала — гидратированного алюмосиликата), боксита (гидратированного глинозема) и лимонита (гидратированных окислов железа).

Для образования таких остаточных продуктов необходимы интенсивное химическое выветривание пород в теплом влажном кли-

мате и медленная эрозия. Залежи остаточных пород, хотя и мало-мощные, могут покрывать обширные площади и часто имеют важное практическое значение. Выделяется три главных типа месторождений остаточных полезных ископаемых, различающиеся по минеральному составу (фиг. 21). Сейчас мы их вкратце опишем.

1. Латерит

Термин латерит, происходящий от латинского слова *later* (кирпич), был впервые предложен Бьюкененом [2] для обозначения красных почв некоторых районов Индии, особенно для тех, которые развиты на платобазаль-



Фиг. 21. Минеральные составы остаточных отложений, образованные при интенсивном химическом выветривании

тах Деканского плоскогорья. Впоследствии этот термин становится более неопределенным [10].

В обычном понимании латерит — это интенсивно выветрелая порода, богатая гидратированными окислами железа и алюминия. В латерите очень мало гумуса, кремнезема, извести, глинистых минералов и других примесей. В латеритах из Уганды содержится 40—50% окислов железа и по 20—25% глинозема и кремнезема [6]. Внешне латерит представляет собой красновато-бурую землистую породу, иногда хрупкую, которая способна быстро затвердевать на дневной поверхности, что позволяет использовать ее для изготовления кирпича.

Латериты часто имеют пизолитовую и червеобразную текстуры. Пизолиты в них — это округлые концентрически-зональные конкреции диаметром до одного сантиметра и более. Червеобразный латерит включает многочисленные субвертикальные трубчатые образования твердого латерита в рыхлой основной массе.

Латеритные почвы широко развиты повсюду во влажных тропиках — в Индии и Африке, как уже упоминалось, а также в Южной Америке.

Как уже отмечалось, для того чтобы образовались зрелые латериты, требуется продолжительное интенсивное химическое выветривание. Латериты будут образовываться быстрее всего в районах с низким рельефом, где скорости эрозии небольшие. Другой немаловажный фактор — высокое содержание железа в материнских породах. Поэтому латериты лучше всего развиваются на платобазальтах и основных интрузивных породах. Кроме того, встречаются латериты и в виде красных пропластков, разделяющих древние базальтовые потоки.

2. Каолин и каолиновые глины

Каолином называют породы, состоящие из каолинита. Каолинит — это гидратированный алюмосиликатный глинистый минерал ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$). Каолиновые глины могут встречаться в трех различных геологических ситуациях, из которых только в одной они представляют собой остаточный продукт выветривания. Каолин образуется при гидротермальном изменении полевых шпатов в гранитах, примером чему служат Дартмурские граниты на юго-западе Англии [1]. Каолины образуются при интенсивном выветривании различных пород, но особенно таких, которые обогащены алюмосиликатами — глинистые сланцы и кислые изверженные и метаморфические породы.

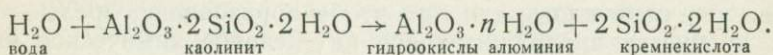
Наконец, каолиновые глины могут быть перенесены на небольшие расстояния от гидротермальных и остаточных залежей и переотложены в озерных обстановках. Здесь каолиновые пласты ассоциируются с песками и углями или лигнитами. Так называемые «болклеи» (шаровые глины) Бовей-Трейси были отложены в олигоценовом озере, куда они привносились реками, дренирующими граниты Дартмура.

Остаточные каолины, которые мы в основном рассматриваем здесь, очень изменчивы по составу. По мере возрастания содержания железа каолины постепенно переходят в латериты, а по мере их десилицификации — в бокситы. Если каолины образовались по гранитоидным породам, то они содержат много кварца, который должен быть удален из каолинов для того, чтобы использовать их в промышленности.

Каолины имеют важное практическое значение в керамической и бумажной промышленности.

3. Бокситы

Боксит — это остаточный продукт выветривания, сложенный переменными количествами различных гидроокислов алюминия — бёмитом, клиачитом, диаспором и гиббситом [11]. Название боксит происходит от места Ле-Бо близ Арля во Франции. Минералы боксита образуются путем гидролиза глинистых минералов, в основном каолинита:



Поэтому для образования боксита необходимо наличие в качестве материнского материала чистых выщелоченных глинистых минералов. Бокситы часто залегают на известняках, как, например, в Южной Франции и на Ямайке. В этих местах карбонат кальция известняков был полностью удален и остался нерастворимый глинистый остаток. Последний подвергся десилицификации с образованием бокситовых минералов.

В других районах, как в Суринаме в Южной Америке [11], бокситы встречаются в виде продуктов выветривания каолинитовых осадков, которые образуют тонкий слой на докембрийском метаморфическом фундаменте.

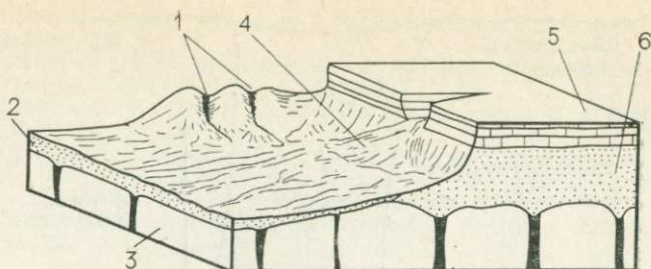
В обеих этих геологических ситуациях ясно, что боксит представляет собой конечную стадию выветривания, которое в качестве промежуточного этапа включало каолинизацию.

Бокситы — ценное полезное ископаемое, так как являются единственным источником алюминия.

Г. Экономическое значение и выводы

Из предыдущего описания становится ясно, что понимание процессов выветривания необходимо для того, чтобы представить более полно схему образования осадков. В заключение этой главы перечислим основные моменты и обратим внимание на практическое значение выветривания.

Следует помнить, что выветривание разрушает (и разделяет) породы на нерастворимый остаток и растворенные продукты. Оста-



Фиг. 22. Полевая зарисовка геологического строения участка Синайского полуострова.

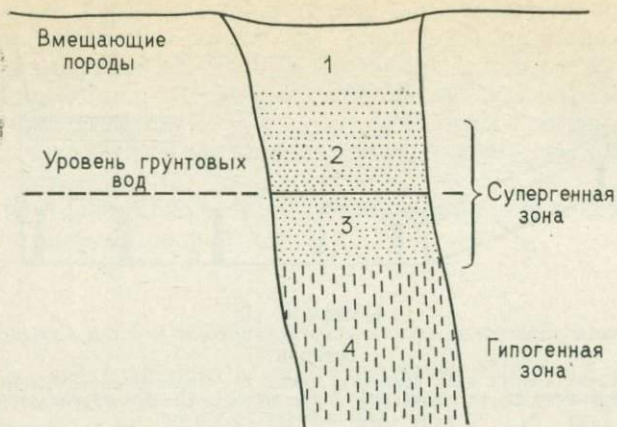
1 — ущелья в местах выхода даек основных пород; 2 — современные аркозовые пески; 3 — докембрийские граниты; 4 — аллювиальный конус выноса; 5 — мезозойские карбонатные породы; 6 — палеозойские песчаники

Мезозойские известняки перекрывают нубийские песчаники, которые в свою очередь перекрывают докембрийские гранитоидные породы с основными интрузивами. Несмотря на неоднородность пород района, отложения, образовавшиеся при их эрозии, сложены по существу полевошпатово-кварцевыми песками, происходящими из гранитов и нубийских песчаников. Известняки и основные интрузивы поставляют ничтожное количество нерастворимого остатка, так как продукты их выветривания в основном выносятся в растворенном виде

ток, сложенный в основном кварцевыми зернами и глинистыми частицами, в конечном счете служит источником для терригенных песков и глинистых сланцев. Растворенные продукты выветривания в конце концов осаждаются в виде хемогенных пород, таких как известняки, доломиты и эвапориты. Большинство терригенных осадков — это продукты переотложения выветрелых гранитоидных пород и более древних отложений. Основные изверженные и вулканические породы и известняки очень неустойчивы к процессам химического выветривания и дают мало нерастворимого остатка. На фиг. 22 схематически показано, как в районе, сложенном породами разных типов, только немногие из них участвуют в образовании прилегающего осадочного шлейфа.

Помимо этих общих закономерностей выветривание имеет важное значение, так как оно способствует концентрации минералов в залежах, которые представляют практический интерес, как это уже отмечалось для бокситов и каолинов.

Не менее важное значение имеет выветривание и для супергенного обогащения некоторых рудных тел. Такое обогащение можно видеть в телах сульфидных руд, например на медном месторождении Рио-Тинто в Испании. В профиле выветривания таких рудных тел различаются четыре зоны (фиг. 23). Вверху расположена зона выщелачивания, или «железная шляпа», сложенная остаточным кремнеземом и лимонитом. Эта зона постепенно книзу сменяется «гипергенной» зоной, приуроченной к уровню грунтовых вод. Непосредственно выше уровня грунтовых вод располагаются окисленные руды, в которых образуются новые минералы, такие как малахит, азурит и самородная медь. В нижней части гипергенной зоны располагаются вторичные сульфидные руды, сложенные в основном халькозином. Книзу эта зона постепенно сменяется не-



Фиг. 23. Схематический разрез выветрелой залежи сульфидных руд. Вторичные рудные минералы концентрируются близ уровня грунтовых вод за счет окисления и выщелачивания минералов в верхней зоне железной шляпы

1 — выщелоченная зона железной шляпы; 2 — окисленные руды; 3 — вторичные сульфиды; 4 — первичные сульфиды

выветрелыми первичными рудами, сложенными в основном пиритом и халькопиритом.

К остаточным рудам относятся и россыпи золота и других минералов, которые высвобождаются из материнских горных пород при разрушении других минералов при выветривании. Этот краткий обзор показывает, что выветривание является одним из основных геологических процессов и имеет важное практическое значение.

Список литературы

1. *Bristow C. M.* (1969). Kaolin deposits of the United Kingdom. Rep. 23rd int. geol. Cong. Prague 15, 275—288.
2. *Buchanan F.* (1807). „A Journey From Madras Through the Countries of Mysore, Kanara and Malabar“ 3 Vols. East India Company, London.
3. *Bunting B. T.* (1967). „The Geography of Soils“ (2nd edition). Hutchinson, London, 213 pp.
4. *Chapman R. W.* (1974). Calcareous duricrust in Al Hasa, Saudi Arabia. Bull. geol. Soc. Am. 85, 119—130.
5. *Friend P. F. and Moody—Stuart M.* (1970). Carbonate deposition on the river flood plains of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen. Geol. Mag. 107, 181—195.
6. *McFarlane M. J.* (1971). Lateritization and landscape development in Kyagwe, Uganda. Q. Jl. geol. Soc. Lond., 126, 501—539.
7. *Ollier C. C.* (1969). „Weathering“ Oliver and Boyd, Edinburgh. 304 pp.
8. *Parker A.* (1970). An index of weathering for silicate rocks. Geol. Mag. 107, 501—504.
9. *Ruxton B. P.* (1968). Measures of the degree of chemical weathering of rocks. J. Geol. 76, 518—527.
10. *Sivarajasingham L. T., Alexander L. T., Cady J. G. and Cline M. G.* (1962). Laterite Adv. Agron. 14, 1—60.

11. *Valeton I.* (1972). „Bauxites“ Developments in Soil Science, No. 1. Elsevier, Amsterdam. 226 pp.
12. *Valeton I.* (1973). Pre-bauxite red sediments and sedimentary relicts in Surinam bauxites. *Geologie Mijnb.* 52, 317—334.
13. *Williams G. E.* (1969). Characteristics and origin of a PreCambrian pediment. *J. Geol.* 77, 183—207.
14. *Williams J. J.* (1968). The stratigraphy and igneous reservoirs of the Augila field, Libya. In „Geology and Archaeology of Northern Cyrenaica, Libya“ (F. T. Barr, Ed.), 197—206. *Petrol. Explor. Soc. Libya, Tripoli.*
15. *Woolnough W. G.* (1927). The duricrust of Australia. *R. Soc. N. S. W. J. Proc.* 61, 24—53.

1. ВВЕДЕНИЕ; КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В главе 3 было показано, как природные процессы способствуют разделению различных продуктов выветривания и как после эрозии и транспортировки эти продукты отлагаются в виде дискретных осадков, таких как песок, ил и карбонаты. Таким образом, можно считать, что отложения спонтанно группируются и дифференцируются на земной поверхности.

Геологи давно пытались дать название породам разного типа и их классифицировать. Это было необходимо в основном по двум причинам. Во-первых, эффективный обмен мнениями может осуществляться только при наличии унифицированной номенклатуры. Во-вторых, в каком-либо конкретном исследовании часто бывает необходимо различать, сопоставлять и сравнивать разные типы пород. В следующем разделе мы рассмотрим сначала вопросы общей классификации осадков, а затем классификацию аллохтонных пород и их петрологию и петрофизику.

Осадок — это то, «что осаждается на дно из жидкости: осадки: отложение» (словарь Chambers, издание 1972 г.). Это определение часто неприемлемо для геологов, так как оно исключает, например, золотые пески и биогенные рифы из области седиментологии.

С подобными вопросами мы будем сталкиваться при описании большинства других терминов, применяемых в осадочной петрографии.

По существу, среди осадков можно выделить пять главных генетических типов: хемогенные, органогенные, остаточные, терригенные и пирокластические [21].

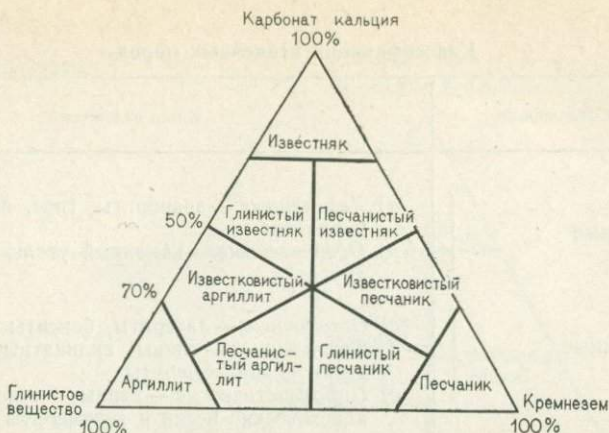
Хемогенные отложения непосредственно осаждаются из воды. Примером таких осадков являются эвапориты — гипсы и каменная соль, а также известковый туф и, возможно, некоторые известковые илы (см. с. 113).

Органогенные отложения — осадки, которые сложены органическим веществом как животного, так и растительного происхождения. Примерами могут служить органогенные известняки и каменный уголь.

Остаточные отложения — это отложения, которые остаются на месте после своего образования при выветривании, например латериты и бокситы, описанные в главе 3.

Терригенные отложения — отложения, которые произошли буквально за счет земли. Они представлены аргиллитами, кварцевыми (а не карбонатными) песками и конгломератами.

Пирокластические отложения — это продукты вулканической деятельности, например пеплы, туфы, вулканокластические пески и агломераты.



Фиг. 24. Пример классификационной треугольной диаграммы. С помощью этого треугольника можно разделить пески, аргиллиты и известняки

В качестве дополнительных характеристик аллохтонных отложений применяют такие термины, как кластический, детритовый и обломочный. Все эти термины обычно используют в одном и том же значении при описании породы или осадка, сложенных дискретными частицами.

Разделение пород на пять генетических классов иногда оказывается недостаточным для более детального изучения природных отложений. Например, являются ли гипсовые дюнные пески Абу-Даби хомогенными или терригенными отложениями? Являются ли фосфатизированные костеносные слои хомогенными, органогенными или остаточными отложениями? Эти пять главных генетических классов осадочных пород можно разделить на две группы отложений: аллохтонные и автохтонные.

Аллохтонные отложения — это отложения, привнесенные в ту обстановку, в которой затем осаждались. К ним относятся терригенные и пирокластические отложения.

Автохтонные отложения — отложения, образовавшиеся в пределах той же самой обстановки, в которой и осаждались. К ним относятся хомогенные, органогенные и остаточные. В табл. VII показаны соотношения между группами и классами отложений.

Наиболее удобны классификации, основанные на количественных соотношениях между определенными типами пород. Отложе-



Фиг. 25. Пример классификационного объемного тетраэдра. Вершины тетраэдра соответствуют четырем компонентам — известнякам, доломитам, песчаникам и глинам

Классификация осадочных пород

Группа отложений	Класс отложений
I. Автохтонные	a) <i>Хемогенные</i> — эвапориты, гипс, каменная соль и другие б) <i>Органогенные</i> — каменный уголь, известняки и другие
II. Аллохтонные	с) <i>Остаточные</i> — латериты, бокситы и другие d) <i>Терригенные</i> — глины силикатные, кварцевые пески и конгломераты e) <i>Пирокластические</i> — пеллы, туфы, вулканокластические пески и агломераты

Подобно большинству геологических классификаций, и в этой классификации имеется ряд несоответствий. Особенно следует отметить, что многие известняки, хотя они и органического происхождения, имеют обломочную структуру. Кеннельские, дрифтовые (перетолженные) и богхедские угли не представляют собой истинных автохтонных образований. Многие эвапориты образовались при диагенезе.

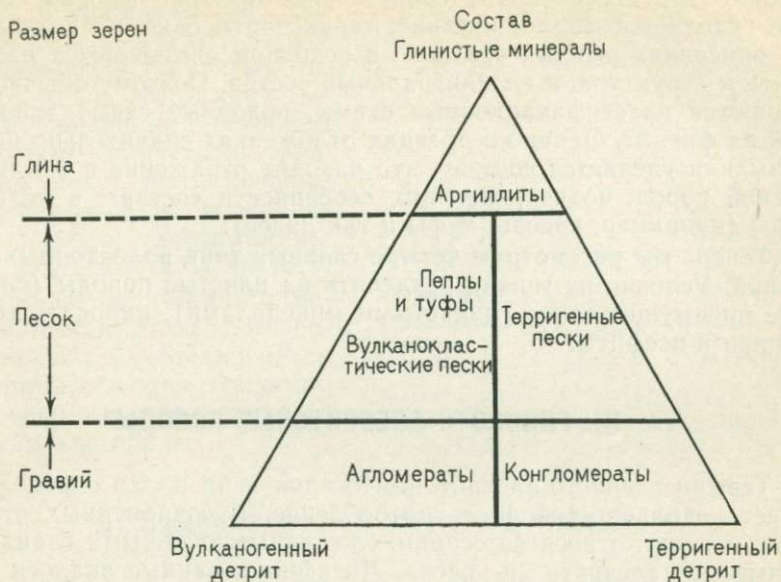
ния, состоящие из трех компонентов, могут быть представлены в виде треугольной диаграммы, на которой каждая вершина треугольника отвечает содержанию 100% одного из трех компонентов (фиг. 24).

Системы из четырех компонентов могут быть показаны в пределах тетраэдра (фиг. 25). Так как осадочные породы состоят из многих компонентов, то ни одна из этих схем не может быть полностью удовлетворительной. Конечно, можно создавать и более сложные схемы со статистическими подсчетами, с применением факторного анализа и т. п. [20, с. 157].

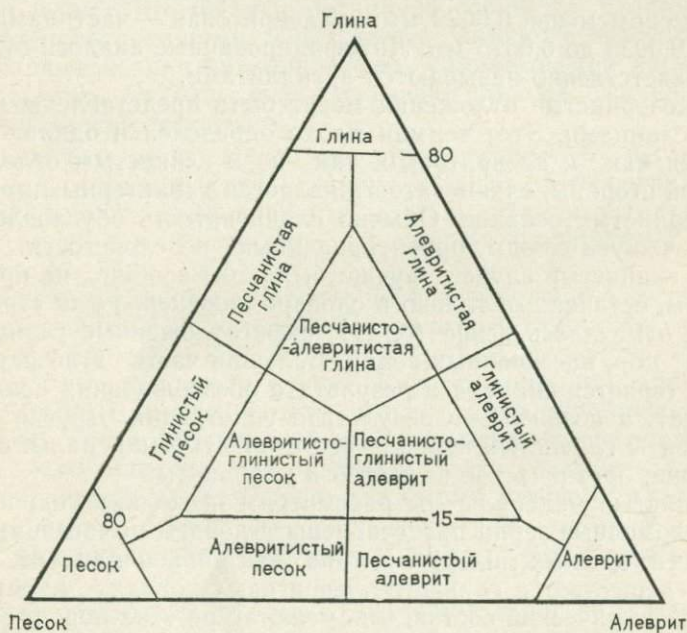
II. АЛЛОХТОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К аллохтонным отложениям, как было определено выше, относятся терригенные и пирокластические отложения. Кварцсодержащие терригенные пески иногда называются силикластическими для того, чтобы отличить их от биокластических и пирокластических детритовых отложений. Пирокластические отложения, образовавшиеся за счет вулканической деятельности, отнесены к аллохтонным отложениям в целях создания более полной классификации. Эти отложения занимают небольшую часть в разрезе современного осадочного покрова Земли и поэтому мы не будем их рассматривать детально.

Состав аллохтонных отложений удобно изображать на треугольной диаграмме (фиг. 26). На этой диаграмме предпринята попытка совмещения в единой классификации двух независимых параметров — размера зерен и состава. Интересно отметить различия в детализации номенклатуры современных и древних отло-



Фиг. 26. Классификация аллохтонных отложений по размеру и составу зерен



Фиг. 27. Классификационный треугольник для неконсолидированных отложений, построенный по размерам зерен. По Шепарду [50]

жений. При исследовании современных осадков основное внимание уделяется гидродинамике, транспортировке и осаждению. В описаниях рыхлых осадков в основном учитываются размеры зерен и структура, а не минеральный состав. Поэтому обычно применяются классификационные схемы, подобные схеме, приведенной на фиг. 27. Однако в древних отложениях значительно больше внимания уделяется составу, что находит отражение в обилии названий пород, подчеркивающих особенности состава, а не структуры (например, аркозы, туфы и так далее).

Теперь мы рассмотрим четыре главных типа аллохтонных отложений. Условно их можно разделить на илстые породы (сложенные преимущественно глинистыми минералами), пирокласты, песчаники и псефиты.

III. ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Термин глинисто-алевритовый осадок — ил плохо определен и имеет довольно свободное употребление. В современных отложениях к илам относятся осадки, сложенные влажными глинами с примесью алеврита и песка. Литифицированные аналоги этих осадков называются глинисто-алевритовыми породами. Однако в классификации Уэнтуорта (с. 16) глинистая и алевритовая фракции определены более точно. Глинистая фракция сложена частицами размером менее 0,0039 мм, а алевритовая — частицами размером от 0,0039 до 0,0625 мм. Литифицированные аналоги этих осадков соответственно называются аргиллитами.

Тонкозернистые отложения могут быть представлены и глинистыми сланцами. Этот термин плохо определен и одинаково применяется как к алевритовым, так и к глинистым отложениям. С другой стороны, сланцеватость является характерным признаком тонкозернистых осадков. Обычно сланцеватость обусловлена примесью чешуек слюды, ориентированных по слоистости. Однако термин глинистый сланец лучше было бы вообще не применять геологам, оставив его только в словаре инженеров или строителей.

Как отмечалось выше (с. 41), свежееотложенные глины имеют до 80% пор, насыщенных водой. Большая часть этой пористости быстро теряется сначала в результате обезвоживания осадка (синерезиса), а позднее — в результате уплотнения. Другие главные компоненты глинистых пород — это глинистые минералы, обломочные зерна, органическое вещество и карбонаты.

Глинистые минералы мы рассмотрим несколько подробнее далее. Обломочные зерна представлены угловатыми частицами кварца, слюд и тяжелых минералов, таких как циркон и апатит. Органическое вещество в глинисто-алевритовых породах имеет очень сложный химический состав, и номенклатура этих пород, содержащих органическое вещество, плохо разработана.

Глинисто-алевритовые породы могут быть классифицированы в соответствии с их положением на треугольной диаграмме, на кото-

рой вершины треугольника отвечают содержаниям 100% органического вещества, карбоната кальция и глинистых минералов (фиг. 28). Глинистые породы, сложенные в основном различными глинистыми минералами, могут быть названы глинами или, если подходить более строго, ортоглинами, чтобы подчеркнуть их чистоту.

По мере увеличения примеси карбонатов глины постепенно переходят в мергель и затем в микриты, которые представляют собой чистые известковые окаменелые илы.



Фиг. 28. Треугольная диаграмма номенклатуры и состава илистых пород

А. Сапропелиты и горючие сланцы

В любых отложениях присутствует хотя бы в небольших количествах органическое вещество. Однако его больше всего в глинистых породах, и здесь оно наиболее интенсивно изучалось, поскольку предполагают, что богатые органикой глинистые сланцы являются нефтепроизводящими, а некоторые глинистые породы, называемые горючими, или битуминозными, сланцами, при нагревании выделяют нефть. Сапропелитами называют породы, сложенные нацело органическим веществом.

В отложениях органическое вещество встречается в четырех видах: кероген, асфальт, нефть и природный газ. Эти органические соединения имеют очень сложные составы. Их номенклатура не разработана, и эти четыре типа охватывают непрерывный спектр углеводов.

Кероген — это темное, серовато-черное аморфное вещество, которое в переменных количествах содержится в глинистых породах. Кероген содержит 70—80% углерода, 7—11% водорода, 10—15% кислорода и немного азота и серы. Кероген горит при прокаливании на воздухе и поэтому иногда он называется пиробитумом. Молекулярная структура керогена не вполне ясна, но, согласно определению этого вещества, оно включает также углеводороды, которые нерастворимы в обычных органических растворителях, таких как эфир, ацетон, бензин или хлороформ [10, с. 79]. Кероген — главный компонент глинистых пород, богатых органическим веществом.

Асфальт, или битум, сходен по составу с керогеном, но растворим в обычных органических растворителях. Он содержит 80—85% углерода, 9—10% водорода и 2—8% серы, немного азота и следы кислорода. Асфальт выполняет поры и трещины в отложениях.

Углеводороды, которые при нормальных температурах и давлениях присутствуют в жидком виде, называются нефтью. Нефть содержит 82—87% углерода, 12—15% водорода и немного серы, азота и кислорода. Нефти очень изменчивы по молекулярному составу, но обычно содержат в различных пропорциях вещества четырех главных групп — парафины, ароматические соединения, нафтены и асфальты. Нефть встречается в породах многих пород в соответствующих геологических обстановках. Некоторые богатые органикой породы дают при возгонке нефть и поэтому называются горючими или битуминозными сланцами.

В табл. VIII показаны свойства и составы этих различных углеводородов, а также природного газа.

Глинистые породы с существенными количествами органического вещества описываются просто как углеродсодержащие глины. Они обычно имеют темную окраску.

Горючие сланцы — это породы, которые достаточно богаты органическим веществом для того, чтобы при прокаливании давать нефтяные продукты [11]. Они образуются в ограниченных анаэробных морских и неморских обстановках с низкой энергией. Известные залежи горючих сланцев развиты в формации Грин-Ривер в штатах Юта, Колорадо и Вайоминг, где они отложились в серии эоценовых озер [8]. Наличие в этих горючих сланцах трещин усыхания и других особенностей мелководных обстановок наряду с наложенным обогащением треной (карбонат натрия) заставляет предполагать, что здесь имела место осадочная обстановка континентальной себкхи [56]. С ростом цен на нефть эти залежи начинают привлекать все больше внимания как источник получения нефти путем возгонки.

Таблица VIII

Свойства и состав главных групп органических углеводородов

Органическое вещество	Свойства	Средний состав, вес. %		
		C	H ₂	(S + N + O ₂ и др.)
Кероген	Твердый при нормальных температурах и давлениях. Нерастворим в обычных органических растворителях	75	10	15
Асфальт	Твердый при нормальных температурах и давлениях. Растворим в обычных органических растворителях	83	10	7
Нефть	Жидкая при нормальных температурах и давлениях	85	13	2
Природный газ	Газообразный при нормальных температурах и давлениях	70	20	10

Другие известные залежи горючих сланцев встречаются в каменноугольных дельтовых фациях Мидленд-Воллей в Шотландии [18]; они были одним из первых источников минеральной нефти в мире, полученной перегонкой. Эти горючие сланцы также имеют озерное происхождение. Особенно чистая разновидность шотландских горючих сланцев, называемая торбанитом, почти полностью сложена остатками водорослей *Botryococcus*. Эта порода иногда называется богхедским углем, так как она тесно связана с сапропелевыми углями, называемыми также кеннельскими (см. с. 130).

Как можно заметить, с увеличением содержания органического вещества обычные глины переходят через углеродсодержащие глины в горючие сланцы (или, строго говоря, в нефтеносные глины) и затем в преимущественно углеродистые сапропелиты, торбаниты и каменные угли.

Богатые органическим веществом глинистые породы являлись объектом интенсивных исследований, так как их обычно считали теми материнскими породами, из которых генерировались жидкие углеводороды (см. с. 335). Велись широкие дискуссии относительно минимального количества органического вещества, необходимого для генерации углеводородов, связи между составом и типом генерированной нефти и температур, необходимых для перемещения нефти и газа. Более подробно с этими проблемами можно ознакомиться в статьях других авторов [30, 42, 46].

Б. Глины и глинистые минералы

Глины — это породы, сложенные в основном глинистыми минералами.

Глинистые минералы образуют обширную и сложную группу, и они, как отмечалось в главе 3, образуются в основном путем химической деградации первичных минералов при выветривании.

Минералогия и генезис главных глинистых минералов будут рассмотрены перед описанием глин.

Имеется три основных группы глинистых минералов, объединяющих иллиты, смектиты и каолиновые минералы. К этим трем группам можно добавить также группу хлоритов и группу глауконита. Эти последние несколько отличаются от других глинистых минералов по способу образования, но сходны с ними по составу и строению.

Минералы всех этих пяти групп — водные алюмосиликаты. Кроме хлоритов и каолиновых минералов, другие глинистые минералы характеризуются низкой степенью окристаллизованности. Если удастся собрать хорошо окристаллизованные образцы, то оказывается, что глинистые минералы имеют моноклинную сингонию, за исключением глауконита, который почти всегда встречается в аморфном виде. Более подробные сведения о сложной кристаллической структуре глинистых минералов можно найти в работе Грима [19]. Глинистые минералы сложены слоями тетраэд-

ров из кислорода и гидроксидов. Внутри тетраэдров расположены атомы кремния и алюминия. В каолининовых слоях в пределах этой двухэтажной решетки нет атомов каких-либо других элементов. Иллиты и смектиты построены из трехэтажных слоев тетраэдров. Имеет место замещение алюминия на калий, кальций и магний. Хлориты и глаукониты имеют еще более сложную решетку, состоящую из двух- и трехэтажных решеток.

1. Каолинит

Каолинит — глинистый минерал с наиболее простой структурой и наиболее однородный по составу. Он образуется как при гидротермальном изменении, так и при поверхностном выветривании полевых шпатов. Каолинит — обычный обломочный глинистый минерал в отложениях, образовавшихся за счет размыва выветрелых гранитов и гнейсов. В противоположность другим глинистым минералам, каолинит часто подвергается существенной перекристаллизации при диагенезе с образованием характерных каолининовых пачек. В некоторых отложениях также часто встречаются гармошковидные агрегаты или червеобразные кристаллы каолинита.

Иногда каолинита осаждается так много, что образуются чистые каолининовые глины. Эти породы называются по-разному — «трубочными», фарфоровыми, или огнеупорными глинами. Олигоценные пласты озерных отложений Бовей-Трейси в Девоне сложены в основном чистым каолинитом, привнесенным из соседнего района распространения дартмурских гранитов.

Другой характерный тип осадочных каолининовых отложений носит название тонштейн. Эти породы развиты в ассоциации с углями в каменноугольных толщах Европы. Хотя отдельные пласты имеют малую мощность, они могут залегать на больших площадях. Возможно, что тонштейны представляют собой глины, образовавшиеся при переотложении продуктов выветривания гранитов, однако региональная выдержанность пластов наводит на мысль об их образовании путем изменения пластов вулканического пепла [44].

Тонштейны представляют собой окаменевшие глины. Более молодые каолининовые глины обычно белые и пластичные. Эти глины широко используются в керамической, бумажной и фармацевтической промышленности. Чистые каолининовые глины имеют неморское происхождение, так как в присутствии морской воды каолинит быстро преобразуется в более сложные глинистые минералы.

2. Иллит

Иллиты, иногда называемые гидрослюдами, представляют собой трехэтажные алюмосиликаты, содержащие до 8% K_2O . Присутствие калия может быть обусловлено либо неполным переходом калиевых полевых шпатов в каолин, либо диагенетическими

изменениями каолинита в морской обстановке. Иллит — наиболее распространенный глинистый минерал в осадках, но его трудно обнаружить, чем каолинит, так как он редко образует достаточно крупные кристаллы, которые можно было бы увидеть в петрографическом микроскопе.

Даже в электронном микроскопе видно, что иллитовые частицы меньше по размеру и хуже развиты, чем кристаллы каолинита.

3. Монтмориллонит

Третья группа глинистых минералов — это группа смектитов, среди которых главное значение имеет монтмориллонит. Смектиты имеют трехэтажную слоистую структуру, обладающую уникальными свойствами разбухания и усадки при адсорбции и потере воды. Монтмориллонит может содержать до 20% воды, а также кальций и магний. Глинистые породы, сложенные в основном смектитовыми минералами, называются бентонитами. В обнажениях бентониты похожи на кочан цветной капусты. При погружении в воду кусочки монтмориллонитовой глины заметно разбухают и распадаются.

Бентониты образовались при изменении вулканического пепла *in situ*. Это изменение может иметь место как в морской, так и континентальной обстановках. Обычно в бентонитах присутствуют фрагменты вулканического стекла, часто девитрифицированного, вместе с микроскопическими зернами кварца, слюд, полевых шпатов и тяжелых минералов.

Термин монтмориллонит происходит от названия Монтмориллон во Франции. Монтмориллонит — главный компонент юрских и меловых фуллеровых земель на юге Англии. Бентониты встречаются в верхнемеловых отложениях Арканзаса, Оклахомы, Техаса и Вайоминга, особенно в формации глинистых сланцев Моури-Шейл бассейна Биг-Хорн [52]. Благодаря своим специфическим свойствам бентониты используются для приготовления буровых растворов, применяемых при вращательном бурении. Напротив, монтмориллонит — нежелательная примесь в том случае, если он присутствует в основной массе в нефтяных коллекторах. При проникновении воды в коллектор такая глинистая основная масса может разбухнуть и таким образом нарушить проницаемость породы.

4. Хлорит

Хлориты сходны с только что описанными глинистыми минералами во многих отношениях, но также близки к группе слюд. Хлориты имеют смешанную слоистую структуру и содержат до 9% FeO и до 30% MgO. Хлориты встречаются в виде продуктов изменения первичных слюд и являются обычными акцессорными обломочными минералами в незрелых песках и глинистых породах. Напротив, в условиях смены диагенеза метаморфизмом хлорит замещает иллиты и другие глинистые минералы; хлорит — типичный компонент микрокристаллической основной массы граувакк.

5. Глауконит

В качестве пятой группы глинистых минералов рассмотрим глаукониты. Подобно хлориту глауконит имеет смешаннослойную структуру. Он содержит магний, железо и калий. В противоположность другим глинистым минералам глауконит не образуется при гидротермальном изменении или выветривании первичных минералов. Глауконит встречается в виде темно-зеленых аморфных зерен обычно мелкоспесчаной фракции. Этот минерал может присутствовать как в аргиллитах, так и в песчаниках. Пески, богатые глауконитом, называются «зелеными песками». Образование глауконита, сопровождаемое накоплением зеленоцветных осадков, происходило в определенные геологические периоды, особенно в кембрии, в позднем мелу и в раннетретичное время [40, с. 229].

Глауконитовые зерна, по-видимому, образовались путем минерализации фекальных окатышей и выполнения глауконитом внутренних пустот фораминиферовых раковин, которые после этого были разрушены. Глауконит может также выполнять пустоты в более крупных раковинах и замещать обломочные слюды. Известно, что глауконит встречается в древних морских отложениях. Этот минерал легко выветривается и, за редким исключением, не наблюдался в продуктах повторного переотложения.

Имеются большие разногласия в отношении природы химических реакций, ведущих к образованию глауконита, и в отношении параметров, контролирующих эту реакцию. Обычно принимается, что глауконит образуется путем трансформации деградированных смектитовых или иллитовых слоев в более упорядоченные смешаннослойные структуры. Однако недавние наблюдения заставляют предполагать, что глауконитовые новообразования возникают в порах [37, 4]. Нет сомнения в том, что в конце концов окажется, что глауконит имеет полигенетическую природу.

Независимо от механизма образования, геохимические данные заставляют предполагать, что глауконит образуется в морской воде при низких температурах в обстановке, в которой нет ни сильно окислительных, ни восстановительных условий. Оптимальные глубины глауконитообразования, по-видимому, находятся где-то между 50 и 1000 м. Однако все эти параметры трудно определить точно, так как, будучи образован, глауконит устойчив в морской воде и может подвергнуться перемещению в морской обстановке. Поэтому глауконит встречается в рассеянном виде в морских илистых породах, в чистых хорошо сортированных косослойных песках на мелководье, в виде небольшой примеси в турбидитовых отложениях в котловинах. Некоторые из рассмотренных особенностей главнейших глинистых минералов показаны в табл. IX.

В заключение обзора глинистых минералов отметим следующие моменты. Ассоциация глинистых минералов, которая присутствует в данной породе в данное время, обусловлена четырьмя главными факторами. Природа материала источника (пород, минералов) контролирует состав глинистых минералов. Образование каолини-

Некоторые особенности глинистых минералов и связанных с ними пород

Минерал	Состав (в дополнение к составу гидратированного алюмосиликата) Ca, Mg, Fe, K	Тип структуры	Первичные минералы, источники или процесс	Название породы
Монтмориллонит		Трехслойный	Вулканогенные образования Мафические минералы	Бентонит
Хлорит		Смешаннослойный		
Глауконит		Смешаннослойный	Диагенез морских осадков	Каолинитовая глина Огнеупорная глина Тонштейн
Иллит		Трехслойный	Полевые шпаты	
Каолинит	Двухслойный	Полевые шпаты		

та и иллита с большей вероятностью можно отнести на счет гранитных пород, чем вулканических покровов. С другой стороны, чем более интенсивное выветривание имело место, тем больше вероятность того, что в осадке будет присутствовать каолинит, а не иллит. Сортировка по размеру в течение переноса материала может также привести к обособлению отдельных глинистых минералов. Каолининовые кристаллы обычно крупнее иллитовых частиц, а эти последние крупнее монтмориллонитовых частиц. Эти соотношения, однако, нарушаются из-за тенденции глинистых частиц к флокуляции, когда они привносятся кислыми пресными водами в щелочную морскую воду. Кроме того, в морской обстановке имеют место различные трансформационные преобразования глинистых минералов, как при транспортировке, так и при раннем захоронении.

Таким образом, поскольку в большинстве исследований по изучению современных морских берегов устанавливается правильная зональность в распределении глинистых минералов, трудно установить, в какой мере это распределение обязано осадочной дифференциации и в какой — начальному диагенезу [43].

Более существенные диагенетические изменения происходят после захоронения осадка. Эти изменения обычно ведут к трансформации каолинита в иллит и в обезвоженный монтмориллонит. Выше уже отмечалось (с. 42), какое значение могут иметь эти изменения глинистых минералов для миграции углеводородов.

Более подробные сведения о глинах и глинистых минералах можно найти в ряде монографий [19, 35, 36].

IV. ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На фиг. 26 показано, как можно разделить аллохтонные отложения на глины (исходя из размера их частиц и минерального состава), кварцевые и кварцсодержащие пески из терригенных кремнеземсодержащих минералов и вулканокластические отложения.

Вулканокластические отложения занимают сравнительно небольшой объем земной коры, но для полноты описания они заслуживают упоминания. Минералы вулканических пород большей частью неустойчивы при нормальных температурах и давлениях. По этой причине обломочный материал, образовавшийся при вулканической деятельности, обычно сохраняется только при переслаивании с лавовыми потоками и редко выдерживает транспортировку на большие расстояния от центров извержения.

В зависимости от размера частиц вулканокластические отложения можно разделить на три группы.

Агломераты — вулканокластические аналоги конгломератов. Они образуются как при эксплозивных извержениях, так и при сползании вулканических обломков в кальдеры или на склоны вулканов.

Вулканокластические отложения, сложенные частицами песчаных размеров, представлены двумя типами.

Первый тип отложений — это эрозионные вулканокластические пески, образовавшиеся при воздействии обычных субаэральных или субаквальных процессов на эруптивные породы. Второй тип — это пирокластические отложения, которые, в противоположность первому, выносятся в атмосферу при вулканических извержениях. Поэтому пирокласты включают вулканические «бомбы», которые падают неподалеку от жерла, вулканические пески, которые выпадают на расстоянии нескольких километров от жерла, и вулканическую пыль, разносимую по всей планете.

Во многих случаях нельзя различить — образовался ли древний вулканокластический осадок путем нормальной эрозии лав или эксплозивным путем. Вулканокластические пески обычно называются туфами или пеплами. Они могут быть субаэральными или субаквальными и сложены кристаллами, стеклом и фрагментами пород. В виде кристаллов встречаются минералы, образовавшиеся до извержения, такие, как оливин и кварц. Стекло встречается как в виде глобулей, так и в виде угловатых неправильной формы рогулек. Фрагменты пород сложены зернами вулканогенных минералов и стеклом.

Вулканокластические пески обычно плохо отсортированы, так как при экстенсивной транспортировке и переотложении они быстро разрушаются. Эоловые вулканокластические пески представляют исключение из этого правила, и известны дюны из базальтовых песков, например вокруг современного вулканического кратера Вав-ен-Намус в Ливийской Сахаре.

Мелкозернистые вулканические пеплы обычно подвергаются интенсивному постседиментационному изменению, давая бентониты и, возможно, тонштейны, рассмотренные в предыдущем разделе.

Палагонит — это минералогид, образующийся путем изменения базальтового стекла. Он иногда встречается в таких больших количествах в Тихом океане, что осадки можно называть палагонитовым илом и, кроме того, он также встречается в литифицированных образованиях на тихоокеанских вулканических островах.

Небольшая примесь вулканического пепла постоянно обнаруживается в современных пелагических осадках.

Более детальные сведения о генезисе и петрологии вулканокластических отложений можно найти в работах Росса и Смита [48], Петтиджона и др. [40, с. 261—292].

У. ПЕСЧАНИКИ

Этот раздел посвящен важной группе осадочных пород — песчанкам. Здесь мы рассмотрим только кварцсодержащие или силиклатические пески как явно отличающиеся от вулканокластических и карбонатных песков. Примерно около 30% осадочного покрова Земли представлено терригенными песками и песчанками. Эта группа пород представляет собой благоприятный объект и для исследований в теоретическом плане, и для разработки полезных ископаемых, ассоциирующих с ними. Так как песчанки часто обладают достаточно высокой пористостью, то нередко они являются и главными водоносными или углеводородными коллекторами. Песчанки характеризуются большей однородностью в стратиграфическом разрезе и по петрофизическим свойствам, чем карбонаты, и поэтому по ним гораздо легче предугадать строение коллектора и его эксплуатационные характеристики.

Ниже будут рассмотрены вопросы номенклатуры и классификации песчанков, особенности наиболее распространенных их типов и в заключение — влияние диагенеза на их пористость и проницаемость.

А. Номенклатура и классификация песчанков

Разработка номенклатуры и классификации песчанков всегда была популярным академическим занятием. Клейн [28] и Петтиджон и др. [40, с. 149—174] составили обзоры классификаций. В классификациях важно, чтобы различные типы песчанков имели названия, хорошо известные геологам-практикам и согласованные с ними. В любой номенклатурной системе должны быть пограничные параметры, которые отделяют один тип пород от другого.

Такие пограничные параметры имеют наибольшее значение тогда, когда они основываются на генетических концепциях. Основная проблема классификации песков заключается в том, что они могут быть сгруппированы в соответствии с их гранулярным

составом (т. е. по размеру зерен и содержанию основной массы) или с их химическим, т. е. минеральным составом. Думается, что для номенклатуры песчаников можно найти гораздо больше текстурных и минералогических особенностей, чем это можно представить в какой-либо классификации, основанной на трех или четырех параметрах.

Вероятно, более логичными могут быть классификации, основанные на статистических вычислениях, например, на факторном анализе. С другой стороны, в таких схемах нет той простоты и наглядности, как, например, в схемах, основанных на ограниченном числе параметров. Поэтому большинство классификаций песков основываются на треугольных диаграммах, вершины которых соответствуют 100% содержаниям кварца, глинистого вещества и полевых шпатов.

Одна из наиболее плодотворных концепций, на которых основываются номенклатуры песчаников — это концепция зрелости осадка. Созревание песков происходит двумя путями. Они могут созревать как химически, так и физически.

Осадки образуются за счет выветривания пород различного минерального состава. В ходе выветривания и транспортировки относительно неустойчивые минералы разрушаются, и вследствие этого возрастает соответственно содержание химически устойчивых минералов. Кварц — наиболее распространенный устойчивый минерал, а полевой шпат — один из неустойчивых минералов. Поэтому отношение содержания кварца к содержанию полевых шпатов может служить показателем химической зрелости породы. По мере того как осадки перемыываются и проходят, возможно, два или более циклов седиментации, они достигают наибольшей зрелости, становясь чистыми кварцевыми песками.

С другой стороны, структурная (физическая) зрелость включает те изменения, которым подвергается осадок, начиная от стадии выветривания до стадии отложения. К этим изменениям относятся как увеличение степени сортировки, так и уменьшение содержания матрикса.

Одним из хороших показателей степени структурной зрелости является отношение обломков к матриксу.

Как структурное, так и химическое созревание песка имеет место на протяжении его истории, но эти виды созревания не связаны тесно между собой. Так, например, химически зрелый песок может оказаться структурно незрелым, и наоборот. Это имеет место потому, что химический (минеральный) состав унаследуется от пород источника, а гранулярный состав формируется при осадочных процессах.

Из предыдущего обзора становится ясно, что наиболее приемлемой классификационной треугольной диаграммой была бы такая диаграмма, на которой вершины треугольника соответствовали бы содержаниям 100% зерен устойчивых минералов, 100% — матрикса и 100% — зерен неустойчивых минералов (фиг. 29). По мере увеличения степени структурной зрелости песок содержал бы все

меньше матрикса. По мере увеличения степени химической зрелости в песке все меньше содержится бы зерен неустойчивых минералов.

Так как созревание происходит одновременно в этих двух направлениях, хотя и с разными скоростями, в осадке в общем увеличивается содержание зерен устойчивых минералов. Полное созревание может не достигаться в течение единого осадочного цикла, но в конечном итоге любой песчаный осадок должен достигнуть его.

Зрелость осадка можно оценить количественно. Структурная зрелость (Mp) может колебаться от 0, если вся порода представлена матриксом, до 100, если в породе присутствуют только зерна, а именно:

$$Mp = \frac{G}{G + M} \times 100,$$

где Mp — показатель структурной зрелости; G — объем зерен и M — объем основной массы.

Подобным образом можно ввести показатель химической зрелости (Mc), который будет варьировать от 0 в осадке, не содержащем химически устойчивых зерен, до 100 в осадке, в котором все зерна представлены химически устойчивыми минералами, т. е.

$$Mc = \frac{Gs}{Gs + Gu} \times 100,$$

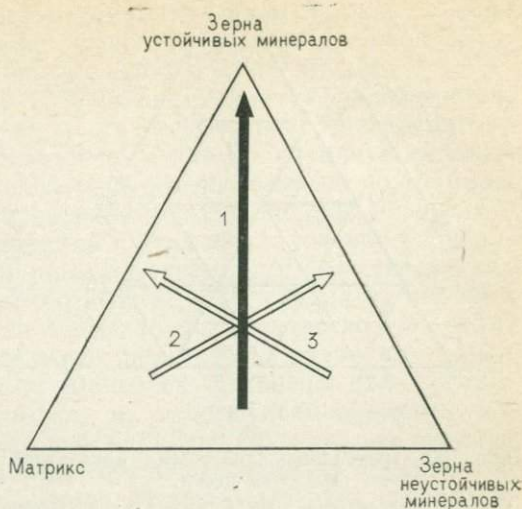
где Mc — показатель химической зрелости, Gs — объем химически устойчивых зерен и Gu — объем химически неустойчивых зерен.

Если взять среднеарифметическое этих двух показателей химической и структурной зрелости, то можно оценить степень общей зрелости песка

$$Mn = \frac{Mc + Mp}{2},$$

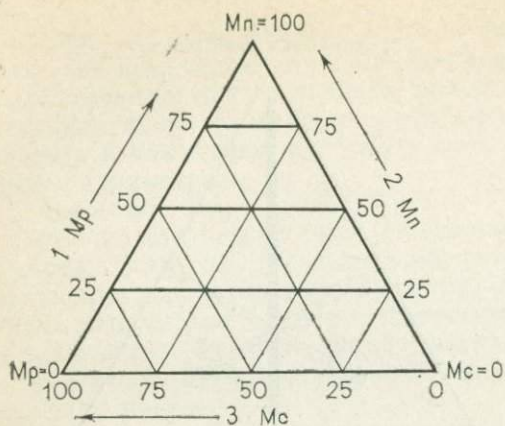
где Mn — показатель общей зрелости.

Эти формулы могут быть использованы в качестве основы для разработки номенклатуры песчаников (фиг. 30). Общее содержа-



Фиг. 29. Треугольная диаграмма зависимости состава песка от его структурной и химической зрелости.

Стрелки — увеличение зрелости: 1 — общей Mn , 2 — структурной Mp , 3 — химической Mc



Фиг. 30. Треугольная диаграмма показателей зрелости песка.

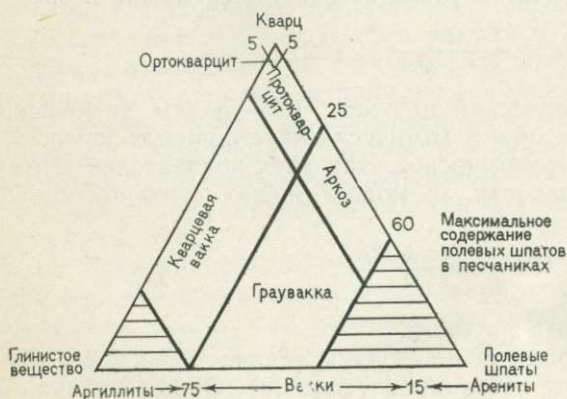
Стрелки — увеличение зрелости: 1 — структурной, 2 — общей, 3 — химической. Объяснение см. в тексте

ную схему песков можно представить в виде треугольной диаграммы (фиг. 31). Здесь показано, что пески можно разделить на две большие структурные группы — арениты и вакки. Арениты, содержащие менее 15% матрикса, являются структурно зрелыми, а вакки, содержащие 15—75% матрикса, — незрелыми песками. Породы, содержащие более 75% матрикса, являются уже глинами, а не песчаниками.

Подобным образом пески могут быть разделены на химически зрелые арениты и химически зрелые вакки. В обоих типах присутствует менее 25% полевых шпатов. Эти типы песчаников называются протокварцитами и кварцевыми вакками. Зрелые арениты логически более правильно следовало бы называть (и так они уже назывались) кварцевыми аренитами, однако такие породы уже

ние глинистого материала в песке, очевидно, наиболее всего соответствует содержанию матрикса. Полевые шпаты — это наиболее обильные и часто встречающиеся неустойчивые минералы, содержание которых может быть взято как показатель химической незрелости осадка. Роль индикаторного минерала химической устойчивости несомненно принадлежит кварцу.

Используя эти три показателя — содержания кварца, полевых шпатов и глины, классификацион-



Фиг. 31. Классификационная треугольная диаграмма песчаников, построенная на использовании содержания глинистой фракции как индикатора структурной зрелости и содержания полевых шпатов как показателя химической зрелости

длительное время называются протокварцитами. В поле, примыкающем к кварцевой вершине треугольника, расположены ортокварцитовые пески — самые чистые и полностью зрелые.

Пески, содержащие более 25% полевых шпатов, являются химически незрелыми и подразделяются на аркозы (среди аренитов) и граувакки (среди вакк). Правильнее было бы называть их полевошпатовыми аренитами и полевошпатовыми вакками, но термины аркоз и граувакка являются привычными и хорошо определенными.

Итак, согласно рассматриваемой схеме, пески условно разделяются на четыре главные группы в зависимости от степени их структурной и химической зрелости. Эта схема сходна со многими другими классификационными схемами, которые несколько отличаются одна от другой по основным параметрам, названиям пород и граничными содержаниями компонентов. Вероятно, каждый геолог имеет свой собственный взгляд на классификацию песков, но, к счастью, не все эти взгляды опубликованы. Прежде, чем перейти к рассмотрению четырех главных групп песчаников, необходимо особо остановиться на таких компонентах, как матрикс и обломки пород (известных специалистам как лититовые зерна).

Содержание глинистого вещества было предложено считать показателем степени структурной зрелости осадка. Это положение основывается на том общем факте, что в современных осадках глинистый материал стремится отделиться от песка при транспортировке и в обстановках с постоянной высокой энергией, таких, как мелководные морские шельфы. Все это вполне справедливо, но совсем не обязательно, чтобы весь глинистый материал литифицированных песков осаждался одновременно с песчаными частицами. Часть матрикса, вероятно, вносится в поровое пространство вскоре после осаждения песков. Часть глинистого материала попадает в осадок в виде частиц алевритового и песчаного размеров. При уплотнении частицы расплющиваются, и они уже представляют матрикс, залегающий между более устойчивыми зернами.

В течение диагенеза неустойчивые обломочные зерна разрушаются и преобразуются в микрокристаллический матрикс, представленный в основном глинистыми минералами. Это особенно характерно для граувакк. Однако неизвестно, образовались ли граувакки в результате отложения илистого песка, или матрикс образовался за счет разрушения неустойчивых зерен [6]. Сходные проблемы часто возникают в отношении аркозов. Полевошпатовые зерна обычно в разной степени изменены в каолинит, но также можно видеть, что отдельные зерна, сложенные каолинитом, находятся на разных стадиях уплотнения между кварцевыми зернами. В таких породах вряд ли можно точно определить содержания полевых шпатов и глинистой основной массы.

Таким образом, содержание глинистого матрикса следует рассматривать только как приближенный показатель структурной зрелости. В литифицированных песках содержание глинистого материала, вероятно, гораздо выше, чем содержание матрикса в первоначальном осадке.



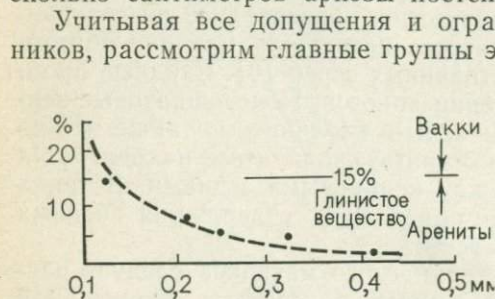
Фиг. 32. Зависимость между размером зерен и составом торридонских песчаников, Шотландия. По Селли [49].

Содержание лититовых зерен увеличивается в более крупных фракциях, а слюды и тяжелых минералов уменьшается.

классификационных схем песчаников, и поэтому появились такие названия, как лититовая граувакка и литаренит.

В отношении лититовых зерен следует учитывать два важных момента. Во-первых, содержание лититовых зерен в песке, по всей вероятности, связано с размером индивидуальных частиц (зерен, кристаллов) в породах района источника. Маловероятно, чтобы лититовые зерна присутствовали в аркозах, образовавшихся из крупнокристаллического гранита. Напротив, лититовых зерен может быть много в песках, образовавшихся из микрокристаллических, вулканических, метаморфических пород или из глин. Во-вторых, содержание лититовых зерен зависит от гранулярного состава. На фиг. 32 видно, что эта зависимость хорошо выдерживается. Очевидно, чем крупнее песчаное зерно, тем больше вероятность того, что оно сложено не одним кристаллом.

Подобным образом содержание глинистого вещества часто возрастает с уменьшением содержания лититовых зерен (фиг. 33). Аномальная ситуация, которая приводит к такому соотношению, может наблюдаться в некоторых градационных турбидитах, в которых в пределах одного седиментационного слоя толщиной несколько сантиметров аркозы постепенно сменяются граувакками.



Фиг. 33. Зависимость между размером зерен и содержанием глинистой фракции в торридонских песчаниках, Шотландия. По Селли [49]

Обломки пород — другой важный компонент песчаников, заслуживающий специального внимания. Во многих песках присутствуют зерна, которые представлены не отдельными минералами, а агрегатами минералов. Такие зерна называются лититовыми зернами, или обломками пород. Содержание лититовых зерен часто берется в качестве основного параметра для

классификации и номенклатуры песчаных пород кажутся пережитками про-

шлого. В промышленности песок описывается просто как песок и больше никаких сведений не требуется. С другой стороны, например, в буровом журнале, порода может быть описана гораздо полнее, примерно по такому плану: «Литология, цвет, твердость, размер зерен, форма зерен, сортировка, минералогия, ископаемые организмы (если они есть), пористость, признаки наличия углеводородов, т. е. способность пачкать, флюоресценция или пленки битумидов».

Теперь рассмотрим аркозы, вакки и кварциты.

Б. Песчаники

1. Кварциты

Зрелые в структурном и минеральном отношениях пески широко известны как кварциты или кварцевые арениты. Различные авторы предлагали разные предельные минимальные содержания кварца в этих породах. Термин кварцит используется в номенклатуре метаморфических пород для любой породы независимо от ее состава, сколы в которой проходят через сами зерна, а не по границам между ними. Среди петрографов-осадочников кварцитом обычно называется богатый кварцем песок независимо от степени его литификации.

Как вытекает из схемы, приведенной на фиг. 31, кварциты содержат менее 25% полевых шпатов и менее 15% матрикса. Между протокварцитами, содержащими некоторое количество полевых шпатов и матрикса, и ортокварцитами, которые по составу отвечают почти чистому кремнезему, нет четкой границы.

Итак, кварциты — это пески, которые являются зрелыми в структурном и минералогическом отношении.

Типичные кварциты имеют белую, бледно-серую или розовую окраску. В зависимости от степени литификации они могут быть рыхлыми или твердыми. Гранулярный состав изменчив, но сортировка обычно хорошая и отдельные зерна обычно имеют округлую форму. Другие обломочные минералы в кварцитах присутствуют только в небольшом количестве. Встречаются редкие зерна полевых шпатов и слюд. Минералы тяжелой фракции обычно представлены такими устойчивыми минералами, как циркон, турмалин, апатит и гранат. Часто в кварцитах встречаются внутрiformационные автохтонные обломочные зерна, например, глауконита, а также фосфатные окатыши и органические обломки. Вероятно, большинство глауконитовых песков можно было бы отнести к группе кварцитов (если бы не учитывался их глауконитовый состав).

Из-за однородного размера зерен и их округлой формы и низкого содержания глинистого вещества только что отложенные кварцевые пески (кварциты) характеризуются высокой пористостью и проницаемостью. Обычно они цементируются кальцитом

или вторичным кремнеземом, а если цемента нет, то они среди всех типов песчаников являются лучшими коллекторами.

Вероятно, в большинстве случаев, если не всегда, кварцевые пески и песчаники относятся к многократно переотложенным осадкам. Иначе говоря, эти породы претерпели более чем один осадочный цикл, включая выветривание, эрозию, транспортировку и отложение, прежде чем достигли необходимой стадии зрелости.

Полевые наблюдения показывают, что большинство кварцевых песчаников отлагалось в морских мелководных обстановках. Обширные районы накопления кварцевых песков существовали на раннепалеозойских морских шельфах по окраинам Канадского щита и у северной границы Сахарского щита [3]. Кварцевые пески встречаются также в эоловых фациях, таких, как пермский Красный лежень бассейна Северного моря [17], и раннемезозойских формациях дюнных песков плато Колорадо [2]. Эоловые и прибрежно-морские обстановки обеспечивают оптимальные условия для того, чтобы кварцевые пески отложились путем селективного отцеживания. Тем не менее, они встречаются также и во многих других обстановках, включая современные глубоководные морские пески [25] и древние турбидиты [55].

2. Аркозы

Термин *аркоз* впервые был предложен в 1826 г. Броньяром [5] для крупнозернистого песка из Оверни (Франция), сложенного кварцем и большим количеством полевых шпатов. Это название все еще применяется для общей характеристики пород. По-видимому, аркозы — это пески, которые являются относительно зрелыми в структурном отношении (т. е. содержат мало глинистого вещества) и незрелыми по минеральному составу, о чем свидетельствует высокое содержание полевых шпатов. Глинистого вещества в них содержится обычно менее 15%, а полевых шпатов более 25%. Некоторые аркозы содержат более 60% полевых шпатов, так как они, вероятно, образовались за счет источника, в котором полевых шпатов было больше, чем кварца. Точно так же справедливы и обратные соотношения между этими минералами, и отношение содержания кварца к содержанию полевых шпатов начинает возрастать по мере того, как породы источника подвергаются все более интенсивному выветриванию.

Следовательно, аркозы — это продукты неполной деградации кислых изверженных и метаморфических пород, таких как граниты и гнейсы. Высказывались предположения и о том, не являются ли аркозы индикаторами холодного и (или) аридного климатов, при которых процессы физического выветривания преобладают над химическим выветриванием? Однако Крынин [29] показал, что современные аллювиальные аркозы встречаются в тропических влажных лесах. Они накапливаются здесь вследствие быстрого дождевого стока и образования глубоких оврагов в зоне выветрелых пород, где эрозии подвергаются еще невыветрелые граниты.

Тем не менее некоторые аркозы, те, например, что встречаются в торридонской формации (докембрий) Шотландии, содержат хорошо округленные полевошпатовые зерна. Маловероятно, чтобы эти зерна переотлагались многократно. Это означает, что окатывание зерен происходило в течение первого и единственного седиментационного цикла, но известно, что под воздействием эоловых процессов зерна округляются гораздо эффективнее, чем под воздействием текучих вод (с. 15). Имеется много оснований полагать, что торридонские аркозы отложились флювиальным путем в аридном климате, при котором полевошпатовые зерна окатывались под воздействием ветра.

Типичные аркозы — это розовые или красноцветные породы, реже — серые. Розовая окраска обусловлена присутствием полевых шпатов, но красноцветные породы обязаны своей окраской поглощению света красными окислами железа, присутствующими в глинистом матриксе. Аркозы непостоянны по гранулярному составу и часто имеют плохую сортировку. Аркозы часто образуются *in situ* на гранитах, формируя переходную зону выветривания, сложенную так называемыми «гранитными наносами», которые с трудом отличаются от изверженной породы. Это часто приводит к ошибкам при выборе места заложения буровой скважины. Очень трудно отличить аркозы от гранитов на основании бурового шлама, однако контакт между ними может быть легко установлен впоследствии по данным геофизического каротажа.

Зерна аркозов угловатые и полуокруглые и в них обычно содержится значительная примесь глинистого вещества. По этой причине аркозы редко остаются неконсолированными длительное время подобно кварцитам. Наиболее древние аркозы характеризуются некоторой литификацией из-за наличия глинистого цемента. В крайних случаях пористость может полностью уничтожаться вследствие цементации пород кремнеземом или карбонатом.

Полевые шпаты в аркозах представлены различными минералами в зависимости от состава пород источника, но обычно более распространены микроклин и альбит, чем менее устойчивые кальциевые полевые шпаты. Часто наблюдается переход полевых шпатов в каолинит и серицит, но не всегда ясно, — происходил ли он при гидротермальном изменении пород источника при их выветривании или в течение диагенеза осадка. Слюды — обычный акцессорный минерал в аркозах, которые также часто содержат разнообразные комплексы минералов тяжелой фракции. Эти минералы могут дать сведения о породах источника, особенно если они были изверженными или метаморфическими. Кроме широко распространенной устойчивой ассоциации из циркона, апатита, граната и турмалина, вполне обычны непрозрачные рудные минералы железа, а также многие другие минералы тяжелой фракции. Петрография типичных аркозов Оверни описана Гукенхольцем [26].

Большей частью аркозы, по-видимому, встречаются во флювиальных фациях в непосредственной близости к гранитоидному фундаменту. Следовательно, они представляют собой типичные от-

ложения интракратонного бассейна, ограниченного сбросами (см. с. 302). Так как такие осадки отлагаются в окислительных обстановках аллювиальных конусов выноса, многие аркозы называются фациями «красноцветных отложений».

Типичные примеры аркозов, отложенных в такой обстановке, можно видеть на докембрийских щитах повсюду в мире. Специфические примеры — это торридонские (докембрийские) отложения Шотландии [49] и отложения разновозрастных свит на Скандинавском щите — Иотнической, Дала и Стараглитовой. Еще один классический пример аркозов — это триасовая группа Ньюарк в Конектикутском трого в США.

Большинство аркозов, встречающихся во флювиальных обстановках, может отлагаться и в любых других обстановках. Аркозы, смешанные с коралловыми и водорослевыми обломками, отмечаются на современных пляжах Красного моря, окаймленного разломами. Древние аналоги встречаются на нефтеносных, увенчанных рифами гранитных возвышенностях в бассейне Сёрте в Ливии.

3. Вакки

Вакки, согласно определению, — это структурно незрелые пески, содержащие более 15% матрикса. Химически зрелые вакки, содержащие менее 25% полевых шпатов, называются кварцевыми вакками. Химически незрелые вакки представляют собой классические граувакки.

Название граувакка происходит от немецкого слова «grauwacke», которым обозначались палеозойские песчаники Гарца. Петрографические описания этих пород были даны Гелмболдом [24] и Маттиаттом [34].

Граувакки — это обычно твердые, темные серовато-зеленые породы, которые дают зазубренную поверхность излома. Под лупой видно, что граувакки отличаются очень плохой сортировкой и состоят из частиц размерами от очень крупных песчинок до глинистых частиц матрикса. Их можно было бы назвать микроконгломератами. Зерна обычно угловатые и характеризуются низкой сферичностью. Присутствие кварца незаметно с первого взгляда из-за обилия других обломочных минералов. Присутствуют полевые шпаты, а также зерна мафических минералов, таких, как роговая обманка и иногда пироксены. Некоторые более крупные зерна представлены лититовыми фрагментами, которые в зависимости от пород источника могут формироваться за счет вулканических пород или более древних метаосадочных пород, таких, как кварцит или сланец. В большом количестве присутствуют слюды, как мусковит, так и биотит, а также микрокристаллические диагенетические хлорит и серицит. Типично присутствие различных ассоциаций неустойчивых минералов тяжелой фракции.

Все эти обломочные зерна погружены в микрокристаллический матрикс, сложенный глинистыми минералами, хлоритом, серицитом, кварцем, карбонатами (часто сидеритом), пиритом и иногда

углистым веществом. Иногда отмечается коррозия обломочных зерен в виде типичных инкрустаций иголочками слюды. Такие каемки присутствуют не только на зернах неустойчивых минералов, но иногда даже на кварце.

Кварцевые вакки, в отличие от типичных граувакк, не содержат ассоциации неустойчивых обломочных минералов. При отсутствии этих минералов отмечается также повышение содержания кварцевых и осадочных лититовых зерен, хотя еще много содержится глинистого материала, и микроскопически кварцевые вакки трудно отличить от граувакк. В некоторых работах под названиями граувакк и лититовых вакк частично описаны кварцевые вакки.

Изучению природы матрикса в вакках уделялось большое внимание [9]. Плохая сортировка этих песчаников заставляет предполагать, что матрикс большей частью осаждался сингенетично. С другой стороны, присутствие аутигенных минералов и коррозия обломочных зерен указывают на то, что часть его имеет диагенетическое происхождение [6]. В этой связи следует особо отметить, что типичные вакки большей частью встречаются в докембрийских и палеозойских толщах. Это наводит на мысль о том, что для того чтобы сформировались граувакки, необходимы достаточно длительное время — погружение осадков на большие глубины и (или) высокие геотермические градиенты. Поэтому граувакки можно рассматривать как метаморфические породы.

Эта концепция имеет особенно важное значение для решения проблемы турбидитов. Большинство древних граувакк встречается во флишевых фациях, которые обычно рассматриваются как турбидиты (см. с. 173). Является ли присутствие глинистого материала характерной особенностью турбидитового процесса? Губерт [25] считает, что многие современные глубоководные морские пески имеют хорошую сортировку. Эти пески часто рассматриваются как турбидиты. Таким образом, здесь имеется три спорных момента: обязательно ли участие глинистого материала в турбидитовых потоках или нет? Если участие глинистого материала обязательно, то современные морские глубоководные пески могли быть отложены обычными придонными постоянными течениями. Подобным образом, если глинистый матрикс древних флишевых граувакк образовался при диагенезе, то ведет ли это к подтверждению или отрицанию турбидитового генезиса?

Граувакки, как отмечалось выше, наиболее распространены в домезозойских флишевых фациях. Обычно они залегают в геосинклинальных впадинах и, как это явствует из их петрологии и регионального положения, часто образуются за счет размыва воздымающихся островных вулканических дуг. Поэтому для граувакк характерно присутствие комплекса неустойчивых мафических минералов и относительно высокое содержание железа и магния.

Триада Стейнманна — это образное название обычно наблюдаемой ассоциации граувакк, кремней и вулканических пород [54]. Эта ассоциация часто образуется на ранней стадии эволюции геосинклинальных трогов. Уменьшение толщины земной коры способ-

ствуется образованию подводных вулканов и генерации ультрабазитовых офиолитов и подушечных лав. Обсуждалась также проблема образования кремней как следствие расцвета радиолярий, вызываемого обилием поставляемого вулканами кремнезема, в то время как граувакки образовывались из материала, сносимого с поднимающихся дуг вулканических островов (см. с. 319).

Кварцевые вакки также встречаются в геосинклинальных обстановках, как, например, в палеозойском флише восточной части Эгейского моря. С другой стороны, такие химически зрелые породы обычно образуются за счет более древних отложений. Песчаные породы поставляют кварцевые зерна, глинистые сланцы дают глинистый материал, а окаменелые разновидности этих пород поставляют лититовые зерна. Поэтому кварцевые вакки типичны не столько для флишевых толщ, сколько для соседствующих с ними континентальных отложений. Кварцевые вакки встречаются в обстановках накопления фангломератов и аллювиальных отложений. В качестве примера следует упомянуть те континентальные мезозойские формации песчаников бассейна Сёрте в Ливии, которые образовались за счет палеозойских отложений. Континентальные кварцевые вакки часто имеют красновато-бурую окраску, обусловленную импрегнацией глинистой массы красными окислами железа.

С увеличением степени транспортировки некоторая часть глинистого материала теряется из кварцевых вакк и они переходят в категорию пород, называемых часто субграувакками. Такие породы встречаются как во флювиальных, так и в дельтовых фациях. Примерами могут быть субграувакки флювиальных девонских и дельтовых пенсильванских (верхнекаменноугольных) песчаников по обеим сторонам Северной Атлантики.

Этот краткий обзор петрографии песчаников показывает, что состав свежееосажденного песка зависит от пород источника и процесса отложения. Химическая зрелость только что вовлеченных в процесс седиментации осадков будет зависеть от состава пород источника и степени их выветривания. Химически зрелые осадки обычно переотлагались неоднократно, и их зрелость связана с формированием за счет размыва более древних осадочных формаций. Химически незрелые пески обычно образуются в результате первого седиментационного цикла, в котором участвует материал, образовавшийся за счет размыва изверженных и глубокометаморфизованных пород.

Осадки ближнего переноса обычно плохо сортированы и обогащены глинистым веществом. Эоловые и водные процессы повышают структурную зрелость песка, а гляциальные процессы могут понизить ее.

В заключительном разделе этой главы будет показано, как постседиментационные диагенетические процессы влияют на изменение состава песчаников и как диагенез может влиять на эволюцию пористости и проницаемости терригенных песков.

В. Влияние диагенеза на пористость песчаников

1. Введение

Под диагенезом подразумевают различные постседиментационные, но дометаморфические процессы, которые ведут к изменению осадка. История и семантика этого термина рассмотрены Дюнойером де Сегонзаком [12].

Термин диагенез мы будем применять в том смысле, который придает ему Петтиджон: «Диагенез означает в основном те реакции, которые имеют место в пределах осадка между одним минералом и другим или между одним или несколькими минералами и интерстициальными или придонными флюидами» [39, с. 648].

Это определение ограничивает понятие диагенез по существу химическими процессами и не включает физических процессов, таких как уплотнение, описанных в главе 2.

Диагенез песчаников детально рассматривается во многих работах [39, 31, 40]. Ниже описываются только те диагенетические изменения песчаников, которые влияют на пористость.

Депплес [7] разделил процесс диагенеза на три продолжительные и самостоятельные фазы, названные редоксоморфной, локморфной и филломорфной. На любой из этих фаз песчаник может быть поднят к дневной поверхности и подвергнуться выветриванию. Таким образом может наступить четвертая фаза изменения, называемая эпидиагенезом, при котором ниже поверхности потенциального несогласия развивается вторичная пористость. Сейчас мы рассмотрим влияние процессов этих четырех фаз на изменение пористости.

2. Редоксоморфная фаза

Как только песок отлагается, он подвергается физическим процессам уплотнения и обезвоживания. Среди разных химических диагенетических изменений преобладают процессы окисления или восстановления, отсюда и название этой стадии — редоксоморфная (от слов «reduction» — восстановление и «oxidation» — окисление). Эти реакции осуществляются, естественно, при участии кислорода, железа, серы и органического вещества.

По существу, в песке, который имеет высокую проницаемость и отлагается выше уровня вод, будут протекать реакции окисления. Это происходит потому, что система пор насыщается воздухом и кислородсодержащими грунтовыми водами. Органическое вещество и соединения серы окисляются и выносятся в виде растворимых сульфатных ионов. Железо обычно сохраняется в виде окислов. Вот эти окислы железа и придают породам красную окраску. Они образуют пленки на обломочных зернах и находятся в смеси с глинистым матриксом. Это объясняет, почему большинство (но не все) красноцветных песчаников имеют континентальное происхождение — оловое или флювиальное.

В противоположность описанному, в глинистых песках с низкой проницаемостью и в песках, отложенных ниже уровня вод, обычно преобладают реакции восстановления, что обусловлено относительным дефицитом свободного кислорода. Органическое вещество может сохраниться, а железо и сера соединяются с образованием пирита. Эти соединения при отсутствии красных окислов железа придают осадку серо-зеленую окраску.

Минеральные продукты этих окислительных и восстановительных реакций хорошо изучены. Общеизвестно, что эти реакции действительно имеют диагенетическую природу и что первоначальный этап окисления или восстановления железа быстро достигает равновесия с диагенетической обстановкой.

Полевые и петрографические исследования показывают, что эти реакции завершаются на ранней стадии диагенеза [58, 59, 14].

На протяжении редоксоморфной фазы диагенеза пористость песка медленно уменьшается, но это обусловлено в основном влиянием уплотнения и дегидратации, а не химическими процессами. Иное положение наблюдается во второй фазе диагенеза песчанников.

3. Локоморфная фаза

Во второй, локоморфной фазе диагенеза в основном происходит цементация осадка.

Цемент — это кристаллическое вещество, которое осаждается в породах осадка после его отложения. Цемент следует отличать от матрикса — микрозернистого материала, который также выполняет поры, но имеет синседиментационное происхождение.

Цемент в песчаниках наиболее часто бывает двух типов — кремнистый и карбонатный. В песчаниках встречается множество других аутигенных минералов, но они редко присутствуют в таких количествах, чтобы могли служить цементом. К таким минералам относятся барит, целестин, ангидрит (на дневной поверхности — гипс), галит, гематит и полевые шпаты.

Все эти новообразованные минералы в общем уменьшают или полностью ликвидируют первичную межзерновую пористость и проницаемость песчаников. Теперь мы рассмотрим происхождение главных типов цемента — карбонатного и кремнистого.

а. Карбонатные цементы

Карбонатный цемент в песчаниках может быть представлен как кальцитом, так и доломитом.

Установлено, что в современных осадках цемент имеет как арагонитовый [1], так и кальцитовый [16] состав. Эти находки указывают на то, что карбонатные цементы могут формироваться при обычных температурах и давлениях. Для их образования не требуется высоких температур или давлений. Минералы осаждаются из растворов, в которые карбонат кальция поступает как из реликтовых вод, отжимаемых при уплотнении осадка, так и за счет раст-

ворения раковин. В древних песчаниках арагонитовый цемент не встречается вследствие превращения арагонита в кальцит — стабильную форму карбоната кальция.

Карбонатный цемент может быть представлен каемками из небольших кристаллов вокруг обломочных зерен, более крупными кристаллами, выполняющими поры, и кристаллами величиной до нескольких сантиметров, прорастающими песчаный каркас породы. Этот последний тип структуры носит название пойкилитового, или пойкилобластового. Макроскопически этот тип цемента легко определяется, так как песчаник разламывается преимущественно по плоскостям спайности минералов, которые проблескивают в солнечных лучах. Этот тип цемента известен как «блестящая вкрапленность». Следовательно, кальцитовый цемент может присутствовать в песчанике в достаточном количестве, чтобы заполнить всю первичную межзерновую пористость.

Доломит — другой обычный минерал, слагающий цемент песчаников. Обычно он встречается в виде ромбовидных кристаллов, которые сами по себе редко полностью выполняют поры.

В глинистых песчаниках в глинистой массе часто присутствуют микрокристаллические кальцит, доломит и сидерит.

в. Кремнеземистый цемент

Песчаники часто в той или иной степени цементируются кремнеземом. Изредка этот цемент представлен аморфным гидратированным кремнеземом — опалом. Такой цемент встречается в более молодых породах, не подвергавшихся высоким давлениям, но иногда он образуется при высоких температурах, какие имеют место в некоторых горячих источниках. Со временем опал дегидратируется с образованием микрокристаллического кварца, называемого халцедоном. Халцедоновый цемент широко распространен в песчаниках разного возраста.

Однако наиболее часто кремнистый цемент представлен оптически ориентированными кварцевыми каемками, нарастающими на обломочные кварцевые зерна. Эти аутигенные сростки дают несколько типов картин распределения цемента. В некоторых песках с высокой первичной пористостью кварцевые сростки образуют прекрасные эвгедральные формы; в крайних случаях на первичном обломочном зерне может вырасти кристалл бипирамидальной формы. На это явление обратил внимание Сорби [53] при изучении пермских песчаников Пенрит в Англии.

Однако более часто вторичный кремнезем обрастает кварцевые обломочные зерна с образованием каемок с единой оптической ориентировкой, причем каемка обычно принимает форму выполняемой поры.

Генезис цемента из вторичного кремнезема изучался широко, так как это наиболее обычный тип цемента, который разрушает пористость песчаников. Особое внимание уделялось нахождению глубины, ниже которой в конкретном осадочном бассейне отсутствует эффективная пористость. Эти данные могут быть использова-

ны для расчета «экономической границы», ниже которой было бы бесполезно искать водные или углеводородные коллекторы.

Кроме того, выяснялись возможные источники кремнезема, физико-химические условия, ведущие к его осаждению, и зависимости между цементацией кремнеземом и растворением под давлением [27].

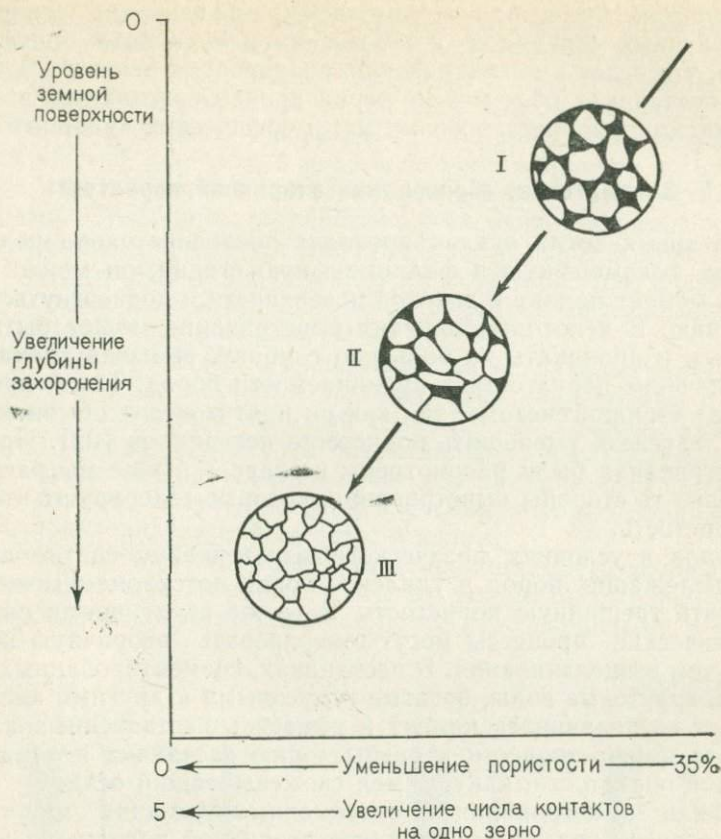
Нет сомнения в том, что кремнистые цементы могут осаждаться из растворов, которые получают кремнезем из таких органических остатков, как радиолярии, диатомовые раковины и кремневые спиккулы губок. С другой стороны, частично кремнеземсодержащие растворы, вероятно, отжимались из уплотняющихся глин. Было выполнено много опытов по искусственному наращиванию минералов кремнезема. Эти опыты проводились при высоких [23, 38], а также при нормальных температурах и давлениях [33].

Изучение зависимости между вторичным кремнеземом, пористостью и глубиной захоронения неизменно связывается с явлением растворения под давлением или с давлением, при котором происходит срастание зерен. Многие шлифы производят впечатление, что кварцевые зерна вдавливаются одно в другое и что по соседству с контактами осаждается вторичный кремнезем. Эти наблюдения навели многих исследователей на мысль о том, что по мере того как песок уплотняется, в местах контакта зерен кремнезем растворяется и сразу же осаждается близ них. Недавно Риттенхауз [47] количественно проанализировал потерю пористости с учетом растворения под давлением, формы зерен и способа их упаковки.

Тейлор [57] показал, как с увеличением глубины погружения возрастает число контактов на одно зерно от одного-двух близ поверхности до пяти и более на большой глубине. Одновременно, как показал Тейлор, с глубиной изменяется и характер этих контактов. На небольших глубинах обычны тангенциальные или точечные контакты, которые с глубиной переходят в протяженные контакты, когда зерна плотно прижаты одно к другому. На еще больших глубинах уже преобладают выпукло-вогнутые и сутурные границы между зернами, и здесь происходило повсеместное растворение под давлением. Эти изменения в количестве и характере контактов зерен сопровождаются постепенным уменьшением пористости (фиг. 34).

Следует соблюдать большую осторожность при выявлении вторичного кремнезема от растворения под давлением. Сиппел [51] показал, что катод-люминесцентное изучение песков выявляет гораздо большее количество вторичного кварца, чем это можно обнаружить в поляризационном микроскопе. Многие пески, которые, как предполагалось, потеряли пористость из-за растворения под давлением, в действительности потеряли ее из-за повсеместной цементации вторичным кварцем.

Эти наблюдения сильно обесценивают модальные анализы состава песчаников и большинство работ по исследованию растворения под давлением и цементации кремнеземом. Эмпирические дан-



Фиг. 34. Разрушение пор в песчаниках с увеличением глубины. Ранее это явление объяснялось в основном растворением под давлением, однако изучение катодолюминесцентным методом показало, что главную роль играет диагенетическая цементация минералами кремнезема. По Сиппелу [51]

I — тангенциальные контакты; II — протяженные контакты; III — сутурные и вогнуто-выпуклые линии контактов

ные, приведенные на фиг. 16, показывают, до какой степени может уменьшаться пористость песчаников с увеличением глубины залегания либо под влиянием процессов растворения под давлением, либо за счет цементации кремнеземом. Часто отмечалось, что нефть встречается в песчаниках с пористостью аномально высокой для тех глубин, на которых они залегают.

4. Филломорфная фаза

Третья фаза диагенеза, выделенная Десплесом [7] и названная филломорфной, является промежуточной между собственно диагенезом и метаморфизмом. В конце предыдущей локоморфной фазы почти все первичные поры заполняются цементом. Во время

филломорфной фазы происходит перекристаллизация глинистых и неустойчивых минералов с образованием мусковита, биотита и хлорита, что ведет к возникновению сланцеватых текстур. В более чистых песчаниках обломочные зерна прочно срастаются, и породы начинают приобретать облик метаморфических «кварцитов».

5. Эпидиогенез: образование вторичной пористости

В то время когда осадок проходит последовательно редоксоморфную, локоморфную и филломорфную стадии, он может быть в любой момент поднят к дневной поверхности и подвергнуться выветриванию. В некоторых случаях выветривание может быть интенсивным и проникать на большую глубину, вызывая значительное увеличение пористости и проницаемости пород. Такой процесс называют «эпидиогенезом», так как он противостоит обычной тенденции диогенеза уменьшить пористость песчаников [22]. Процессы выветривания были рассмотрены в главе 3. Ниже мы рассмотрим только те стороны выветривания, которые генерируют вторичную пористость.

Сначала в условиях физического выветривания снятие давления вышележащих пород и удаление пород по склонам может генерировать трещинную пористость. В то же самое время различные химические процессы могут генерировать вторичную пористость путем выщелачивания. В песчаниках, цементированных карбонатом, грунтовые воды, богатые гумусовыми и другими кислотами, будут выщелачивать цемент и выносить растворенные карбонаты. Это может привести к разрыхлению песчаника и образованию такой пористости, какую имел свежес выпавший осадок.

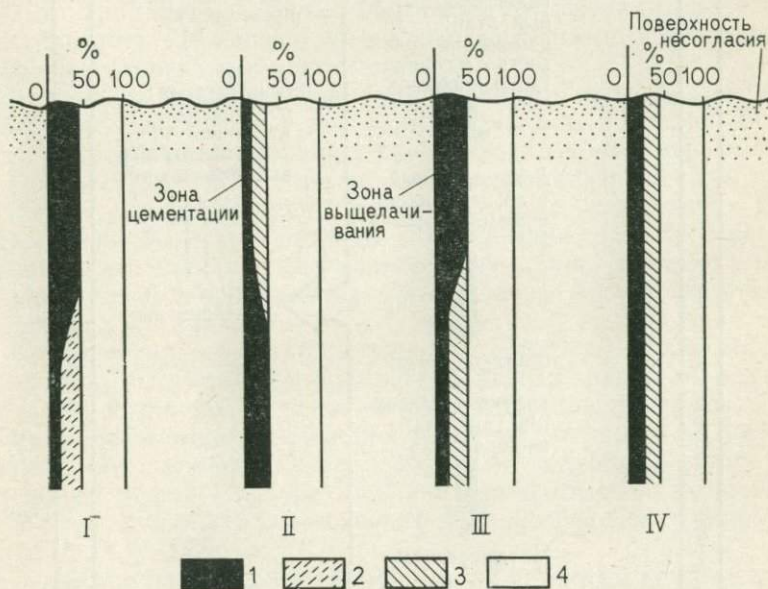
Профили выветривания в современных пустынях могут служить хорошими примерами развития вторичной пористости в песчаниках. К сожалению, из-за древности пород и длительного воздействия агентов дневной поверхности невозможно установить время или характер климата, приведшего к образованию наблюдаемого профиля выветривания. На интенсивно выветрелых бесплодных поверхностях пород в Сахарских каменистых пустынях песчаники обычно покрыты темно-бурой железистой корочкой толщиной несколько миллиметров. Под этой корочкой можно выделить две зоны измененных пород. Верхняя зона имеет повышенную пористость, а нижняя зона — пониженную пористость. Из верхней зоны железо и карбонаты выносятся в растворе; слюды, полевые шпаты и иллитовые глинистые минералы изменяются в каолинит, а общее содержание глинистого вещества уменьшается за счет его выноса. В более пористых песках обломочные кремнеземные зерна могут корродироваться, тогда как менее проницаемые пески могут цементироваться кремнеземом. В этой верхней зоне происходит выщелачивание, и поэтому вторичная пористость возрастает. Мощность этой зоны колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких сот метров. Во второй нижней зоне пористость уменьшается из-за осаждения минералов из растворов, просачи-

вающихся из верхней зоны. Кремнезем здесь — преобладающий цементирующий материал. Часто в современных профилях выветривания цемент представлен опаловым водосодержащим кремнеземом, тогда как при старении он переходит в халцедон, который встречается в древних профилях. В этой зоне также может осажаться железо, особенно в виде железистых корочек на контактах между проницаемыми песками и непроницаемыми глинистыми сланцами. Суммарное воздействие всех этих процессов приводит к уменьшению пористости и проницаемости пород в этой зоне.

Рассмотренные здесь особенности строения зон, заимствованные в основном из детального петрографического исследования Хи [22], схематически изображены на фиг. 35.

Значение процессов эпидиогенеза имеет важное значение для поисков пористых песчаных залежей, таких как водные и углеводородные коллекторы. Каждый современный профиль выветривания, по существу, фиксирует потенциальную поверхность несогласия, а вследствие проявления процессов эпидиогенеза петрографические данные, полученные при изучении пород в обнажении, не могут характеризовать формацию в целом.

Многие песчаники, пористость и проницаемость которых обычно слишком малы для того, чтобы их можно было рассматривать как коллекторы, могут оказаться более перспективными в тех рай-



Фиг. 35. Типы профилей выветривания с различными процессами эпидиогенеза и образования пор.

I — повсеместная пористость может развиваться при выветривании глинистых песчаников; II — пористость может быть уменьшена в результате цементации чистых рыхлых песков; III — пористость может развиваться путем растворения кальцитового цемента; IV — пески, сцементированные минералами кремнезема, почти не изменяют пористости при выветривании
1 — поры; 2 — матрикс; 3 — цемент; 4 — зерна

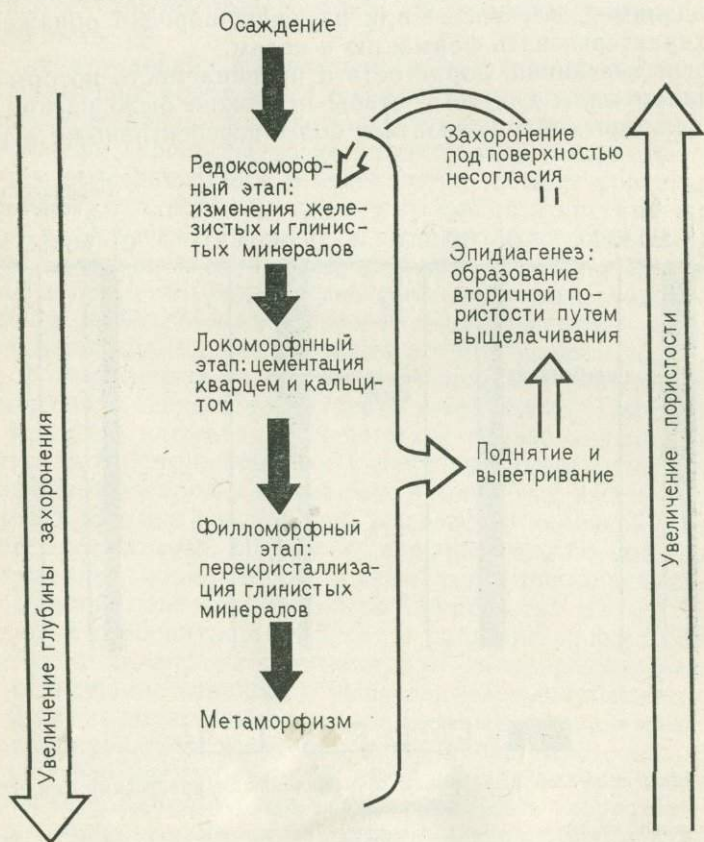
онах, где они претерпели эпидиagenетические изменения и в настоящее время срезаются поверхностью несогласия. Таким образом, эпидиagenез — один из многих факторов, которые преобразуют зоны несогласия в благоприятные места накопления нефти [32, с. 333—339].

6. Пористость песчаников. Заключение

Выше мы рассмотрели факторы, которые контролируют петрофизические свойства песчаников.

Эволюция пористости в песчаниках намного проще, чем в карбонатных породах, из-за большей химической устойчивости кремнезема.

Пористость песка — это отражение его структурных особенностей, способа отложения и степени диагенеза. Для создания первичной пористости важную роль играют размеры зерен, форма зерен, сортировка и упаковка (с. 36). Приор [45] показал, как эти



Фиг. 36. Зависимость между пористостью и диагенезом песчаника.

параметры варьируют в разных обстановках и задокументировал пространственные вариации пористости и векториальную вариацию проницаемости в различных типах песчаных залежей.

Уплотнение в песках, по-видимому, оказывает малое влияние на изменение пористости, и большей частью наблюдаемое уменьшение пористости с увеличением глубины относится на счет цементации. Среди разнообразных типов цемента песчаников кремнеземный цемент наиболее распространен и обычно он знаменует необратимые диагенетические изменения песчаников. В любой момент диагенетической эволюции песчаники могут быть подвергнуты эпидиagenетическим изменениям. Интенсивное выветривание ниже поверхности потенциального несогласия генерирует вторичную трещинную пористость и пористость растворения путем выщелачивания цемента и обломочных зерен неустойчивых минералов.

Развитие пористости в песчаниках схематически показано на фиг. 36.

VI. ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К грубообломочным относятся такие отложения, которые более чем на четверть состоят из частиц крупнее 2 мм. Эти породы могут сменяться мелкими галечниками и затем грубозернистыми песчаниками. Традиционно грубообломочные отложения подразделяются на брекчии, сложенные угловатыми частицами, и конгломераты, сложенные округлыми частицами.

Брекчии встречаются редко, в основном в зонах разломов (тектонические брекчии) и в некоторых каменных осыпях. Большая часть грубообломочных пород представлена конгломератами.

По составу конгломераты можно разделить на три группы. Вулканокластические конгломераты, которые называются агломератами; они были рассмотрены вкратце ранее (с. 78). Две другие группы — это карбонатные конгломераты (иногда известные как кальцирудиты) и терригенные конгломераты (однако их никто еще не называл силирудитами).

Континентальные карбонатные конгломераты встречаются редко из-за их высокой растворимости в кислых грунтовых водах. Более распространены морские карбонатные конгломераты. Лучшими примерами таких отложений, вероятно, являются валунники из «коралловой породы», которые образуют подводные осыпи вокруг передовых рифов. Тонкие слои из карбонатных обломков, часто фосфатизированных, перекрывают по несогласной границе горизонты мела (с. 128).

Ниже мы рассмотрим в основном терригенные конгломераты.

В структурном отношении конгломераты условно можно разделить на зернистые и цементированные глиной. Эти последние породы вполне уместно называются диамиктитами. В них гальки редко контактируют одна с другой и рассеяны в мелкозернистом матриксе, подобно изюму в булке. Генезис этих пород рассматривается на с. 182 и 185. Очевидно, диамиктиты, или галечниковые

глины, отлагались в результате различных процессов, которые недостаточно изучены. Некоторые из них отложились из грязевых потоков, встречающихся как в субаэральных, так и в подводных обстановках, в которых они иногда называются флюксотурбидитами. Другие диамиктиты имеют гляциальное происхождение. Наиболее яркие примеры — это плейстоценовые ледниковые валунные глины.

Другая структурная разновидность конгломератов — это зернистые конгломераты. В них отдельные гальки соприкасаются одна с другой, но межзерновое пространство обычно выполнено матриксом, состоящим из плохо сортированного песка и глины. Вполне вероятно, что флювиальные конгломераты первоначально имели тот же самый гранулярный состав. С другой стороны, такие морские конгломераты, как пляжные галечники, которые несут признаки морских трансгрессий, по-видимому, первоначально не содержали матрикса. Наличие матрикса в них, вероятно, обусловлено инфильтрацией тонкого материала из перекрывающих отложений. Только что отложенные конгломераты имеют высокую пористость, но из-за крупных каналов между порами они характеризуются высокой проницаемостью. Эта высокая проницаемость способствует быстрому уменьшению пористости вследствие инфильтрации матрикса еще до того, как смогли начаться какие-либо процессы цементации.

Два дополнительных типа конгломератов выделяются на основании различия в составе галек.

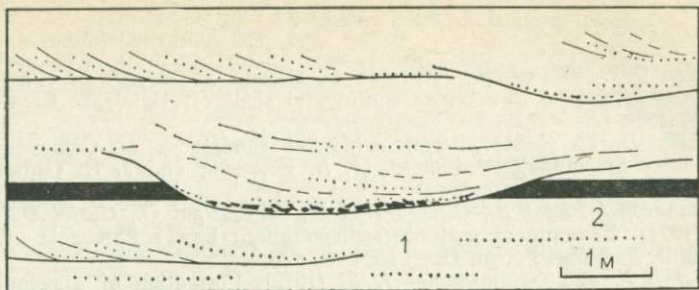
Полимиктовые конгломераты сложены гальками более чем одного типа. Олигомиктовые конгломераты сложены гальками только одной породы. Если в полимиктовых конгломератах гальки имеют разный состав, то в олигомиктовых они кварцевые. Это объясняется высокой химической устойчивостью кремнистых пород. Поэтому конгломераты в неоднократно переотложенных осадках сложены гальками из жильного кварца, кварцита и кремней.

Полимиктовые конгломераты — это продукт аградации в тех местах, где тектонически активные районы источника поставляют шлейфы фангломератов.

Олигомиктовые конгломераты, напротив, представляют собой продукт деградации в тех районах, где тектонический покой обеспечивает экстенсивную переработку отложений с образованием обширных плащей базальных конгломератов, которые фиксируют главные поверхности несогласия.

На основании источников галек выделяют третий тип конгломератов — гетерогенный. Внеформационные, или экзотические конгломераты сложены гальками, которые были привнесены из района, лежащего за пределами бассейна седиментации.

Внутриформационные конгломераты содержат гальки из осадочных пород, которые образовались в пределах осадочного бассейна. Большинство известняковых конгломератов имеют внутриформационное происхождение, причины чего уже рассматривались. Внутриформационные конгломераты из песчаных пород встречают-



Фиг. 37. Внутриформационный конгломерат из аргиллитовых галек. Русловые отложения (1) с размывом залегают на глинистом пласте (2), что свидетельствует о почти одновременном образовании конгломерата

ся редко, так как в неконсолидированных песках связь между частицами отсутствует, и они дезагрегируются при эрозии. Внутриформационные конгломераты из глинистых пород обычно называются глинисто-сланцевыми конгломератами. Эти типы конгломератов встречаются редко, и только в виде слоек толщиной не более одного-двух слагающих их обломков. Однако в седиментологии эти прослойки имеют важное значение, так как они указывают, что эрозия происходила почти одновременно с осадконакоплением. Внутриформационные конгломераты из глинистых сланцев часто встречаются в основании турбидитовых толщ и русловых отложений (фиг. 37).

Этот краткий обзор конгломератов показывает, что их номенклатура и классификация не разработаны. В табл. X терминология основывается на трехчленном делении пород по структуре, составу и районам источника.

Таблица X

Номенклатура конгломератов

I. Структура	{ { {	<i>Ортоконгломерат</i> — зернистый
II. Состав		<i>Параконгломерат</i> (синоним — диамиктит) — сцементированный глиной (илом)
III. Происхождение		<i>Полимиктовый</i> — гальки представлены породами нескольких типов
		<i>Олигомиктовый</i> — гальки сложены породой одного типа
		<i>Внутриформационный</i> — гальки образовались в пределах бассейна
		<i>Внеформационный</i> (синоним — экзотический) — гальки образовались за пределами бассейна

Список литературы

1. Allen R. C., Gavish E., Friedman G. M. and Sanders J. E. (1969). Aragonite-cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay. *J. sedim. Petrol.* 39, 136—149.
2. Baars D. L. (1961). Permian blanket sandstones of Colorado Plateau. In „Geometry of Sandstone Bodies“ (J. A. Peterson, and J. C. Osmond, Eds), 79—207. *Am. Ass. Petrol. Geol.*
3. Bennacef A., Beuf S., Biju—Duval B., de Charpal O., Gariel O. and Rognon P. (1971). Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 55, 225—245.
4. Bjerkli K. and Ostmo—Saeter J. S. (1973). Formation of glauconite in foraminiferal shells on the continental shelf off Norway. *Mar. geol.* 14, 169—178.
5. Brogniart A. (1826). L'arkose, caracteres mineralogiques et histoire géologique de cette roche. *Annls Sci. nat. Paris*, 8, 113—163.
6. Cummins W. A. (1962). The greywacke problem. *Proc. Lpool Manch geol. J.* 3, 51—72.
7. Dapples E. C. (1967). Diagenesis of sandstones. In „Diagenesis in Sediments“ (G. Larsen and C. V. Chilingar, Eds), 91—125. Elsevier, Amsterdam.
8. Donell J. R., Culbertson W. C. and Cashion W. B. (1967). Oil shale in the Green River formation. *Proc. 7th Wld Petrol. Cong. Mexico*, 3, 699—702.
9. Dott R. H. (1964). Wacke, greywacke and matrix—what approach to immature sandstone classification. *J. sedim. Petrol.* 34, p. 625.
10. Dott R. H. and Reynolds M. J. (1969). „Sourcebook for Petroleum Geology“. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 5*, 471 pp.
11. Duncan D. C. (1967). Geologic setting of oil shale deposits and world prospects. *Proc. 7th Wld Petrol. Cong. Mexico*, 3, 659—667.
12. Dunoyer de Segonzac G. (1968). The birth and development of the concept of diagenesis (1866—1966). *Earth Science Reviews* 4, 153—201.
13. Folk R. L. (1968). „Petrology of Sedimentary Rocks“ Hemphill's Book Store, Austin Texas. 170 pp.
14. Friend P. F. (1966). Clay fractions and colours of some Devonian red beds in the Catskill Mountains. *U. S. A. Q. Jl. geol. Soc. Lond.* 122, 273—292.
15. Fuchtbauer H. (1967). Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *Proc. 7th Wld Petrol. Cong. Mexico*, 353—369. Elsevier, Amsterdam.
16. Garrison R. E., Luternauer J. L., Grill E. V., MacDonald R. D. and Murray J. W. (1969). Early diagenetic cementation of Recent sands, Fraser River delta, British Columbia. *Sedimentology* 12, 27—46.
17. Glennie K. W. (1972). Permian Rotliegendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 56, 1048—1071.
18. Greensmith J. T. (1968). Palaeogeography and rhythmic deposition in the Scottish oil—shale group. *Proc. UN Symp. Dev. Util. Oil Shale Res. Tallin*, 16 pp.
19. Grim R. E. (1968). „Clay Mineralogy“ (2nd Edition). McGraw—Hill, New York. 569 pp.
20. Harbaugh J. W., and Merriam D. F. (1968). „Computer Applications in Stratigraphic Analysis“ John Wiley and Sons, Chichester, 282 pp.
21. Hatch F. H., Rastall R. H. and Greensmith J. T. (1971). Petrology of the Sedimentary Rocks' Revised 5th edition. Murby, London, 502 pp.
22. Hea J. P. (1971). Petrography of the Paleozoic—Mesozoic sandstones of the southern Sirte basin, Libya. In „The Geology of Libya“ (C. Grey, Ed.) 107—125. University of Libya.
23. Heald M. T. and Renton J. J. (1966). Experimental study of sandstone cementation. *J. sedim. Petrol.* 36, 977—991.
24. Helmbold R. (1952). Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken. *Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.* 3, 253—280.
25. Hubert J. F. (1964). Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep—sea sands by ocean—bottom currents rather than turbidity currents. *J. Geol.* 72, 757—785.

26. *Huckenholz H. G.* (1963). Mineral composition and textures in greywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France). *J. sedim. Petrol.* 33, 914—918.
27. *Ireland H. A. (Ed.)* (1959). „Silica in Sediments“, Spec. Publ. Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa. No. 7, 110 pp.
28. *Klein G. de Vries* (1963). Analysis and review of sandstone classifications in the North American geological literature. *Bull. geol. Soc. Am.* 74, 555—576.
29. *Krynine P. D.* (1935). Arkose deposits in the humid tropics, a study of sedimentation in southern Mexico. *Am. J. Sci.* 29, 353—363.
30. *Landes K. K.* (1967). Eometamorphism and oil and gas in time and place. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 51, 828—841.
31. *Larsen G. and Chilingar G. V. (Eds)* (1962). 'Diagenesis in Sediments' Elsevier, Amsterdam.
32. *Levorsen A. I.* (1967). „Geology of Petroleum“ W. H. Freeman, San Francisco. 724 pp.
33. *Mackenzie F. T. and Gees R.* (1971). Quartz: synthesis at earth—surface conditions. *Science*, N. Y. 3996, 533—536.
34. *Mattiatt B.* (1960). Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. *Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.* 7, 242—280.
35. *Millot G.* (1970). „Geology of Clays“ Springer—Verlag, Berlin. 429 pp.
36. *Muller G.* (1967). Diagenesis in argillaceous sediments. In „Diagenesis in Sediments“ (G. Larsen and G. V. Chilingar, Eds), 127—178. Elsevier, Amsterdam.
37. *Odin G. S.* (1972). Observations on the structure of glauconite vermicular pellets: a description of the genesis of these granules by neof ormation. *Sedimentology* 19, 285—294.
38. *Paraguassu A. B.* (1972). Experimental silicification of sandstone. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 2853—2858.
39. *Pettijohn F. J.* (1957). „Sedimentary Rocks“ Harper Bros, New York. 718 pp.
40. *Pettijohn F. J., Potter P. E. and Siever R.* (1972). „Sand and Sandstone“ Springer—Verlag, Berlin. 618 pp.
41. *Philipp W., Drong H. J., Fuchtbauer H., Haddenhorst H. G. and Jankovsky W.* (1963). The history of migration in the Gifhorn trough (N. W. Germany). *Proc. 6th Wld Petrol. Cong. Frankfurt. Sect. I*, paper 19, 457—481.
42. *Philippi G. T.* (1957). Identification of source beds by chemical means. *Rep. 20th int. geol. Cong., Mexico City, Session 3*, 25—38.
43. *Porrenga D. H.* (1966). Clay minerals in Recent sediments of the Niger Delta. *Clays Clay Miner. Proc. 14th Natl Conf.* 221—233.
44. *Price N. B. and Duff P. McL. D.* (1969). Mineralogy and chemistry of tonsteins from Carboniferous sequences in Great Britain. *Sedimentology* 13, 45—69.
45. *Pryor W. A.* (1973). Permeability—porosity patterns and variations in some Holocene sand bodies. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 162—189.
46. *Pusey W. C.* (1973). Paleotemperatures in the Gulf Coast using the ESR—Kerogen method. *Trans. Gulf—Cst Ass. geol. Soc.* 23, 195—202.
47. *Rittenhouse G.* (1971). Pore space reduction by solution and cementation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 55, 80—91.
48. *Ross C. S. and Smith L. R.* (1961). Ash—flow tuffs—their origin, geologic relationship and identification. *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.* 366, 81 pp.
49. *Selley R. C.* (1966). Petrography of the Torridonian rocks of Raasay and Scalpay, Inverness—shire. *Proc. geol. Ass. London*, 77, 293—314.
50. *Shepard F. P.* (1954). Nomenclature based on sand—silt—clay ratios. *J. sedim. Petrol.* 24, 151—158.
51. *Sippel R. F.* (1968). Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. *J. sedim. Petrol.* 38, 530—554.
52. *Slaughter M. and Earley J. W.* (1965). Mineralogy and geological significance of the Mowry Bentonite, Wyoming. *Spec. Pap. geol. Soc. Am. No.* 83, 116 pp.
53. *Sorby H. C.* (1880). On the structure and origin of non—calcareous stratified rocks: *Proc. geol. Soc. London*, 36, 46—92.

54. *Steinmann G.* (1926). Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen. C. r. XIV int. Geol. Cong. Madrid.

55. *Sturt B. A.* (1961). Discussion in: some aspects of sedimentation in orogenic belts. Proc. geol. Soc. London, No. 1587, p. 78.

56. *Surdam R. C.* and *Wolfbauer C. A.* (1973). Depositional environment of oil shale in the Green River formation, Wyoming (Abs.). Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 57, p. 808.

57. *Taylor J. M.* (1950). Pore space reduction in sandstones. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 34, 701—716.

58. *Van Houten F. B.* (1968). Iron oxides in red beds. Bull. geol. Soc. Am. 79, 399—416.

59. *Walker T. R.* (1967). Formation of red beds in modern and ancient deserts. Bull. geol. Soc. Am. 78, 353—368.

1. ВВЕДЕНИЕ

Ко второй большой группе осадочных пород относятся отложения, которые выделяются как хемогенные, или автохтонные. Эти породы формируются в пределах седиментационного бассейна, в противоположность терригенным пескам и илам, которые привносятся из источников, расположенных вне бассейна.

Среди хемогенных пород иногда выделяют органогенные и неорганогенные типы. Хорошим примером первого типа могут служить карбонатные скелетные пески, а второго типа — эвапориты. Однако биохимические исследования показывают, что между этими типами пород нет четкой границы. Например, явно спонтанные осадки известкового ила претерпевают химические изменения в морской воде вследствие деятельности планктона и бактерий (см. с. 113). Поэтому рассматривать такие отложения как органогенные или неорганогенные, — это уже область семантических упражнений.

Хотя хемогенные породы осаждаются непосредственно в пределах осадочного бассейна, они могут подвергаться слабому переотложению. Поэтому имеются примеры обломочных (т. е. кластических) хемогенных отложений, но их все же следует четко отличать от обломочных терригенных отложений внебассейнового происхождения.

В табл. XI показаны главные типы хемогенных осадочных пород. Среди них наиболее распространены карбонатные породы. Эти породы представлены известняками, сложенными углекислым кальцием (CaCO_3), и доломитами, сложенными минералом доломитом [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]. Некоторые педанты предпочитают называть доломитом только минерал, а породу — долостоун. Карбонатные породы образуются при деятельности организмов, путем прямого неорганического осаждения и при диагенезе. Тела карбонатных пород — это важные водные и углеводородные коллекторы, так как иногда они обладают высокой пористостью. Однако характер распределения пор в них очень сложен, и требуются значительные усилия для их исследования. По этим причинам мы более детально рассмотрим ниже именно карбонатные породы.

Вторая важная группа хемогенных пород включает эвапориты. Эти породы образуются как путем неорганической кристаллизации (из вод моря), так и при диагенезе. Наиболее распространенные эвапоритовые минералы — это ангидрит, сернокислый кальций (CaSO_4) и его гидратированный продукт — гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Менее распространены каменная соль, галит (NaCl) и целое семейство калийных и других солей.

Осадочные железные руды — более редкие хемогенные породы. Они также образуются как путем прямого осаждения из раствора,

Главные типы хемогенных пород

Карбонатные породы	{	Доломиты
		Известняки
Эвапориты	{	Ангидрит (гипс)
		Галит (каменная соль)
Кремнеземистые породы	{	Калийные соли и другие
		Кремни, радиолярит, новакулит
Углеродсодержащие породы	{	Гумусовая группа — угольные толщи
Осадочные железные руды		Сапропелитовая группа — горючие сланцы и кенгельские угли
Фосфаты		

Хемогенные породы — это такие породы, которые образуются в самой среде осадконакопления. К ним принадлежат породы, образованные прямым химическим осаждением, эвапориты и образованные при участии органических процессов, а также каменный уголь и известняки-ракушечники. Не все хемогенные отложения сингенетические. Для генезиса некоторых эвапоритов, доломитов, кремней, железистых кремней и фосфатов важную роль играют диагенетические процессы.

так и при диагенезе. Наиболее обычные железосодержащие осадочные минералы представлены пиритом (FeS_2) и сидеритом (FeCO_3). Кроме того, осадочные железные руды содержат окислы железа — гётит и гематит и шамозит — сложный по составу железосодержащий алюмогидросиликат. Эти отложения рассматриваются в разделе, посвященном сингенетическим осадочным рудам (см. с. 135).

Фосфорит — осадочная порода, сложенная преимущественно фосфатами. Эти минералы образуются в основном в течение ранних стадий диагенеза осадка непосредственно ниже поверхности раздела осадок — вода и скапливаются в результате перетолжения и концентрации первоначальных зародышей и конкреций. Фосфатные минералы, подобно железистым, имеют сложный химический состав. Среди этих минералов следует упомянуть коллофан, даллит, франколит и фторапатит. Это все фосфаты кальция, связанные с различными другими радикалами. Фосфориты описываются на с. 136.

Каменный уголь — осадочное образование, возникшее посредством биохимических процессов. Он образуется путем накопления растительных остатков в анаэробных условиях — в болотах, маршах, озерах и заводах. Обширные поля каменного угля особенно характерны для древних дельтовых отложений (см. с. 263).

Последний тип хемогенных отложений, которые мы рассмотрим, представлен кремнеземистыми породами, называемыми кремнями. Они сложены в основном микрокристаллическим кварцем и халцедоном — разновидностью кремнезема сферолитового строения. Водный кремнезем — опал встречается в третичных отложениях,

но при погружении он, очевидно, дегидратируется с образованием кварца [20].

Кремни встречаются в различных геологических обстановках. Слоистые кремни, типичные для бассейновых фаций, часто переслаиваются с темными глинистыми сланцами, турбидитами и подушечными лавами. Эти кремни обычно сложены раковинами радиоларий.

Находки кремнистых илов из радиолариевых и диатомовых раковин на современном океаническом дне приводят к признанию батинального генезиса для древних радиолариевых кремней [37]. Это не всегда справедливо. Фолк [29] убедительно доказал, что девонские новакулиты Кабаллос (кремни, сложенные радиолариями и спикулами губок) в бассейне Маратон образовались в приливной обстановке. Слоистые кремни также известны в озерных отложениях; например, окремненные известняки с пресноводными гастроподами *Hydrobia* встречаются в континентальных мезозойских отложениях бассейна Кафра в Ливии. Слоистые кремни неясного генезиса встречаются в докембрийских кремнистых железистых формациях (см. с. 135).

Часто отмечался тот факт, что образование кремней обычно ассоциируется с вулканической деятельностью. Предполагалось, что вулканизм поставяет много кремнезема в окружающую среду. Это вызывает «расцвет» организмов, выделяющих кремнезем, таких, как радиоларии, диатомеи и губки, что приводит к образованию кремнистых формаций [73, 46].

Желваковые кремни — это другая характерная разновидность кремнистых пород. Они особенно типичны для мелкозернистых известняков, но встречаются и в песчаниках. Слои зернистых кремней обычно развиты в поздне меловых и третичных мелах на Среднем Востоке и в Европе. Этот тип кремней представлен в виде неправильных округлых модулей эксцентрической формы с низкой сферичностью. Они большей частью концентрируются вдоль плоскостей напластования и иногда в виде трубок или замещают ископаемые организмы. Значительно реже кремни выполняют трещины.

Относительно генезиса кремней, слоистых и желваковых, было высказано много гипотез. Основной вопрос заключается в том: образовались ли кремни в виде коллоидного кремневого геля на поверхности раздела осадок/вода или они образуются путем замещения.

Несомненно, в разных ситуациях может протекать тот или иной процесс. В эфемерных австралийских озерах описано первичное осаждение опалов [59]. Напротив, присутствие кремней в трещинах и замещенные кремнями первично карбонатные остатки организмов однозначно указывают на вторичность кремней. Видимо, кремни имеют полигенетическую природу.

II. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

А. Введение

Карбонатные породы исключительно сложны по своим генетическим и петрофизическим особенностям. Это обусловлено многими причинами [41]. Карбонатные породы имеют внутрибассейновое происхождение. В противоположность терригенным осадкам, они легко выветриваются, и продукты выветривания переносятся в виде растворов. Поэтому карбонатные отложения отлагаются в том месте, где они впервые образовались, или поблизости от него. Большинство карбонатных пород имеют органогенную природу. Они сложены частицами различных размеров — от целых раковин до тонкого известкового ила разного генезиса. Эти осадки отлагаются с высокой первичной пористостью. Однако карбонатные минералы химически неустойчивы.

Эта комбинация высоких первичных пористости и проницаемости совместно с химической неустойчивостью обуславливает своеобразное и необычное поведение карбонатных осадков при диагенезе, и отсюда возникают проблемы локализации водных и углеводородных коллекторов в этих породах.

Ниже мы вкратце рассмотрим сначала минералогию карбонатных пород, затем — их петрографию и классификацию, а в заключение покажем зависимость пористости от диагенетических изменений.

Карбонатным породам посвящена обширная литература. Имеются сводные работы, в которых читатель может найти ссылки на более детальные работы [13, 14, 2].

Б. Карбонатные минералы

Для того чтобы понять всю сложность диагенетических процессов, проходящих в карбонатных породах, необходимо ближе познакомиться с главнейшими карбонатными минералами.

Кальцит (CaCO_3) — наиболее распространенный карбонатный минерал и главный компонент известняков. Однако если в древних породах обычная форма карбоната кальция — кальцит, то современные карбонатные осадки в значительной мере сложены другой полиморфной разновидностью — арагонитом.

Арагонит — органогенный минерал, обнаруживаемый в скелетных частях многих водорослей, пластинчатожаберных, гастропод и мшанок. Современные известковые илы также обычно сложены арагонитом. Вследствие неустойчивости арагонит удаляется путем либо растворения, либо замещения другими минералами — это как раз одна из первых стадий диагенеза карбонатных осадков. Арагонит очень редок в литифицированных породах.

Подобно арагониту, кальцит образуется в скелетных частях организмов, особенно иглокожих, некоторых фораминифер, пластин-

чатежаберных и мшанок. В литифицированных известняках кальцит также встречается в виде яснокристаллического цемента, vyplняющего поровое пространство и замещающего арагонит и другие карбонатные минералы.

Органогенные арагонит и кальцит также включают небольшую примесь стронция, магния, железа и других элементов. Зависимость между извествьвыделяющими организмами, минеральным составом их раковин и содержанием примесных элементов изучалась детально [53]. Все эти факторы имеют важное значение, так как они варьируют и контролируют степень начальной цементации органических песков [31].

Доломит — другой важный карбонатный минерал, давший название и сложной им породе. Доломит — кальций-магниевый карбонат — $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$. Однако между доломитом и кальцитом существуют минералы с промежуточным составом; обычно они называются высокомагнезиальными кальцитами. Подобным образом изоморфное замещение части магния на железо отмечается в минерале, названном железистым доломитом, или анкеритом — $\text{Ca}(\text{MgFe})(\text{CO}_3)_2$.

В противоположность кальциту и арагониту, доломит не образуется органическим путем. Доломит в основном встречается либо в кристаллической форме и несет признаки явного замещения других карбонатных минералов, либо, хотя это и неоднозначно решено, в криптокристаллической форме как первичный минерал или минерал, образовавшийся путем замещения других минералов почти сразу же после их отложения. Далее мы еще рассмотрим проблему генезиса доломитов.

Сидерит, карбонат железа (FeCO_3), — один из более редких карбонатных минералов. Он встречается, по-видимому, как первичноосажденный хемогенный минерал в оолитах. Эти сферосидериты, как они называются, встречаются в редких ограниченных морских и пресноводных обстановках. Сферосидерит часто ассоциируется с гидратированным железистым алюмосиликатом — шамотитом в осадочных железных рудах (см. с. 135). Сидерит также встречается в виде тонких пропластков и послойных скоплений конкреций в глинистых отложениях, особенно в дельтовых фациях. Довольно часто можно обнаружить сидеритовые пропластки, нарушенные и разбитые трещинами при оползании. Сидеритовые обломки встречаются также во внутриформационных конгломератах. Эти факты наводят на мысль о том, что сидерит образуется диагенетическим путем в течение ранних стадий, когда осадок еще не уплотнен.

В табл. XII показаны наиболее примечательные особенности главнейших карбонатных минералов.

В заключение этого краткого обзора отметим следующие важные моменты. Главнейшие карбонатные минералы — карбонаты кальция — кальцит и его неустойчивая полиморфная разновидность — арагонит и доломит — кальций-магниевый карбонат. Современные карбонатные осадки сложены и арагонитом, и кальцитом.

Свойства главнейших карбонатных минералов

Минерал	Формула	Кристаллическая сингония	Нахождение
Арагонит	CaCO_3	Ромбическая	В карбонатных скелетных частях некоторых организмов. Неустойчив и превращается в устойчивую полиморфную разновидность — кальцит
Кальцит		Гексагональная	
Магнезит	MgCO_3	Гексагональная	В небольшом количестве среди кристаллов органогенных арагонита и кальцита. Слагает в основном кристаллические породы, образовавшиеся диагенетическим путем. Встречается как образование, почти одновременное с осаждением в ассоциации с эвапоритами
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Гексагональная	
Анкерит (железистый доломит)	$\text{Ca}(\text{MgFe})(\text{CO}_3)_2$	Гексагональная	Редкая разновидность доломита
Сидерит	FeCO_3	Гексагональная	Встречается в виде конкреций и оолитов (сферосидериты)

В литифицированных известняках встречается только кальцит — более устойчивая разновидность. Доломит не встречается как органогенный минерал. Он образуется как вторичный минерал замещения или редко — как первичный хемогенный осадок или путем замещения других карбонатных минералов почти сразу же после их образования.

В. Физические компоненты карбонатных пород

Карбонатные породы, подобно песчаникам, включают четыре главных компонента — зерна, матрикс, цемент и поры. Однако, в противоположность песчаникам, зерна в карбонатных породах, хотя они обычно мономинеральные, различаются в структурном отношении и имеют полигенную природу. Рассмотрим сейчас различные типы зерен, матрикса и цемента, которые представлены в табл. XIII.

1. Зерна

Зерна — частицы, которые слагают каркас осадка. Они имеют размеры песчаных фракций или бóльшие. Как показано в табл. XIII и на фиг. 38, имеется много типов карбонатных зерен. Рассмотрим вкратце эти типы.

Главные компоненты карбонатных пород, по Лейгтону
и Пендекстеру [51]

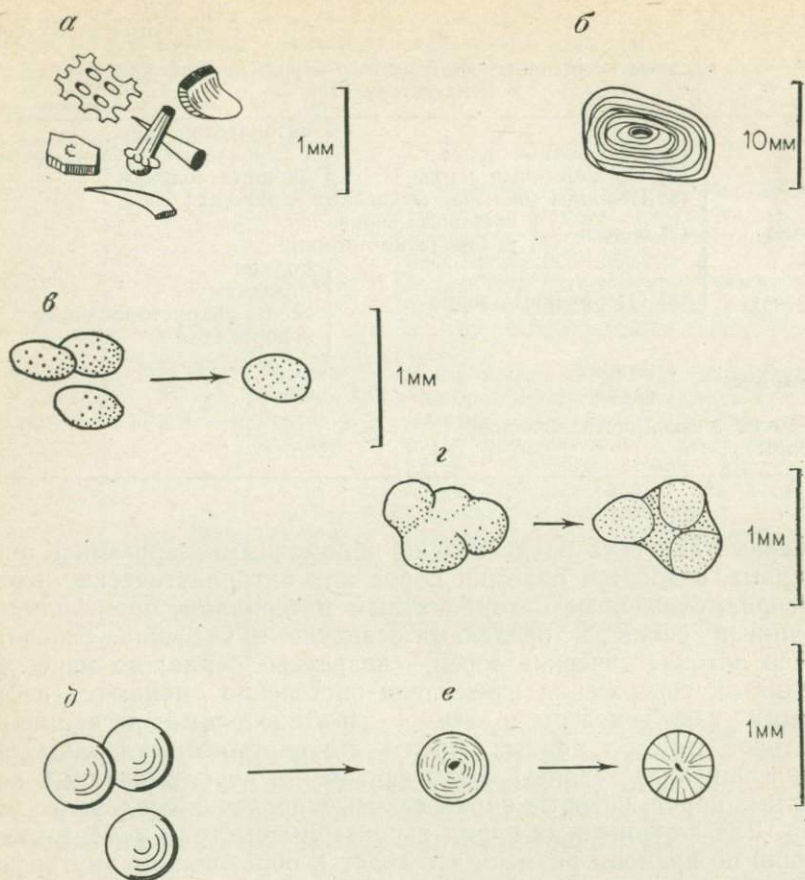
I. Зерна	{ (а) Обломочные зерна (б) Органогенные зерна (в) Пелоиды (включая фекальные комочки) (г) Комки (д) Отороченные зерна	{ литокластические (интракласты) внутрiformационные обломки
		{ оолиты пизолиты зерна, инкрустированные водорослями
II. Матрикс	{ микрит глина	
III. Цемент	— яснокристаллический	
IV. Поры		

Первые два типа представлены обломочными зернами. К ним, во-первых, относятся обломки пород или литокластические зерна. Эти зерна, сложенные некарбонатным материалом, происходят из источников сноса за пределами осадочного бассейна. Типичный пример литокластических зерен — кварцевые зерна; по мере увеличения их содержания известняки постепенно сменяются песчанистыми известняками и затем — известковистыми песчаниками.

Второй тип обломочных зерен — это *внутриформационные обломки*. Они представляют собой фрагменты переотложенных карбонатных пород, которые образовались в пределах осадочного бассейна. Для карбонатных пород характерны быстрая цементация и близкий по времени размыв, что ведет к образованию внутриформационных обломков.

Самый важный тип зерен — это обломки *скелетных частей организмов*. Как отмечалось в предыдущем разделе, они состоят в основном из арагонита или кальцита и содержат примеси других элементов. По габитусу кристаллы в этих обломках также широко варьируют от игольчатых арагонитовых кристаллов в раковинах пластинчатожаберных до индивидуальных кальцитовых кристаллов, как в пластинках морских ежей. Размеры обломков организмов, естественно, бывают самыми разными — от самых крупных раковин до мельчайших индивидуальных кристалликов, на которые могут распасться остатки организмов. Продолжительная абразия органогенных обломков в результате деятельности волн и течений и биологических процессов, как, например, деятельности сверлящих организмов, обуславливает очень плохую структурную сортировку карбонатных осадков.

Пелоиды — третий главный тип зерен. Они сложены бесструктурным криптокристаллическим карбонатом [54]. Пелоид — удобный для описания термин. Исследования современных осадков показывают, что пелоиды образуются в результате разных процессов.



Фиг. 38. Главные типы карбонатных зерен.

а — органогенные обломки; *б* — отороченное зерно: ядро — органогенный обломок оторочен водорослевыми оболочками; *в* — пеллеты; *г* — составное зерно, сцементированное микритом; *д* — оолиты; *е* — современные арагонитовые оолиты с концентрической структурой, древние кальцитовые — с радиальнолучистой

Многие беспозвоночные организмы выделяют известковые илистые фекальные комочки и, вероятно, это наиболее важный процесс образования пелоидов. Другие пелоиды образуются в результате микритизации органогенных зерен эндолитическими водорослями. В некоторых обстановках, особенно в лагунах и защищенных заливах, пелоиды встречаются как основной породообразующий компонент.

Еще один тип зерен — это *комки*. Они представляют собой гроздьевидные зерна, состоящие из нескольких связанных пелоидов. Иногда они называются составными зернами, или гроздьевидными агрегатами. Такие зерна образовались, вероятно, в результате переотложения пелоидных осадков, уже подвергшихся частичной литификации. Таким образом, они представляют собой внутрiformационные обломки.

Последний тип зерен, который мы рассмотрим, это отороченные зерна. Эти зерна характеризуются концентрическим и радиальным распределением кристаллов вокруг ядра. Самые распространенные отороченные зерна — это *оолиты* и *оолиты*. Они представляют собой округлые зерна, по размеру отвечающие средней — мелкой песчаной фракции, которые обычно встречаются в виде больших скоплений в отложениях, называемых оолитами, лишенных каких-либо других типов зерен или матрикса. Оолиты в современных осадках обычно сложены концентрическими зонами тангенциально ориентированных кристаллов арагонита. В оолитах из древних отложений строение меняется на радиальнолучистое, а карбонат представлен уже кальцитом. В современных высокоэнергетических обстановках, таких как приливные дельты, встречаются оолитовые пески. Эти пески, подобно их древним аналогам, характеризуются хорошей сортировкой, отсутствием матрикса и косою слоистостью. Эти данные наводят на мысль о том, что оолиты образуются путем роста арагонитовых кристалликов на зародышах из кварцевых или органогенных зерен в высокоэнергетических обстановках.

Пизолиты — это те же отороченные зерна, но диаметром в несколько миллиметров. Они образуются в кавернах (пещерный жемчуг). Вадозные пизолиты образуются в известковых корках (каличе) ниже зоны выветрелых пород [18]. Третий тип отороченных зерен — это *онколиты*. Они имеют неправильную форму и размер до 5—6 см в диаметре. Концентрические слои в таких зернах прерывистые. Онколиты образуются за счет примитивных синезеленых водорослей, растущих на зерне и прикрепляющих известковый ил к своей липкой поверхности. Прерывистое перекачивание такого зерна приводит к налипанию прерывистых известково-илистых пленок. Следовательно, в противоположность оолитам, пизолиты и онколиты служат индикаторами низкоэнергетических обстановок.

2. Матрикс

Карбонатный ил называют микритом. Верхняя граница размера частиц микрита принимается по-разному — от 0,03 до 0,04 мм. Микрит может присутствовать в небольшом количестве в виде матрикса в карбонатных песках со структурой соприкосновения или может быть настолько обилен, что по-существу слагает карбонатные илистые породы, называемые микритами, или кальцилититами. Современные известковые илы сложены арагонитом, а их литифицированные ископаемые аналоги — кальцитом.

Известковый ил может образоваться различными путями. Деятельность ветра, волн и приливов приводит к истиранию обломков раковин и в итоге последние могут дезагрегироваться на отдельные кристаллики. Таким же путем могут распадаться фекальные комочки.

Кроме того, карбонатные частицы могут быть разрушены до размера кристалликов, слагающих ил, в результате биологической

деятельности. Здесь следует отметить рыб-попугаев, которые питаются кораллами, беспозвоночных бентосных, жующих раковины, и сверлящих организмов и особенно незаметные синезеленые водоросли. Но они-то и образуют ямки на органогенных зернах, что ведет к их микритизации с поверхности. Зерна, ослабленные таким образом, легко разламываются и разрушаются в микритовую массу. Такие известковые водоросли, как *Halimeda*, также выделяют арагонитовые иглы внутри тканей, генерирующих клеящее вещество. После отмирания это вещество разлагается и арагонитовые иглы высвобождаются.

Некоторые данные заставляют предполагать, что иногда имеет место неорганическое осаждение арагонитовых илов. В современных карбонатных обстановках например на Багамских банках и в Персидском заливе, можно наблюдать «побеление» вод [72]. Эти явления возникают в результате образования временных облаков известкового ила, рассеянного в морской воде. Они могут образоваться в результате спонтанной кристаллизации арагонита из морской воды. Однако некоторые геохимические данные несовместимы с такой трактовкой и имеются другие интерпретации этого явления.

В заключение напомним, что известковый ил — микрит может образовываться самыми различными путями.

3. Цемент

Третий компонент карбонатных пород — это *цемент*. Цементом называется кристаллический материал, который образовался в пределах каркаса осадка при диагенезе. Самый распространенный цемент в известняках — это ясокристаллический кальцит, называемый спаритом. Цемент в карбонатных породах может быть представлен также доломитом, ангидритом и кремнеземом.

В настоящее время обычно цементом называют только кристаллы, выросшие в пределах порового пространства [2, с. 416]. Этот тип цемента также называется жеодовым.

Ясокристаллический кальцит генетически отличен от новообразованного кальцита, возникшего путем замещения других карбонатов [28]. Эти новообразования сами по себе разделяются на две разновидности. Полиморфные преобразования — это такие преобразования, которые включают минеральные превращения, как, например, в случае превращения арагонита в кальцит. Перекристаллизация — это развитие кальцитовых кристаллов за счет разрастания более ранних кальцитовых кристаллов.

Цемент рассматривается также в разделе, посвященном диагенезу.

Г. Номенклатура и классификация

Номенклатура и классификация карбонатных пород очень запутаны и вызывают большие споры. Это обусловлено несколькими причинами. Существует весьма много параметров, которые могут

быть использованы для типизации карбонатных пород. К ним относятся минеральный и химический составы (например, известняки, доломиты), размер зерен, тип частиц, количество и характер пористости, степень кристалличности, количество ила и тому подобное.

Концепции, на которых основывается современная номенклатура карбонатных пород, рассмотрены в сборнике статей под редакцией Хема [40]. Две статьи из этого сборника заслуживают специального упоминания, так в них предлагается ряд терминов и группировок, которые широко используются в наше время.

Фолк [40] разделил известняки на четыре главных класса (табл. XIV). Первые два класса включают породы, сложенные в основном зернами (аллохеми), поэтому Фолк назвал известняки аллохемогенными.

В одном классе таких известняков преобладает яснокристаллический кальцитовый цемент, в другом — микритовый матрикс. Третий класс включает породы, лишенные зерен и названные ортохемогенными известняками. В этот класс входят микритовые известняки, сложенные известковым илом. Четвертый класс представлен породами, каркас которых построен *in situ* скелетными остатками организмов. В этот класс автохтонных рифовых пород входят биолититы.

Фолк предложил в номенклатуре аллохемогенных пород использовать двухсоставные термины. Приставка указывает на тип зерна, а суффикс — на преобладание яснокристаллического цемента или микрита. Таким образом появились такие термины, как «ооспарит» — оолитовый известняк с яснокристаллическим цементом и «пелмикрит» — пеллетовый известняк с микритовой основной массой.

Если присутствует более одного типа аллохем, то в названии следует учитывать два наиболее распространенных, а на первое место поставить преобладающий тип как в термине «био-ооспарит» — биогенный оолитовый известняк с яснокристаллическим цементом. Если присутствуют и яснокристаллический цемент и микритовая основная масса, то преобладающий компонент ставится первым как в термине пеллбиомикспарит — пеллетовый биогенный известняк с микритовой основной массой (преобладает) и ясно-

Таблица XIV

Главные группы карбонатных пород, по Фолку см. [27]

Аллохемогенные породы	—	Сложенные в основном обломочными зернами
		I Яснокристаллический цемент преобладает
		II Микритовый матрикс преобладает
Ортохемогенные породы		III В составе преимущественно микрит
Автохтонные рифовые породы		IV Биолититы

кристаллическим цементом. Это вполне логическая и гибкая схема классификации и терминологии карбонатных пород.

Данхем, см. [40], подошел к этой проблеме другим путем, но также конструктивно. Подобно Фолку, он поместил рифовые породы, образованные *in situ*, в свой собственный класс — класс боундстоунов. Во второй класс были выделены кристаллические карбонатные породы, первичные структурные особенности которых нельзя определить. Остальные карбонатные породы Данхем разделил на четыре группы в зависимости от их структуры — одни породы имеют цемент соприкосания, другие — цемент базального типа (табл. XV).

Зернистые известняки — это известковые пески со структурой соприкосновения, не содержащие микритового матрикса. Пакстоуны — это известковые пески со структурой соприкосновения и небольшим количеством основной массы. Вакстоуны — известковые пески со структурой соприкосновения и с большим количеством рассеянных зерен, и наконец, илстые известняки (*mudstones*) — карбонатные илы.



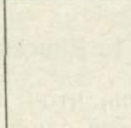
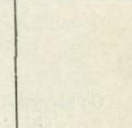
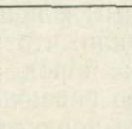

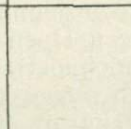
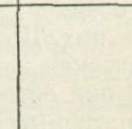
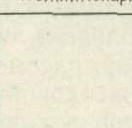
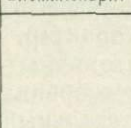
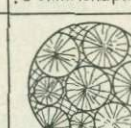
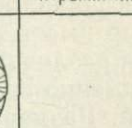
Эта схема также заслуживает внимания. Номенклатура здесь проста и породы можно идентифицировать уже с помощью лупы. Кроме того, эта система, в которой уделено внимание структуре пород и содержанию матрикса, помогает различать породы, возникшие в обстановках, различающихся по энергии. Так, например, известняки с глинистым матриксом и с цементом базального типа могут указывать на их отложение в низкоэнергетической обстановке. Напротив, породы со структурой соприкосания, не содержащие матрикса, заставляют предполагать, что они осаждались в высокоэнергетической обстановке, в которой не могло сохраниться илстого материала.

Таблица XV

Классификация карбонатных пород, по Данхему [17]

Боундстоун		— Первичные компоненты связывались в единый каркас в процессе органогенного осаждения, т. е. биогенные рифы	
Известково-илстая порода < 10% зерен Вакстоун > 10% зерен	} Цемент базального типа	Содержит частицы илистой фракции	} Первичные компоненты не связывались вместе в процессе осадкообразования
Пакстоун Зернистый известняк < 10% микрита			
Кристаллические карбонатные породы		— Первичные осадочные структуры разрушены в результате перекристаллизации	

Эти концепции, вероятно, будут полезны и при разработке номенклатуры кремнистых обломочных пород, но для карбонатных пород их следует применять с некоторыми оговорками. Как уже отмечалось выше, микрит имеет полигенетическую природу. Возможно, что чистые карбонатные пески и были отложены в высокоэнергетических обстановках. Однако впоследствии в них может образоваться микрит в результате биогенных процессов разрушения, водорослевой деятельности и вследствие инфильтрации из более верхних слоев, так как осадок имел высокую проницаемость. Фоллс и Тексторис [25] изучили гранулометрию некоторых современных карбонатных пляжных песков, используя те же самые статистические методы, какие были применены при изучении кремнеземных обломочных осадков, но отметили трудности в изучении тонкой фракции, обусловленные явлениями микритизации.

Порода	Тип зерен			
	Пеллеты	Обломки раковин	Оолиты	Интракласты
Мадстоун	Известковый ил, микрит, кальцилит, мел			
Вакстоун				
	Пелмикрит	Биомикрит	Оомикрит	Интрамикрит
Пакстоун				
	Пелмикспарит	Биомикспарит	Оомикспарит	Интрамикспарит
Грейнстоун				
	Пелспарит	Биоспарит	Ооспарит	Интраспарит
Боундстоун	Рифовая порода, биолитит			

Фиг. 39. Номенклатура карбонатных пород. По Данхему [17] и Фолку [27]

С другой стороны, крупные первичные размеры карбонатных скелетных остатков организмов побуждают соблюдать осторожность при использовании размера зерен как энергетического показателя, например, при изучении терригенных отложений. Рассмотрим для примера устричные рифы современных лагун. Если в качестве показателя брать размер частиц, то эти образования можно рассматривать как конгломераты, отложенные в низкоэнергетической обстановке. Некоторые исследования действительно показывают, что обломки скелетных частей организмов могут быть раздроблены, отсортированы по размеру и отмучены и в результате осадок будет иметь гранулометрические характеристики, сходные с характеристиками терригенных песков [45].

В заключение этого обзора отметим еще раз, что размер зерен, их сортировку и содержание матрикса только с оговорками можно использовать в качестве индикаторов гидродинамической обстановки отложения карбонатных пород.

Тем не менее классификации и номенклатура карбонатных пород, предложенные Фолком и Данхемом, весьма полезны, и если их использовать совместно, то они могут охватить большинство разновидностей известняков и при этом останутся гибкими и детальными (фиг. 39).

Д. Диагенез и эволюция пористости

1. Диагенез и петрофизика

Уже отмечалось, что диагенез карбонатных пород — очень сложный процесс. Эта сложность обусловлена в основном присутствием неустойчивых минералов и высокой начальной проницаемостью осадков, что позволяет реакционным флюидам легко проникать в них. Шоке и Прей [16] установили, что главной петрофизическая особенность карбонатных пород заключается в том, что они обычно имеют более высокую первичную пористость, чем терригенные пески: от 40 до 70%. Эта пористость бывает как межчастичной, так и внутривчастичной. В карбонатных коллекторах удельная пористость составляет всего 5—15%. Лишь небольшая часть пор имеет первичный характер. Большая часть пор представлена различными типами вторичных пор, рассмотренных в главе 2, а именно пористостью растворения, жеодовой и межкристаллической. Размеры и формы отдельных пор в какой-либо данной породе крайне изменчивы и, в противоположность песчанникам, почти нет никакой зависимости между объемом пор, их геометрией, размерами, формой зерен и сортировкой. Вследствие резких вариаций петрофизических величин в пределах небольшого объема породы пористость и проницаемость следует определять на сплошных керновых образцах, а не на небольших кубиках. Необходимо экстенсивное разбуривание углеводородных коллекторов, чтобы точно оценить запасы и эффективность добычи.

Более детальные сведения о петрографических свойствах карбонатных коллекторов нефти можно найти в работах Чилингара и др. [15] и Лангреса и др. [49].

Последующее описание зависимости между пористостью и диагенезом карбонатных пород составлено на основании данных, приводимых в ряде работ [56, 50, 16, 2]. После обзора главных диагенетических процессов и их влияния на петрофизические свойства пород рассмотрим особенности диагенеза некоторых главных типов карбонатных пород.

Предварительно мы обратим внимание на разные способы образования цемента (спарита) — янокристаллического кальцита. Кристаллизация, если ее понимать в ограниченном смысле, означает выполнение первичных межчастичных и внутривчастичных пор друзовыми агрегатами кристаллического кальцита, растущих от стенок пор. Это, естественно, приводит к уменьшению пористости.

С другой стороны, минеральные новообразования (заместившие ранее образованные карбонатные минералы) могут привести либо к уменьшению, либо к увеличению пористости, либо оставить ее без изменения. Перекристаллизация, определяемая как неоморфизм, при котором минеральный состав остается прежним, не изменяет существенно количество и тип пор. Однако полиморфные превращения, при которых один минерал замещает другой, могут привести к значительному изменению пористости породы. Как уже упоминалось, одно из наиболее ранних диагенетических изменений — это трансформация арагонита в кальцит. Этот процесс приводит к увеличению общего объема породы и, следовательно, к уменьшению пористости [44, с. 1072]. Другое обычное неоморфическое преобразование — это замещение кальцита доломитом. Доломитизация может вызвать повсеместную усадку породы на величину до 13% [12]. Это приводит к возникновению межкристаллической пористости, что придает доломитам благоприятные коллекторские свойства. Напротив, уменьшение пористости обуславливается трансформацией доломита в кальцит; это так называемый процесс дедоломитизации, или кальцитизации [60].

Выщелачивание — это один из наиболее важных процессов, ведущих к возникновению вторичной пористости. Пористость растворения может появиться в результате селективного растворения или матрикса, или цемента, либо зерен определенных типов. Друзовая пористость образуется в результате растворения материала пор, границы которых секут каркас породы. Пористость, обусловленная удалением отдельных компонентов, означает, что селективному растворению подверглись зерна одного конкретного типа. Отсюда разные типы пористости, обязанные растворению либо оолитов, либо биогенных зерен и т. д.

Еще один типичный диагенетический процесс в карбонатных породах — это окремнение. Окремнение известковых илов описывается в другом месте (см. с. 107).

Однако в калькаренитах и рифовых породах окремнение может быть основной причиной разрушения первичной пористости, если

Главные диагенетические процессы в карбонатных породах
и их влияние на величину и тип пористости

Диагенетические процессы		Изменение пористости
1. Друзовая кристаллизация		Уменьшение первичной пористости
2. Неоморфизм	{ Полиморфизм { Арагонит — кальцит Кальцит — доломит Доломит — кальцит	Уменьшение пористости на 8%
		Увеличение межкристаллической пористости на 13%
	Перекристаллизация (без изменения минерального состава)	Уменьшение пористости на 13%
3. Выщелачивание		Без изменений
4. Окремнение	{ Выполнение пор халцедоном Замещение	Увеличение пористости типа растворения и геодового типа
		Уменьшение первичной пористости
		Без изменений

она ведет к образованию халцедонового цемента. Кремнеземный неоморфизм также имеет место либо в виде полного замещения породы, либо в виде селективного замещения, создавая кремне-вые ископаемые организмы к радости палеонтологов. Такая трансформация обычно представляет собой одноактный процесс.

В табл. XVI обобщены главные диагенетические процессы в карбонатных породах и показано их влияние на изменение пористости.

2. Диагенетические процессы в калькаренитах

Рассмотрим сначала калькарениды смешанного состава, в которых первичные зерна представлены органогенными и неорганогенными обломками. Органогенные обломки могут быть как арагонитовыми, так и кальцитовыми; последние частично представлены фрагментами поликристаллических кальцитовых раковин и частично — монокристаллами кальцита из скелетных частей иглокожих.

Первичная пористость в таких осадках может быть межзерновой и внутризерновой. Количество внутризерновой пористости в основном зависит от содержания пористых скелетных фрагментов.

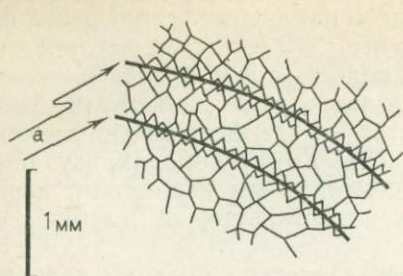
Петрографические исследования многих доплейстоценовых морских калькаренидов, которые в обнажении полностью сцементированы, показали, что органогенные фрагменты, первоначально имевшие арагонитовый состав, сейчас имеют кальцитовый. Строение

кристаллов кальцита такое же, какое наблюдается при росте кристаллов от стенок полости внутрь нее. Это означает, что арагонит переходил в раствор и оставалась полость с формой органогенного обломка, которая впоследствии выполнялась кальцитом. Таким образом становится очевидным, что на какой-то диагенетической стадии в породе создаются новые поры. Хотя в породах, изучаемых в обнажениях, поры заполнены минеральным веществом, вполне вероятно, что в сходных породах, залегающих на глубине, они могли остаться открытыми.

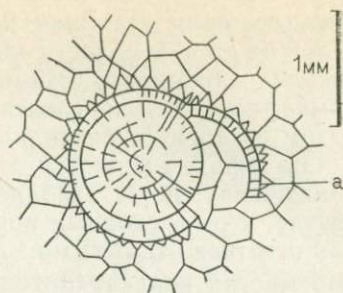
Во многих калькаренидах кристаллические мозаики кальцитовых слепков с прежних арагонитовых раковин имеют два различных структурных типа. В каждом слепке можно видеть узкую зону из тонких кальцитовых кристаллов, которая следует по стенкам прежних пор, а остальная часть представлена мозаичным агрегатом более крупнокристаллического кальцита. Не имеется никакого явного перехода между этими типами кристаллов, и эти две структуры настолько различны, что создается впечатление, что они отвечают двум совершенно различным эпизодам в истории заполнения полостей растворения. За пределами слепков кальцитовый цемент, который сейчас занимает прежние межзерновые поры, представлен кристаллами двух габитусов (фиг. 40).

Структура породы в том виде, как она сформировалась в конце этой первой стадии цементации, указывает на то, что объем первичной межзерновой пористости был сокращен путем развития каемок кальцитового цемента, а новые поры были образованы путем растворения арагонитовых фрагментов раковин. Поэтому возникают вопросы: что было источником карбоната кальция для первой стадии цементации и что ограничивало развитие кальцитового цемента на этой первой стадии? По-видимому, выполнение полостей растворения прежних фрагментов арагонитовых раковин и развитие межзернового цемента, и выполнение внутризерновых пор протекают в течение двух отдельных стадий. Этот вывод часто находит подтверждение в тех случаях, когда некоторые составляющие зерна претерпевают деформацию при уплотнении под воздействием давления нагрузки. Внешние оболочки оолитов иногда частично отслаиваются, и там, где это имело место, часто находят каемки кальцитового цемента, которые облекают поверхность оолитов только в тех местах, где их оболочки не нарушены (фиг. 41). Такое распределение означает, что оторочки кальцитового цемента образовались до того, как оолиты разрушились в результате уплотнения. Ясно, что это разрушение не могло иметь места после образования более крупного кристаллического цемента на второй стадии. Таким образом устанавливаются три отдельных процесса. Первый — это растворение органогенных арагонитовых фрагментов с образованием пор и образование каемок кальцитового цемента и инкрустаций в порах растворения; второй процесс — уплотнение, третий — выполнение всех остальных пор.

Петрографические исследования позволяют определить состояние породы при завершении первой стадии диагенеза. Это может



Фиг. 40. Частицы скелетного остатка организма с кальцитовыми оторочками, развитыми с обеих сторон ее первоначальной внешней поверхности (а). Первичные межчастичные поры и вторичные поры растворения ранней стадии уничтожены



Фиг. 41. Оолит с частично отслоенной внешней оболочкой (а). Видно, что кальцитовая оторочка образовалась до отслаивания оболочки

иметь значение для поисков нефти, так как известно из практики разбуривания нефтеносных площадей, что в некоторых известняковых коллекторах породы прошли только первую стадию диагенетических изменений, отмеченных выше. Поэтому важно более детально познакомиться с этой ранней стадией диагенеза.

Если карбонатный песок нормально перекрывается более поздним осадком и поровые воды имеют прежний состав, то источник цемента можно обнаружить только в пределах самой породы. Тот факт, что вместо прежних арагонитовых раковин в настоящее время имеются только полости растворения, заставляет предполагать, что кальцитовый цемент поступал за счет карбоната кальция, ранее присутствовавшего в виде арагонита. Хотя содержание карбоната кальция в породе не изменялось бы при таком его перераспределении в пределах породы, смена арагонита (ромбическая сингония) на кальцит (гексагональная сингония) теоретически должна приводить к увеличению объема примерно на 8% [44]. Таким образом, песок, в котором было 30% арагонитовых остатков организмов, 30% кальцитовых фрагментов и 40% межзерновых пор, растворение арагонита приводило бы к появлению примерно 32,5% кальцитового цемента. Это означает, что пористость должна была бы уменьшаться до 37,5% в результате этого минерального изменения. Во многих органогенных известняках отношение содержания кальцитового цемента первой стадии к содержанию первичного арагонита явно свидетельствует в пользу рассмотренной концепции развития цемента на первой стадии диагенеза.

Хотя эти ранние диагенетические процессы не ведут к заметному изменению пористости, они сильно влияют на перераспределение пор. Первичные поры уменьшаются в объеме в результате развития цемента первой стадии, а новые поры образуются путем растворения арагонитовых раковин.

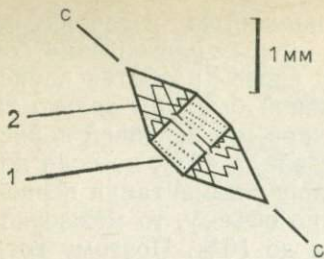
Очертания прежних арагонитовых раковин подчеркиваются внутренними и внешними оторочками из агрегатов кальцитовых

кристаллов. Если эти оторочки развиты полностью и хорошо, то они должны теоретически изолировать поры растворения от остальных компонентов породы. Поэтому вновь развитая пористость была бы неэффективной, а эффективной была бы только та пористость, которая сохраняется от первичной межзерновой пористости. Первоначально эта пористость составляла 40%, но если допустим в качестве примера, что межзерновая цементация первой стадии в настоящее время занимает 24% по объему, то межзерновая пористость должна была уменьшиться до 16%. Поэтому хотя общая пористость изменяется очень слабо, эффективная пористость может быть значительно сокращена.

Пустоты растворения арагонитовых раковин имеют очень тонкую структуру, и часто в шлифах можно видеть, что в действительности эти пустоты несут разрушения, вызванные уплотнением. В отдельном шлифе можно отметить только немного разрушенных пор растворения, но это не означает, что кажущиеся ненарушенными в этом шлифе поры не могли быть нарушены ниже или выше плоскости шлифа. Такая трещиноватость около пор обуславливает их связь с межзерновыми порами и таким образом неэффективная пористость становится эффективной. Однако уплотнение должно привести к уменьшению общего объема породы и таким образом уменьшить в некоторой степени общую пористость. Степень изменения пористости и величина «конечной» эффективной пористости породы будет зависеть от соотношения между степенью уплотнения и количеством пор растворения.

Теперь нам важно оценить пути влияния кальцитового цемента первой стадии на проницаемость известняков. Толщина оторочек кальцитового кристаллического цемента вокруг каждого зерна почти постоянна: как это можно видеть в шлифе, они незначительно уменьшают площади поперечного сечения межзерновых пор. Однако эти оторочки цемента также окаймляют стенки небольших каналов, посредством которых сообщается большинство пор. В этих случаях кальцитовые оторочки резко уменьшают площадь поперечного сечения каналов и, как следствие, значительно влияют на проницаемость. Таким образом, хотя диагенетические изменения первой стадии могут не приводить к значительному уменьшению общей пористости, которую имел первичный осадок, они могут привести к значительному уменьшению проницаемости.

Однако простая картина развития кальцитового цемента первой стадии может усложниться при наличии в первичном осадке скелетных остатков иглокожих [22]. Каждый скелетный элемент какого-либо иглокожего организма в прижизненном состоянии представляет собой монокристалльное образование кальцита и сохраняется в осадке в таком же виде. Цемент, который развивается около фрагментов иглокожих, представляет собой по-существу регенерационную каемку кальцита, которая выросла в той же кристаллографической ориентировке, какую имел кальцит в первичном фрагменте. В известняках, в которых фрагменты иглокожих смешаны с поликристаллическими зернами, часто обнаруживается,



Фиг. 42. Пластинка скелетного остатка морского ежа (1) с характерным бипирамидальным нарастанием кальцита (2)

что объем кальцитовых каемок первой стадии, развитых вокруг фрагментов иглокожих, намного больше, чем объем кальцита, слагающего оторочки кристаллического кальцита вокруг других зерен (фиг. 42).

Фрагменты иглокожих, сложенные монокристаллами кальцита, явно обладали способностью к более быстрому росту, чем зарождающиеся на поверхности других зерен кальцитовые кристаллы. Суммарный результат этих конкурирующих типов цементации заключается в том, что если для образования цемента имеется определенное

количество карбоната кальция, то оно перераспределяется неравномерно. Масса цемента отлагается в виде оболочек нарастания на обломках иглокожих, и только тонкие каемки кристаллического кальцита развиваются вокруг других зерен. В каналах, ограниченных зернами, эти тонкие каемки цемента незначительно уменьшают их поперечное сечение, так что проницаемость почти не ухудшается.

Полезно рассмотреть случай двух карбонатных песков с одинаковой первичной пористостью и одним и тем же содержанием материала для кальцитового цемента, но различающихся тем, что в одном осадке присутствуют рассеянные обломки иглокожих, а в другом их нет. При завершении первой стадии диагенеза обе породы должны были бы иметь одинаковое количество цемента и одну и ту же пористость. Однако так как в первой породе цемент распределен неравномерно, то она должна иметь значительно большую проницаемость, чем другая порода.

Хотя предыдущие рассуждения частично имеют субъективный характер, во многих калькаренитах, которые вскрываются на глубинах буровыми скважинами, отмечаются описанные особенности. Следовательно, вполне вероятно, что простое перераспределение карбоната кальция, присутствовавшего ранее в виде арагонита, с образованием цемента первой стадии — это один из характерных ранних диагенетических процессов, который изменяет свойства известняков.

Диагенетические кристаллические постройки многих известняков заметно отличаются от построек, рассмотренных выше, и они в целом отражают различные диагенетические изменения. Вряд ли возможно рассмотреть все эти различия в деталях, но на некоторых из них мы сейчас остановимся подробнее.

Уже упоминалось о механическом разрушении различных компонентов карбонатных песков вследствие уплотнения под воздействием перекрывающих отложений. Однако в некоторых известняках, по-видимому, уплотнение зерен приводит к сложной картине растворения вдоль поверхностей контакта между зернами. Этот

процесс растворения под давлением был рассмотрен выше при описании кварцевых песков (см. с. 98). Вполне вероятно, что кристаллические решетки становятся напряженными под давлением в местах контакта зерен. Это напряжение ослабляется при растворении кальцита, и перешедший в раствор карбонат кальция снова осаждается в виде цемента в соседних порах. Напряжение в местах контакта можно продемонстрировать просто на двух кусочках пластика, если зажать их вместе между двумя поляроидами. Когда в обоих поляроидах направления колебаний будут располагаться под прямым углом, то можно видеть, как от точек соприкосновения между двумя зажатыми кусочками пластика веерообразно расходятся затененные участки, обусловленные оптическим напряжением.

Если в криноидных известняках развивается растворение под давлением, то часто можно видеть, что чешуйки не всегда переходят в раствор равномерно в местах контакта. Местами какая-либо чешуйка может быть более глубоко внедрена в другую, хотя при этом показывает только слабое растворение. Каждая чешуйка криноид в прижизненном состоянии — это монокристалльное образование кальцита, а кальцитовые кристаллы характеризуются неодинаковой растворимостью по различным кристаллографическим направлениям.

Это можно продемонстрировать на примере спайного ромбического осколка кальцита, если его медленно растворять в слабой кислоте. Этот кальцит быстро растворяется в направлении кристаллографической оси, но очень медленно в направлении главной плоскости. Поэтому следует ожидать, что когда две чешуйки контактируют таким образом, что кристаллографическая ось одного кристалла кальцита ориентирована перпендикулярно главной плоскости другого, то последний будет внедряться в первый за счет его растворения.

Контакты между чешуйками, характеризующиеся процессами растворения под давлением, обычно не простираются в окружающий цемент. Это означает, что растворение под давлением началось до того, как порода подверглась значительной цементации. Обычно утверждается, что ионы кальция и карбоната, которые высвобождаются при растворении в местах контакта зерен, снова осаждаются в соседних порах. Таким образом в породе цемент постепенно развивается за счет нее самой *pari passu* под воздействием растворения под давлением. Последнее само по себе должно вести к уменьшению пористости, а сопутствующее переотложение кальцита в виде цемента приводит к еще более резкому ее уменьшению.

В любой толще известняков только в некоторых пластах отмечается воздействие растворения под давлением, заставляющее предполагать, что этот процесс имел место в тех пластах, которые не прошли стадию ранней цементации.

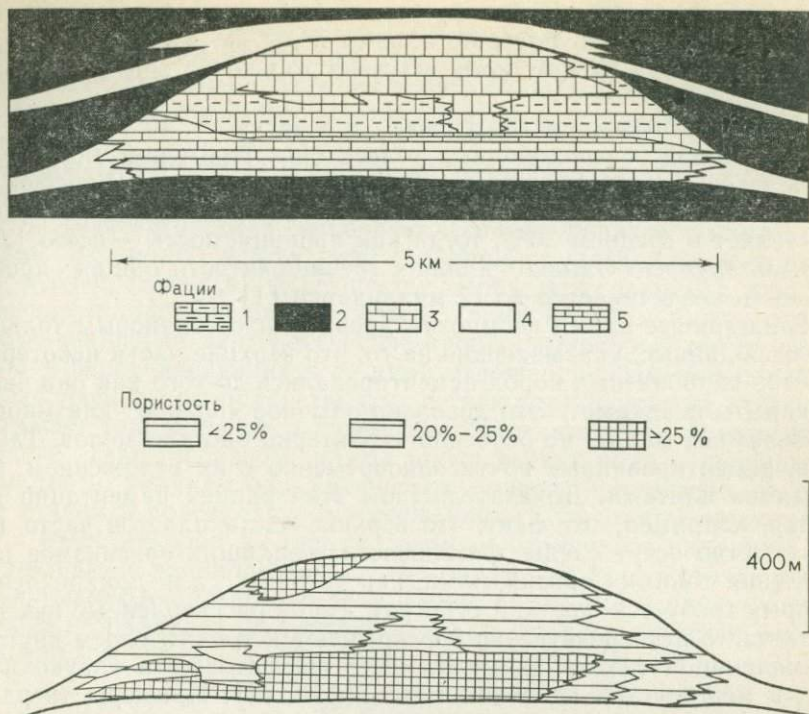
3. Диагенетические процессы в рифах и банках

Некоторые известняки образовались за счет деятельности сидячих организмов, строящих рифы или банки. Такие скопления организмов называются биогермами, или биостромами в зависимости от того, имеют они холмообразную или банкообразную форму (см. с. 280). Вся остальная постройка может быть создана организмами только одного конкретного типа, например кораллами, но часто такие постройки становятся субстратом для развития других организмов. Многие из них заселяют внешние поверхности построек, другие живут в полостях внутри первичной постройки, а некоторые организмы разрушают ее. Вся постройка приобретает сложное строение, и ее первоначальная структура может измениться в большей или меньшей степени и в редких случаях могут сохраниться только реликты первичной структуры.

Существует четкая картина распределения рифов и банок в геологической летописи, несмотря на то, что рифостроящие организмы и ассоциирующие с ними сообщества организмов подвергались изменениям на протяжении геологического времени. В разные периоды важнейшими рифообразующими организмами были кораллы, мшанки, строматопоры, известковые водоросли и рудисты. Морфология построек и картины распределения пористости между остатками организмов и внутри них различны, как и более тонкие детали построек, образованные за счет деятельности других ассоциирующихся с ними организмов. Многие рифы и банки выросли на мелководье, а впоследствии они могли претерпеть воздымание и, как результат, картина распределения пор могла резко измениться.

Морские известняки, особенно рифовые, накапливаются на мелководье. В таких ситуациях рифы чувствительны к малейшим колебаниям уровня моря, которые могут привести к тому, что они окажутся временно приподнятыми. Там, где эти образования возникают у пологих берегов, они могут переходить в обширные наступающие незаливные равнины. Подъем может вывести отложения в зону частого затопления морскими водами, сменяемого их испарением. Известно, что такое чередование увлажнения морскими брызгами и высыхания служит причиной цементации «пляжного» типа. В зависимости от климатических условий и природы побережья отложения могут подвергаться воздействию метеорных вод. Вследствие большой растворимости минералов карбоната кальция метеорные воды могут нацело растворить конкретные компоненты и таким образом создать по-существу новую картину распределения пористости в осадке перед его окончательным захоронением. Такая пористость может рассматриваться как стимулированная (индуцированная) первичная пористость.

На фиг. 43 показано развитие сложной картины пористости в карбонатных породах вообще и в рифах в частности. Случай, изображенный на фигуре,— это пример высоко продуктивного нефтяного месторождения в палеоценовом рифе в бассейне Сёрте.



Фиг. 43. Геологический разрез рифа Интисар, Ливия. По Терри и Вильямсу [65]. В противоположность обломочным отложениям, петрофизические свойства карбонатных пород (внизу) не коррелируются с их фаціальными различиями (вверху).

1 — кораллиновый биомикрит; 2 — глинистый сланец; 3 — коралловый боундстоун; 4 — нефригогенный известняк; 5 — водорослево-фораминиферовый известняк

На разрезе показано, что пористость в пределах рифа изменяется незакономерно и что нет никакой корреляции между пористостью и типом осадочных фаций.

4. Диагенетические процессы в мелах

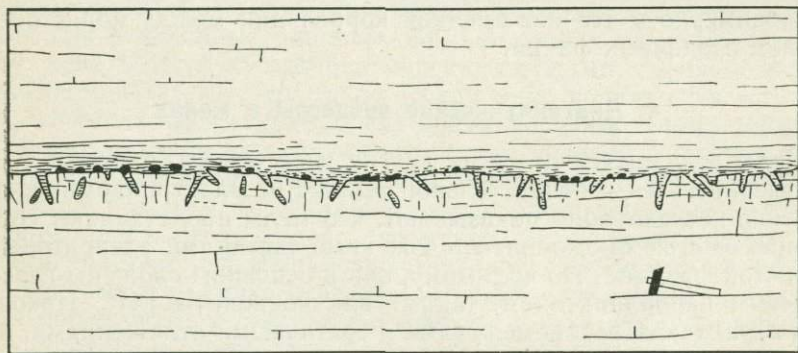
Мелы отличаются от всех других известняков, благодаря их тонкозернистости и относительной рыхлости. Электронномикроскопические исследования показывают, что мелы представляют собой большей частью биомикриты, сложенные частицами алевритовой и глинистой фракций. По-видимому, они в основном сложены известковистым нанопланктоном, таким как кокколиты [4]. Находки мела ограничены верхнемеловыми и третичными отложениями. Мелы этого возраста широко развиты на севере Европы, в Северной Африке и на Среднем Востоке. Пористость в мелах варьирует от очень низкой величины до 40%. Однако их проницаемость обычно низка из-за тонкости каналов, соединяющих поры. Залежи мела

часто представляют собой хорошие водные коллекторы, так как они могут содержать большие объемы воды, но из-за низкой проницаемости вода может быть получена только из зон трещиноватости.

Такие же особенности отмечаются у залежей мела, представляющих собой углеводородные коллекторы. Примером могут служить датские меловые отложения на месторождении Шкофиск в Северном море. Пористость в коллекторах этого месторождения составляет в среднем 30%, тогда как проницаемость — всего 1,0—0,05 миллидарси. Однако в зонах трещиноватости общая проницаемость увеличивается до 12 миллидарси [1].

В настоящее время по многим древним известняковым толщам имеются данные, указывающие на то, что верхние части некоторых пластов карбонатных пород цементировались до того как они были перекрыты осадками. Это довольно обычное явление для многих карбонатных фаций, но особенно характерно оно для мелов. Такие слои, цементированные почти одновременно с их отложением, называются плитами. Доказательством этой ранней цементации является, например, тот факт, что верхние части пластов часто (и повсеместно) несут следы деятельности сверлящих организмов или заселения такими организмами, как устрицы, для прикрепления которых требуется жесткий субстрат. Такие расверленные поверхности часто непосредственно перекрываются тонким слоем внутриформационной гальки из мела, часто фосфатовых и глауконитовых, в мергелистой основной массе (фиг. 44). Примеры твердых горизонтов (плит) описаны в верхнемеловой толще мела на северо-западе Европы [46, 6].

Изучение карбонатных осадков, которые сейчас накапливаются на мелководье на побережье Персидского залива, показало, что на обширных площадях отложения прочно сцементированы на глубину до нескольких сантиметров. Однако карбонатные пески, залега-



Фиг. 44. Твердая плита — мелоподобный известняк. Чистый микрит перекрывается глинистым микритом. С поверхности плита пробуравлена и перекрывается непосредственно внутриформационным конгломератом, сложенным фосфатизированными обломками и примесью глауконита. Эоценовые отложения, Иордания.

ющие ниже этих современных плит, почти не сцементированы или только слабо сцементированы. По-видимому, эта цементация обусловлена длительным контактом осадка с морской водой и таким образом плиты могут фиксировать собой перерывы в осадконакоплении.

Плиты встречаются в отдельных интервалах некоторых известняковых толщ, и целесообразно рассмотреть их возможное влияние на диагенетическую эволюцию ассоциирующихся с ними отложений. Эти плиты эффективно изолируют подстилающие отложения и превращают их, по-существу, в закрытые системы, если отложения постепенно захороняются. Таким образом плиты оказывают влияние на диагенетические процессы, которые могут протекать в переслаивающихся с ними отложениях. Имеются данные, заставляющие предполагать, что в некоторых случаях диагенез протекает таким простым путем, как было описано в предыдущем разделе. Таким образом, плиты могут играть роль в сохранении пористости, так как они уменьшают степень цементации начальной стадии в подстилающих отложениях. Если плиты присутствуют в известняковой формации, которая отличается высокими пористостью и проницаемостью, то они могут представлять собой непроницаемые барьеры. В этом случае плиты могут влиять на миграцию и локализацию нефти и на коллекторские свойства формации в целом.

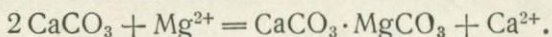
5. Доломиты

Известняки могут подвергнуться доломитизации на любой стадии их формирования и поэтому целесообразно различать два типа доломитизации — почти одновременную с осадконакоплением и постседиментационную.

Известно, что почти одновременная с осадконакоплением доломитизация протекает в наши дни в карбонатных отложениях в приливной и околоприливной зонах на участках аравийского побережья Персидского залива, во Флориде и на Багамских островах. Хотя доломиты образуются в результате реакции между ранее осажденными карбонатами и ионами магния морской воды, кристаллы доломита растут в несцементированных осадках, которые периодически насыщаются засоленными водами. Поэтому если таким путем доломитизировался очень тонкозернистый карбонатный ил, то осадок остается несцементированным. В действительности он превращается в доломитовый алеврит и имеет пористость, типичную для алевритового осадка.

Постседиментационная доломитизация протекает в породах, которые уже подверглись цементации, либо частичной, либо почти полной. Поэтому этот процесс протекает в жестком каркасе осадка и, как следствие, любое изменение объема, которое происходит в результате замещения кальцита доломитом, будет влиять на пористость породы. Изучение пористости доломитизированных известняков показало, что с увеличением степени доломитизации по-

ристость в общем возрастает и что в полностью доломитизированных известняках она может достигать 15%. Эта цифра близка к величине пористости, рассчитанной на основе следующей реакции:



Согласно этой реакции изменение объема твердого вещества составляет около 12,5%. Поэтому в известняках, в которых все поры были уничтожены при цементации, более поздняя доломитизация может привести к созданию новой и достаточно высокой пористости.

Так как поздняя доломитизация имеет место в твердой породе, то при этом не происходит никаких механических перемещений, а если доломитовые кристаллы примыкают один к другому, то они срастаются. Поры, которые развиваются посредством сокращения объема твердого вещества, занимают относительно большой объем и распределены неравномерно. Как наблюдается в шлифах, стенки пор имеют зигзагообразную форму с острыми и тупыми углами и повторяют форму доломитовых ромбоэдров. Неоднородное распределение пор, как это можно видеть в шлифах, заставляет предполагать, что они не сообщаются между собой. Однако в образцах, отобранных из обнажений, эти прежние поры часто заполнены крупнокристаллическим кальцитом. Каждая прежняя пора обычно занята единым кристаллом кальцита, однако и в соседних порах кальцитовые кристаллы имеют одну и ту же оптическую ориентировку, т. е. все они представляют части значительно более крупного единого кристалла. Тот факт, что эти более крупные кристаллы распространяются на несколько пор, указывает на то, что поры эти сообщались между собой.

III. КАМЕННЫЕ УГЛИ

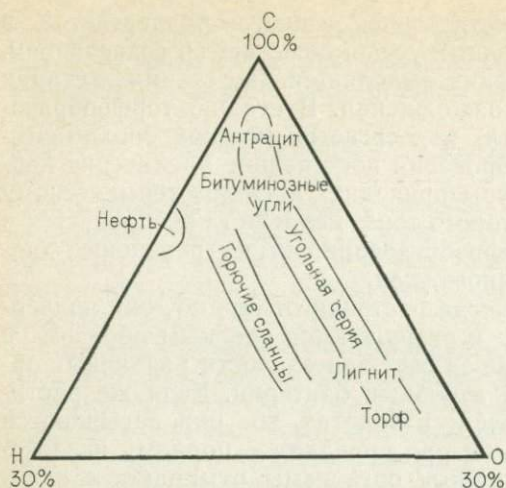
Нет сомнения в том, что каменные угли образовались за счет растений, потому что они не только включают различные растительные остатки, но и потому что можно видеть переходы между явными скоплениями растительного вещества, например, торфами и между лигнитами или бурыми углями, и типичными каменными углями и антрацитами. Эта серия пород — торф — лигнит — гумусовые угли — антрацит — называется «угольной серией». Положение углистой породы в этой серии определяет качество угля. Поэтому лигнит — это весьма низкокачественный уголь, тогда как антрацит, занимающий другое крайнее положение в ряду — это высококачественный уголь. Внешний облик, физические свойства и химический состав углей изменяются в этом ряду и определяют их технологические характеристики, например теплотворную способность, коксообразующую способность и способность к пропусканию газов. Таким образом, знание степени углефикации угля может помочь его рациональному использованию.

Те изменения, которым растительное вещество подвергается в ходе его превращения в каменный уголь, называются созреванием, или углефикацией. В созревании выделяется две стадии — стадия торфообразования и стадия захоронения. В стадию торфообразования растительный материал подвергается мощной биохимической деградациии, а после захоронения постепенное увеличение давления нагрузки и температуры приводит к динамотермическому созреванию, в результате которого торф медленно преобразуется в каменный уголь. Стадия торфообразования имеет решающее значение для образования каменного угля.

В нормальных условиях, когда растения отмирают, они подвергаются воздействию воздуха и разрушаются главным образом в результате окисления, а также за счет деятельности различных организмов, особенно грибов и аэробных бактерий. Если же растительные остатки накапливаются в болотах, то они насыщаются водой. Аэробное разложение вскоре приводит к полному извлечению кислорода из воды, аэробные организмы отмирают и начинают действовать анаэробные бактерии. Эти анаэробные бактерии существуют без кислорода, но они также могут разлагать органическое вещество как и аэробные. Так как воды болот застойные, то продукты бактериального разложения не удаляются, а насыщают интерстициальные воды, что в конечном итоге делает среду стерильной. Поэтому бактериальная деятельность замирает, и частично разложенный растительный материал остается в состоянии приостановленного разложения. В этом состоянии растительный материал представляет собой торф. Если торф дренируется, то токсические материалы выносятся, разложение начинается снова, и торф в конце концов может разрушаться. Если торф не дренируется, а перекрывается относительно непроницаемыми отложениями, то есть вероятность того, что он сохранится в геологической колонке.

Каменные угли состоят из трех элементов — углерода, водорода и кислорода и содержат немного серы, азота и минеральных примесей. Минеральные примеси после сгорания угля остаются в виде золы, поэтому ясно, что высокое содержание золы нежелательно. Реликтовой серы обычно немного и она, вероятно, заимствована из сернистых протеннов первичных растений. Высокое содержание серы в некоторых углях обусловлено присутствием рассеянного пирита, что также вредно сказывается на качестве угля, так как при его сгорании образуются сернистые газы. Хотя азота содержится немного, но он имеет практическую ценность для производства аммония в виде побочного продукта газификации угля.

Динамотермальные процессы диагенеза каменного угля при его захоронении ведут к изменению содержаний углерода, водорода и кислорода, что сопровождается созреванием. Если на диаграмме (фиг. 45) показать элементарный состав углей (по 3 компонентам), то можно заметить, что угли попадают в узкую зону, называемую угольным поясом. Содержание углерода возрастает постепенно с повышением зрелости, а содержание водорода остается



Фиг. 45. Треугольная диаграмма, иллюстрирующая положение угольной серии и соотношение между каменными углями, горючими сланцами и нефтью. По Форсману и Хунту [30]

подстилающих вестфальских углей [58].

В общих чертах зрелость углей с возрастом повышается, так как большинство лигнитов и бурых углей имеют третичный или мезозойский возраст, тогда как каменные угли — верхнепалеозойский. Однако возраст — это только косвенный фактор, и главное влияние, по-видимому, имеет глубина захоронения. В любой нормальной вертикальной последовательности отложений гумусовых углей содержание углерода, т. е. зрелость, повышается с глубиной. Эта зависимость называется законом Хилта [42], и вероятно, что увеличение температуры с глубиной захоронения — важный фактор в созревании угля.

Много было споров о причинах превращения угля в антрацит. В некоторых случаях это может быть обусловлено природным непрерывным термальным созреванием, но во многих случаях каменный уголь переходит в антрацит в латеральных направлениях в зонах тектонических нарушений. Последнее видно на месторождениях Южного Уэльса, где каменные угли в западном направлении переходят в антрацит, как только они входят в зону надвига, ассоциирующую с Аммонфордским сжатием. Подобным образом в Северной Америке пенсильванские угли в латеральном направлении переходят в антрациты в полосе Аппалачских складок. Каменные угли могут подвергнуться дегазации путем термального метаморфизма в местах внедрения в них интрузивных пород. Примеры этого можно видеть там, где третичные дайки секут вестфальские угольные толщи на северо-востоке Англии. Хотя макроскопически каменные угли изменяются только в полосе шириной несколько метров, прилегающей к одному контакту даек, дегазация,

довольно постоянным (5—7% в гумусовых углях) и затем резко уменьшается в полуантрацитах и антрацитах. Содержащиеся кислороды уменьшаются с увеличением степени зрелости.

Химические изменения, которые происходят при созревании или углефикации, еще не вполне изучены, но они несомненно ведут к образованию углекислого газа и метана. Некоторые проявления природного газа, например в красном лежне (пермском) Голландии и в южных частях Северного моря, по-видимому, обусловлены дегазацией

выраженная в увеличении содержания углерода, распространялась регионально.

В большинстве своем бурые угли или лигниты имеют явно древесный облик, блеск у них отсутствует, и они непрочно связаны; с другой стороны, гумусовые угли обычно не имеют древесного облика в штафах. Они характеризуются отчетливой слоистостью и изменчивым блеском — от яркого до тусклого. На основе блеска и физического облика гумусовые угли разделяются на четыре типа: витрен, кларен, дюрен и фюзен [63]. Витрен — это угли с ярким блеском. Кларены имеют менее яркий шелковистый блеск, тогда как дюрены — тусклые и матовые. Фюзен — черный и очень хрупкий (рыхлый), так что, в противоположность витрену, кларену и дюрену, он легко крошится в руках, подобно древесному углю. Важно различать тип угля и зрелость угля. Тип угля отражает состав первоначального растительного материала, тогда как зрелость — это мера степени созревания, или диагенеза, которому подвергалось растительное вещество. Некоторые угольные пласты сложены углями преимущественно одного типа, но многие пласты — чередующимися прослойками витрена, кларена, дюрена и фюзена различной мощности.

Обычно каменный уголь разламывается по трем направлениям на грубые призматические блоки. Две из этих поверхностей представляют собой плоскости отдельности и называются соответственно «кливажем» и второстепенным кливажем. Кливаж — наиболее сильно развитая плоскость отдельности, и во времена ручной разработки пластов эта плоскость часто определяла план подземных выработок. Третья поверхность скола проходит параллельно слоистости и обычно совпадает с фюзеновыми прослойками. Именно эти фюзеновые прослойки на блоке угля пачкают пальцы.

Как и в большинстве других пород, каждый тип угля сложен рядом дискретных компонентов, называемых мацералами (приставка «мац» означает, что они представляют собой мацерированные растительные остатки, а окончание «рал» указывает на то, что они аналогичны минералам). В названиях мацералов применяется суффикс «инит», чтобы различить их от названия типа угля, оканчивающегося на «ен». Мацералы все представляют собой прежние растительные ткани или продукты разложения растений, которые видоизменились химически при диагенетических процессах, т. е. при созревании. Обычно они выражены витринитом — главным компонентом витрена и двумя разновидностями — теллинитом и коллинитом. Под микроскопом в теллините видна деформированная ячеистая структура, которая прежде представляла собой древесную ткань или ксилен, тогда как коллинит, который имеет сходные оптические характеристики, является бесструктурной массой. Суберинит, кутинит и экзинит — это мацералы, образованные при углефикации соответственно коры, кутикулы листьев и оболочек спор. Фюзенит отличается от других мацералов тем, что он представлен почти чистым углеродом. В фюзените под микроскопом часто видна ячеистая структура. Стенки ячеек обычно

сохраняются в виде массы разрушенных фрагментов, собранных в складки. Эта структура явно отличается от растительных тканей, сохраняющихся в виде телинита, в котором стенки ячеек были деформированы, но не разломаны при уплотнении. Следовательно, по-видимому, если ячейстые ткани сохраняются в виде фюзенита, то изменения должны были происходить в самом начале стадии созревания, несомненно до значительного уплотнения под давлением вышележащих отложений. Предполагалось, что фюзенит мог образоваться в течение стадии торфообразования при процессе, аналогичном «сухому корню», или при лесных пожарах. Микринит — общий термин, применяемый к агрегатам очень мелкозернистых мацерированных растительных материалов, большинство из которых слишком мелки, чтобы их можно было идентифицировать.

Витрен сложен в основном витринитом, а с увеличением содержания других мацералов он переходит в кларены и дюрены. Дюрены характеризуются наличием микринита и (или) экзинита, а некоторые серые дюрены очень богаты экзинитом.

Степень созревания витринита и экзинита можно оценить оптически под микроскопом по изменению их окраски в обычном проходящем свете. В гумусовых углях витринит по мере повышения зрелости угля меняет цвет от желтого (просвечивающий) до оранжевого, красного и густокрасного. Экзинит сохраняет желтые оттенки в широком спектре гумусовых углей и темнеет с появлением оранжевой и красной окраски только в углях более высоких марок, например, в полуантрацитах. На окраске мацералов сказывается и толщина шлифа, и поэтому определение ее должно быть сделано на тонких шлифах со строгим контролем толщины. Витринит можно также изучать в отраженном свете и, используя методы рудной микроскопии, замерять его отражательную способность. Отражательная способность витринита изменяется с увеличением зрелости и может быть использована как показатель созревания. Споры и осколки витринита присутствуют в небольших количествах во многих отложениях, а не только в углях, и определение степени их созревания может служить хорошим индикатором термальной истории включающих их пород.

Знание этой истории имеет большое значение для подземной разведки потенциальных на нефть формаций, так как созревание жидких углеводородов протекает параллельно с созреванием углей.

Большинство угольных пластов, по-видимому, образовалось *in situ*, т. е. углеобразующий торф накапливался в том же месте, где растения произрастали и отмирали. Некоторые угольные пласты, по-видимому, имеют аллохтонное происхождение, когда растительные остатки были перемещены, например в виде плавника, к месту их отложения. Образование *in situ* доказывалось присутствием корней и корешков, которые проникают вниз от угля в подстилающую ископаемую почву или подугольные земли. Подугольные земли заслуживают интереса сами по себе, благодаря их хорошим огнеупорным свойствам. Богатые глиной подугольные земли, назы-

ваемые фэйрклеями (огнеупорными глинами), сложены главным образом каолинитовыми минералами (неупорядоченным каолинитом) и широко используются в производстве огнеупорного кирпича. Песчанистые подугольные земли, «ганистеры», представляют собой почти чисто кварцевые породы и используются в производстве силикатных огнеупорных кирпичей. Нет сомнения в том, что подугольные земли отложились первоначально в виде обычных глин и песков, но затем из них были вынесены щелочные металлы, и они видоизменились под воздействием гумусовых кислот, поступивших из перекрывающих их торфов (см. с. 56).

IV. ОСАДОЧНЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Во многих осадочных породах встречаются обычные диагенетические минералы — сульфид железа (пирит) и карбонат железа (сидерит), присутствующие в непромышленных количествах. Однако в некоторых случаях создаются такие высокие концентрации железа, что осадочная порода может становиться рудой. Можно выделить три главных типа осадочных железных руд — это руды докембрийских железорудных формаций, палеозойские железняки клинтонского типа и юрские минеттовые руды.

Железорудные формации докембрия развиты в трех очень сходных обстановках: в Трансваальском бассейне в Южной Африке, в бассейне Хаммерсли в Западной Австралии и среди Анимикийской толщи района Верхнего Озера в Канаде. Эти формации были повсеместно описаны [36, 34, 68], а Тренделл [67] провел сравнительное изучение главных бассейнов докембрийских железорудных формаций.

Железные руды этих формаций сложены окислами железа — магнетитом и гематитом — и силикатом железа — гриналитом. Эти руды находятся в тонком переслаивании с кремнями и поэтому они обычно называются «полосчатыми железняками». Отдельные формации железняков имеют мощность 50—500 м и часто протягиваются на расстояния в сотни километров. Генезис этих докембрийских железных руд вызывает много споров. Хотя общепризнано, что эти руды — сингенетические, однако относительно источника и способа осаждения железа нет единого мнения.

Предполагалось, что железо поступало в осадок либо за счет внутрибассейнового вулканизма, либо в результате его концентрации на обширной латеритизированной поверхности суши. В теориях, рассматривающих способы осаждения железа, обычно прибегают к отличиям в составах атмосферы и морской воды прошлых эпох от современных [43].

Вторая главная группа железных руд представлена рудами клинтонского типа. Эти руды встречаются в силурийских известняках Аппалачей, особенно близ Бирмингема в Алабаме. Главный минерал в рудах — гематит, который встречается в матриксе в виде оолитов и замещает раковины. О первичном происхождении

этих руд свидетельствует наличие переотложенных обломков железняка в непосредственно выше залегающих формациях, наличие незамещенных карбонатных раковин в гематитовом матриксе и, с другой стороны, наличие рассеянных гематитовых оолитов в нормальных карбонатных слоях. Кроме того, площадь распространения железных руд клинтонаского типа не ограничивается современными обнажениями и поверхностями несогласий, как это можно было бы ожидать в том случае, если они образовались бы путем замещения. Фауна в таких железняках также обычно представлена угнетенными формами, что заставляет предполагать, что на них влияла неподходящая для их жизни окружающая среда.

Не все гематитовые оолитовые руды обязательно имеют сингенетическую природу. В рудах, залегающих непосредственно ниже поверхностей несогласия или современной поверхности, можно наблюдать замещение первичных карбонатных оолитов железистыми минералами в результате воздействий железистых грунтовых вод. Примеры таких залежей можно видеть в каменноугольных гематитовых оолитовых рудах Форест-оф-Дин в Англии и долины Чатти-Воллей в Ливии [35].

Третий главный тип осадочных железных руд — это минеттовые руды. Они развиты в юрских отложениях Европы, особенно в Лоррэнне и на севере Англии. Минералы минеттовых руд — это шамозит, сидерит и лимонит. Они образуют оолиты, матрикс и замещают раковины. Большинство рудных формаций по существу представлено оолитовыми или биокластическими вакстоунами с обильной морской фауной. Наличие оолитов, абрадированных обломков раковин и повсеместная косая слоистость заставляют предполагать значительную деятельность потоков. Тейлор [64] привел данные в доказательство сингенетического происхождения минеттовых руд. Для минеттовых руд Англии и Франции предполагается отложение в прибрежных мелководных морских условиях [39, 8].

V. ФОСФАТНЫЕ РУДЫ

Фосфор — это жизненно важный компонент всего живого на Земле, как растений, так и животных. Поэтому фосфатные минералы широко используются в качестве удобрений в сельском хозяйстве. Они представляют собой ценное природное сырье, и их поиски входят в задачи геологов.

В табл. XVII обобщены условия нахождения месторождений фосфатов. Хотя часть фосфатов встречается в изверженных породах в виде апатита, однако большинство промышленных месторождений приурочено к осадочным отложениям.

Минеральный состав фосфатных руд очень сложный и не всегда определенный из-за того, что обычно они имеют микрокристаллическое сложение. Наиболее обычные фосфатные минералы — это соединения радикала фосфата (PO_4) с кальцием, водой и небольшими количествами фтора и урана.

Основные типы промышленных месторождений фосфатов

Тип	Минеральный состав	Мировая добыча, %
Магматический	Апатит	24
Осадочный	Коллофан и апатит Комплексные фосфаты и нитраты	74
Гуано		2
		100

В осадочных породах фосфатные минералы встречаются как в виде основной массы, так и в виде желваков, оолитов, пеллет и фосфатизированных раковин, костей и зубов. Кроме того, фосфатные руды могут замещать известняки.

Известны залежи фосфатов на современном морском дне, особенно близ западных побережий Америки и Африки. Детальные исследования этих залежей показали, что они встречаются в различных обстановках. Было установлено, что некоторые фосфаты образуются диагенетическим путем среди диатомсодержащих илов, богатых органикой, на юго-западном Африканском шельфе [3]. На южном Африканском шельфе фосфаты сначала образовались путем диагенетического замещения миоценовых известняков, а затем были эродированы с образованием россыпей из фосфатных галек [57]. Далее к северу, на западном Африканском шельфе встречаются россыпи фосфатов, которые образовались за счет эоценовых Марокканских и плиоценовых Сахарских фосфоритов [66].

Эти три примера иллюстрируют три характерные особенности фосфатных минералов — они образуются путем замещения карбонатов; они могут эродироваться и переоткладываться; залежи фосфатов встречаются на континентальных шельфах.

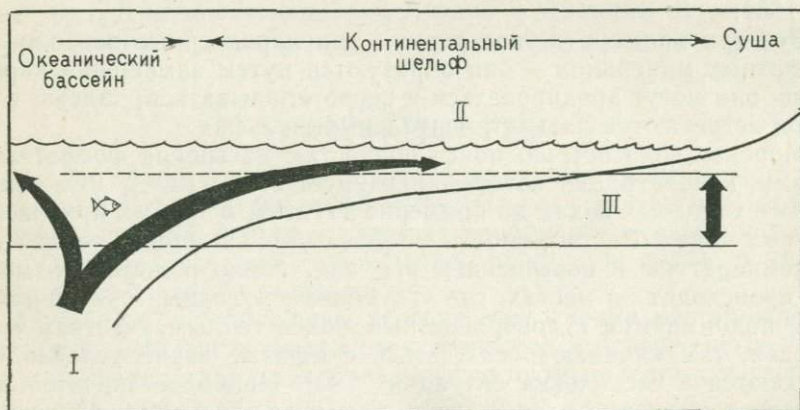
Морская вода обычно почти полностью насыщена фосфатными ионами, концентрация которых варьирует от $30 \cdot 10^{-6} \% \text{ PO}_4$ в глубинных холодных водах до примерно $1 \cdot 10^{-6} \%$ в теплых приповерхностных водах. Растворимость фосфата уменьшается с увеличением температуры и повышением pH; как только подобные изменения происходят в местах, где глубинные холодные океанические воды поднимаются к поверхностным более теплым участкам мелководья, там начинают осаждаться фосфаты. Такие условия наблюдаются в нескольких ситуациях [26]. Наиболее значительные участки современного осаждения фосфатов, очевидно, протягиваются вдоль западных побережий Южной Америки и Африки, где холодные течения Гумбольдта и Бенгуэла текут в северном направлении. Эти воды, богатые питательными веществами, включая и фосфаты, стимулируют цветение фитопланктона, который в свою

очередь служит пищей для косяков рыб и стай морских птиц. Фосфаты, извлеченные из морской воды организмами, снова возвращаются в нее, когда организмы отмирают и опускаются на морское дно вместе с различными органическими веществами. Фосфаты начинают концентрироваться в течение первичного уплотнения ила. Постоянное волнение способствует вымыванию более легкого материала и накапливанию более плотных зародышевых фосфатных илистых пеллет. Эти пеллеты продолжают обогащаться фосфатом так же, как и кости, зубы и обломки раковин. Таким путем и образуются слоистые отложения фосфатов — фосфориты (фиг. 46).

С помощью рассмотренной модели фосфатонакопления можно объяснить образование большинства древних месторождений фосфоритов.

Основная масса мировых залежей слоистых фосфатных пород приурочена к известному фосфатному (фосфоритовому) поясу, который простирается от Сирийской Арабской Республики через Синай, Египет, Марокко и Мавританию. Фосфориты залегают среди верхнемеловых и эоценовых отложений и переслаиваются с мелями и кремнями. Почты нет сомнения в том, что эти фосфориты образовались в результате подъема океанических течений из Тетиса на широкие континентальные шельфы, протягивающиеся вдоль южного берега этого древнего моря.

В сходной ситуации залегают и формация Фосфория в США, к которой приурочены некоторые главные месторождения фосфатных руд. Эта формация пермского возраста занимает примерно 257 000 км² на территориях штатов Айдахо, Вайоминг и Юта. Формация накапливалась на морском шельфе, ограниченном к западу Кордильерской геосинклиналию. Фосфориты переслаиваются с до-



Фиг. 46. Схема фосфоритообразования на морском шельфе.

I — поднимающиеся придонные океанические воды: холодные, низкий pH, содержат $3,0 \cdot 10^{-6}\%$ PO_4 ; II — температура воды повышается, pH увеличивается, растворимость фосфата понижается до $1,0 \cdot 10^{-6}\%$ PO_4 ; III — оптимальная глубина фосфоритообразования 30—200 м, по Г. И. Бушинскому [9]

ломитами и кремнями. Количество кремней и илистых пород возрастает в западном направлении в сторону геосинклинали. В восточном направлении доломиты постепенно сменяются красноцветными отложениями и эвапоритами [55, 11].

Помимо этих слоистых шельфовых залежей фосфатов следует указать и другие типы месторождений.

Как уже отмечалось, на морских шельфах встречаются обломочные галечниковые фосфаты, кроме того, они известны и в виде аллювиальных галечников. Хороший пример — месторождения типа «речных галек» в Южной Каролине и во Флориде.

Богатые фосфатами и нитритами залежи гуано образуются за счет экскрементов морских птиц и летучих мышей. Залежи гуано представляли собой весомый источник фосфатов, особенно на Чилийском побережье и на Тихоокеанских островах, например на Науру, где растворы, просачивающиеся через гуано и обогатившиеся фосфатами, обуславливали замещение рифовых известняков фосфатными минералами.

VI. ЭВАПОРИТЫ

А. Введение

Эвапориты — это группа пород, включающая такие минеральные соли как ангидрит и галит. Как следует из их названия, эти породы образовались путем испарения флюидов, богатых солями. В табл. XVIII перечислены некоторые главные минералы эвапоритов.

Многие годы обычно считалось, что эвапориты образовались большей частью путем осаждения или кристаллизации солей на границе раздела осадок/вода [5]. Однако наблюдаемые под микроскопом структуры замещения в эвапоритах указывают на широкие диагенетические преобразования. Этого как раз и следовало ожидать в свете химической неустойчивости эвапоритовых минералов.

Таблица XVIII

Некоторые наиболее распространенные эвапоритовые минералы

Минерал	Состав
Ангидрит	CaSO_4
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Полигалит	$\text{CaSO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Галит	NaCl
Сильвин	KCl
Карналлит	$\text{KMg} \cdot \text{Cl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Бишофит	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

} Сульфаты

} Хлориды

Однако все возрастающее количество фактов подтверждает то, что образование эвапоритов при диагенезе является правилом, а не исключением [48]. Ниже мы рассмотрим сначала общие геологические особенности эвапоритов, а затем их генезис и практическое значение.

Б. Эвапориты. Общая геологическая характеристика

По-видимому, наиболее вероятным следует считать тот факт, что эвапориты образуются из богатых солями флюидов — рассолов. Рассолы могут образоваться при концентрации солей в морской воде путем выпаривания или вымораживания, либо в виде остаточных погребенных флюидов на глубине. Вторичные рассолы могут формироваться в тех случаях, когда метеорные воды просачиваются через ранее образованные эвапориты и растворяют их.

Нормальная морская вода содержит 3,45 вес. % растворенных веществ; 99,9% этих растворенных веществ приходится на долю девяти ионов, перечисленных в табл. XIX.

В некоторых самых ранних работах по генезису эвапоритов изучались соли, полученные путем выпаривания морской воды [69, 70]. Главное внимание уделялось объему и составу минералов, которые образовывались при определенных температурах и стадиях испарения. Эти исследования выявили два важных факта: во-первых, для формирования наблюдаемых объемов эвапоритов в закрытой системе необходимы физически невозможные количества морской воды и, во-вторых, наблюдаемые соотношения солей в эвапоритовой ассоциации отчасти отличаются от соотношений, получаемых при испарении морской воды.

Для пояснения первого факта укажем, что колонка морской воды высотой 1000 м дала бы при испарении слой солей мощностью 14,85 м. Однако многие эвапоритовые отложения имеют мощность в тысячи метров и поэтому требуются невероятно большие объемы морской воды, чтобы могли образоваться такие залежи.

Таблица XIX

Содержание главных компонентов в морской воде
в % от общей массы растворенных веществ

Катионы		Анионы	
Натрий	Na ⁺ 30,61	Хлорид	Cl ⁻ 55,04
Магний	Mg ²⁺ 3,69	Сульфат	SO ₄ ²⁻ 7,68
Кальций	Ca ²⁺ 1,16	Бикарбонат	HCO ₃ ⁻ 0,41
Калий	K ⁺ 1,10	Бромид	Br ⁻ 0,19
Стронций	Sr ²⁺ 0,03		

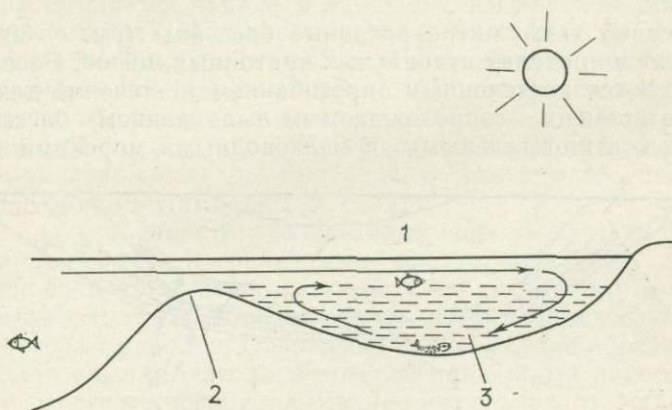
На фиг. 47 показаны наблюдаемые соотношения солей в нормальной морской воде в сравнении с соотношениями в эвапоритах пермского Цехштейнового бассейна Северного моря.

Все эти факты могли бы найти свое объяснение, если допустить, что эвапориты образуются в каком-то бассейне, отгороженном порогом. Известно, что эвапоритовые формации обычно развиты в бассейнах, которые имели ограниченное сообщение с открытым морем. Примерами являются бассейны Цехштейна Северного моря (см. фиг. 50), Мичиганский бассейн, солевой бассейн Парадокс и залежи Канадских девонских эвапоритов.

В бассейне с ограниченным сообщением легко увидеть как морская вода из открытого океана может втекать в пределы такого бассейна. Здесь чрезмерное испарение приводит к увеличению концентрации солей в морской воде. Образующиеся рассолы опускаются на дно бассейна из-за их большей плотности. Порог препятствует сбрасыванию рассола в открытое море. Постоянная циркуляция рассола повышает его концентрацию до такой степени, при которой на дне бассейна начинают кристаллизоваться эвапоритовые минералы (фиг. 48). Это



Фиг. 47. Сопоставление колонок процентного содержания эвапоритовых минералов, образующихся при испарении средней морской воды и наблюдаемых в цехштейновых эвапоритах в бассейне Северного моря

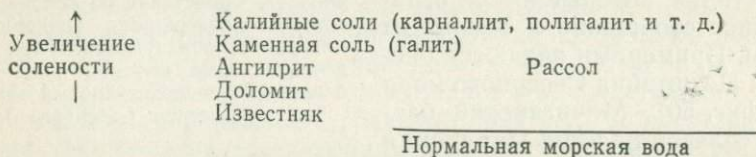


Фиг. 48. Модель классического полузамкнутого бассейна, объясняющая генезис эвапоритов путем прямой кристаллизации из рассола на поверхности раздела осадок-флюид

1 — испарение повышает концентрацию солей в морской воде с образованием рассола; 2 — порог препятствует выходу плотного рассола в открытое море и возвращает его обратно в бассейн; 3 — плотный рассол погружается в анаэробную эквизионную придонную обстановку, соли кристаллизуются

му процессу обычно способствует колебание уровня моря, что обеспечивает многократные притоки воды поверх порога, прерываемые падением уровня вод, когда бассейн с рассолом становится полностью изолированным. Таким образом функционирует классический механизм «чашки для выпаривания», объясняющий генезис эвапоритов [62].

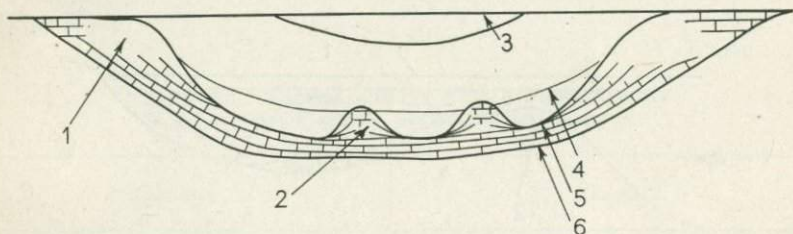
Этот механизм подтверждается тем фактом, что в пределах залежи эвапориты имеют зональное распределение, причем соли, образование которых требует более высокой солености, приурочены к депоцентру. Подобным образом в распределении эвапоритовых минералов обычно наблюдается определенная ритмичность, связанная с изменением солености, например:



Эта ритмичность в классическом выражении наблюдается в цехштейновых эвапоритах бассейна Северного моря (фиг. 50), а также во многих других районах. Мощность ритмов иногда достигает сотен метров, если они полные. Однако ритмичность может быть и более мелкомасштабной. Монотонные чередования пачек из переслаивающихся доломитов, ангидритов и галитов с калийными солями более подробно будут рассмотрены в следующем разделе.

Возвращаясь снова к общей геологии эвапоритов, следует отметить, что они встречаются в двух конкретных тектонических обстановках.

Во-первых — это интракратонные бассейны (см. с. 308), которые лежат в пределах стабильных кратонных щитов. Бассейны характеризуются постепенным прогибанием в течение длительных периодов времени, сопровождаемым выполнением бассейна различными континентальными и мелководными морскими отложе-



Фиг. 49. Поперечный разрез интракратонного эвапоритового бассейна и ассоциирующих карбонатных отложений.

1 — береговые рифы по границе бассейна; 2 — рифовый известняк; 3 — калийные соли; 4 — галит; 5 — ангидрит; 6 — карбонаты.

Этот разрез объясняет кристаллизацию эвапоритов из эвксиновых рассолов на дне бассейна, синхронной (одновременной) с ростом карбонатных рифов в поверхностных водах с нормальной соленостью. С другой стороны, эвапориты возможно образовались путем замещения (по механизму себкхи) карбонатных отложений в незаливной зоне, когда уровень моря опускался до уровня дна бассейна

ниями, включая эвапориты. В пределах отдельного бассейна эти отложения часто охватывают значительный промежуток времени.

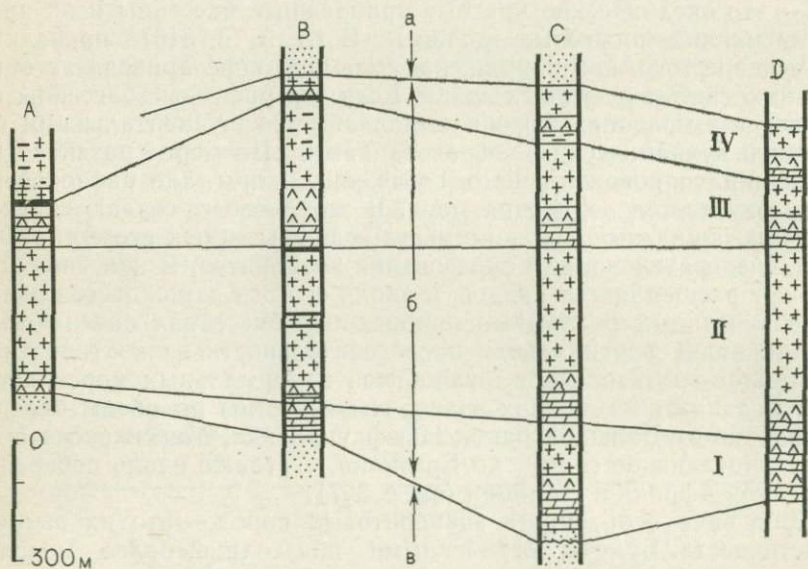
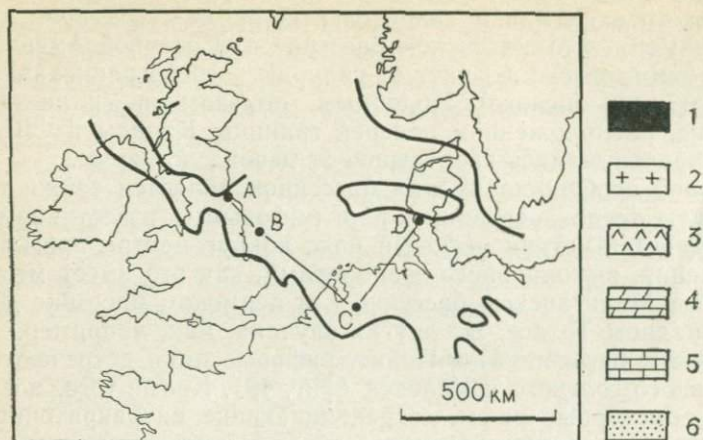
Так, например, в Мичиганском бассейне в Северной Америке солевые формации имеют возраст от силурийского до раннекаменноугольного (миссисипского). Подобным образом в Уиллистонском бассейне, расположенном поперек границы Канады и США, эвапориты образовывались непрерывно от девона до перми.

Характерной особенностью этих бассейнов является также то, что эвапориты тесно ассоциируют с рифовыми известняками. Иногда выделяется четкий рифовый пояс вокруг центра прогиба и осаднения, выполненного эвапоритами, как это имеет место в силурийском Мичиганском бассейне и в пермском бассейне Делавер в Западном Техасе. В других случаях, как, например, в среднедевонском бассейне Илк-Пойнт, рифовые пики встречаются внутри основного солевого комплекса (фиг. 49). Кроме того, могут встречаться барьерные рифы, ограничивающие интракратонный бассейн со стороны открытого моря.

Вторая обычная тектоническая обстановка отложения эвапоритов — это океанические краевые прибрежные бассейны и их предшественники — рифтовые долины. В гл. 9 (с. 316) приводится объяснение того, как напряжение в земной коре приводит к образованию систем рифтовых долин. Если эти рифтовые бассейны образуются в кратонах, то они выполняются континентальными фациями и вулканическими образованиями. По мере развития напряжения, сопровождающегося утонением коры, дно рифтовой долины опускается до уровня моря. В этот момент создаются условия, благоприятные для повсеместных прерывистых вторжений моря и, следовательно, для образования эвапоритов. В конечном итоге рифт расщепляется надвое, и вдоль его оси зарождается океан. В ограниченных разломах прибрежных бассейнов океанических окраин видна вертикальная последовательность из континентальных обломочных осадков, эвапоритов и нормальных морских фаций. В таких обстановках эвапориты известны по обоим берегам Атлантики от Больших банок Ньюфаундленда, Мексиканского залива (Лоуэнские соли) до Бразилии, а также вдоль побережья Западной Африки и Намибии (см. с. 327).

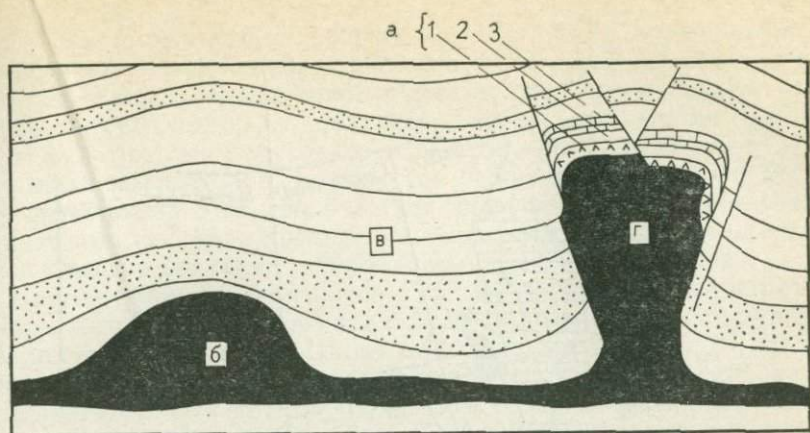
Еще одна особенность эвапоритовых пород — это их высокая пластичность. Будучи погребенными под толщей более молодых отложений, соли могут действовать подобно смазочному материалу и деформировать осадочный покров с образованием эксцентрических структурных куполов. Отложения в этом случае образуют зону складчатости срыва, благодаря которой подвижный покров изолируется от жесткого основания. Яркие примеры этого явления наблюдаются в Иране и в Юрских горах на юге Франции.

В других случаях соль образует дискретные подушки, стенки и купола. Соляные купола, или диапиры могут иметь размер в поперечнике в несколько километров, хотя и по вертикали они могут проходить через осадочный покров мощностью в несколько тысяч метров. Вершина купола часто покрыта кепроком из известняка,



Фиг. 50. Схема распространения цехштейновых (пермских) эвапоритов в бассейне Северного моря и разрезы, иллюстрирующие латеральную протяженность четырех главных эвапоритовых циклов (I—IV).

1 — калийная соль; 2 — галит; 3 — ангидрит; 4 — доломит; 5 — известняк; 6 — песчаник.
 а — пестрый песчаник (триас); б — цехштейн (пермь); в — красный лежень (пермь)

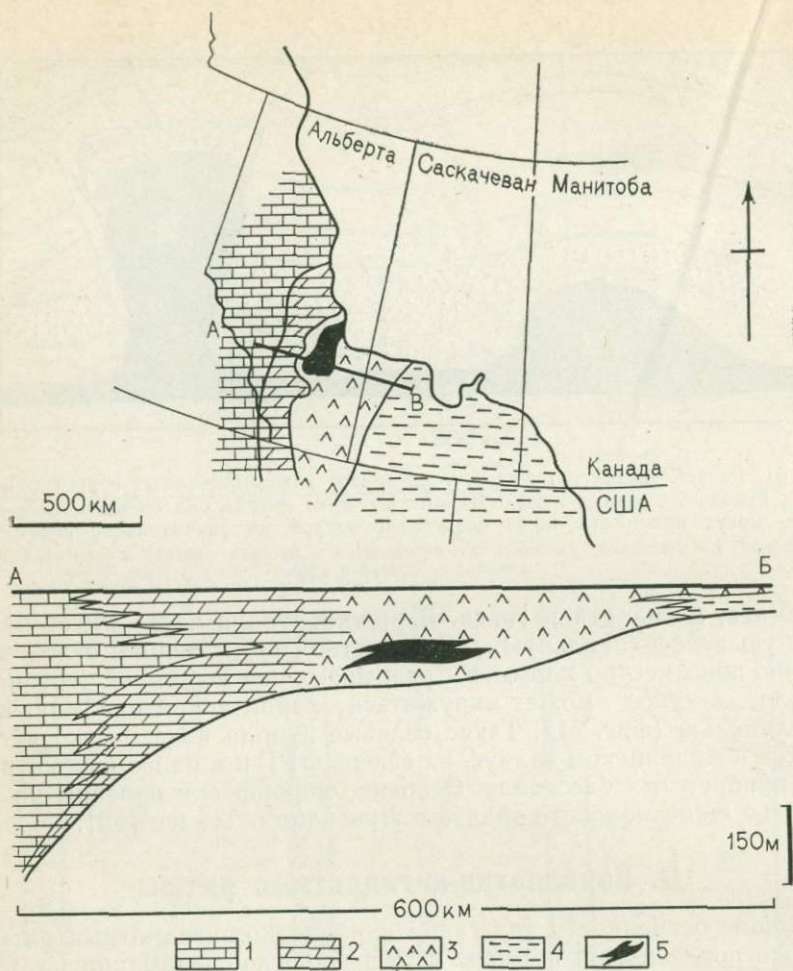


Фиг. 51. Разрез, иллюстрирующий морфологию деформационных структур и соляных куполов. Соляные купола (диапиры), хотя иногда они очень малы в диаметре, могут проникать через осадочный покров на значительное расстояние
 а — кепрок: 1 — известняк, 2 — гипс, 3 — ангидрит; б — соляная стенка; в — краевая синклиналь; г — соляной купол

доломита, ангидрита и гипса. Вершина купола часто имеет нависающую субвертикальную поверхность. Прилегающие отложения обычно повсеместно нарушены разрывами над вершиной (гребнем) купола, а купол может окружаться характерной окаймляющей синклиналью (фиг. 51). Такие солевые купола повсеместно встречаются в Аравийском заливе, на севере ФРГ и в ранее рассмотренных прибрежных бассейнах. Особенно хорошо они описаны на побережье Мексиканского залива в Луизиане и Техасе [38].

В. Карбонатно-ангидритные ритмы

Общие особенности залегания карбонатно-ангидритных ритмов хорошо показаны на примере верхнедевонской формации Стетлер на западе Канады [33]. На глубине видно, что состав верхнедевонских отложений в латеральном направлении сменяется от красноватых в Саскачеване до ангидритных и карбонатно-ангидритных в отложениях открытого моря в западной части Альберты (фиг. 52). В одной буровой скважине в пределах 50-футового (15, 24 м) интервала в верхней части формации было встречено 13 ритмических чередований карбонатных и ангидритных пород. Карбонатные члены ритмов частично представлены известняком и частично — доломитом. Близ Калгари клин морских известняков в восточном направлении заходит в эвапориты, и эти известняки Кроссфилд являются коллекторами газа на месторождении Олдс в Альберте. Ангидритные породы большей частью «плотные» по отношению к нефти и газу и, следовательно, представляют собой прекрасные «изоляционные обкладки» углеводородных коллекторов.



Фиг. 52. Карта и разрез, иллюстрирующие распространение эвапоритов и ассоциирующихся карбонатных пород в формации Стетлер (верхний девон) на северо-западе бассейна Уиллистон. По Фуллеру и Портеру [33]. Эвапоритовый депозит отделяется доломитами от известняков, отложившихся в открытом море на западе.

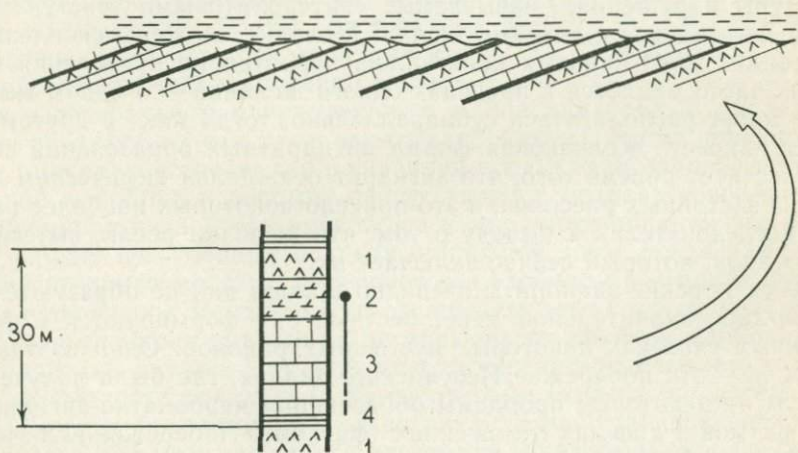
1 — известняк; 2 — доломит; 3 — ангидрит; 4 — красноцветные отложения; 5 — соль

Другим примером карбонатно-ангидритных ритмов является верхняя часть формации известняков Мэдисон на юго-востоке Саскачевана [32]. Ангидритные слои выклиниваются в западном направлении к фациям открытого моря, тогда как некоторые известняковые слои обычно выклиниваются к востоку в направлении предполагаемой береговой линии. Карбонатно-ангидритные циклы этих миссисипских отложений намного мощнее, чем циклы среднедевонской формации Стетлер: мощность некоторых циклов превышает 100 футов (30,5 м). Среди известняков преобладают оолито-

вые и илесто-пеллетовые породы, что заставляет предполагать их отложение в мелководных условиях. Некоторые известняки подверглись только ограниченной цементации и представляют собой нефтяные коллекторы, например, известняки ритма Мидейл (фиг. 53). Местами перекрывающие ангидритные породы образуют покрывки коллекторов, но геология осложняется тем, что формация известняков Мэдисон залегает ниже поверхности несогласия. Однако это не столь вредно, так как породы, залегающие выше этого несогласия, также непроницаемы для нефти и газа.

Другой хорошо описанный пример карбонатно-ангидритных ритмов — это юрская формация Араб-Дарб в прибрежном нефтяном месторождении Умм-Шайф в Персидском заливе [75]. В пределах 49-футового (15 м) интервала было встречено семь карбонатно-ангидритных ритмов. В каждом ритме известняки вверх по разрезу указывают на все более мелководную обстановку, а верхняя часть известнякового члена характеризует литоральную и сублиторальную зоны седиментации (фиг. 54). Известняки сменяются ангидритными породами без заметного перерыва, но на поверхности многих ангидритных слоев имеются ясно выраженные следы эрозии. Следовательно, каждый ритм — это карбонатно-ангидритный ритм, а не ангидритно-карбонатный. Так как каждый карбонатный слой фиксирует «обмеление кверху», причем верхняя часть отражает литоральную обстановку, то возникает проблема обстановки образования ангидрита.

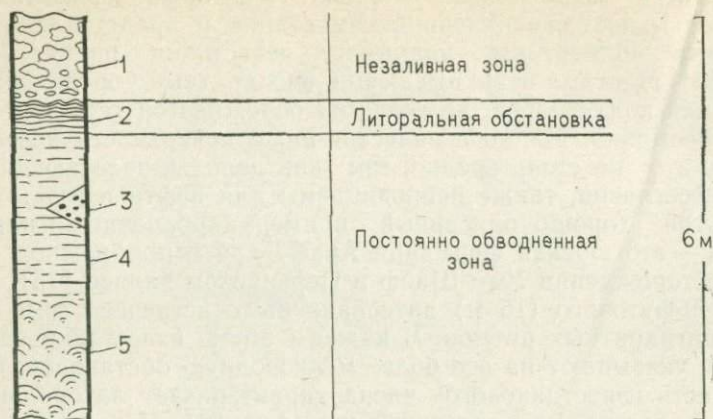
Теперь важно отметить существенные особенности ангидрита. Хотя ангидрит слагает слои, которые переслаиваются с известняками, сами ангидриты не слоистые, а обычно нодулярные. Желва-



Фиг. 53. Разрез эвапоритового ритма Мидейл миссисиппской формации Мэдисон (нижний карбон) в Саскачеване. На разрезе можно видеть, что углеводородные вещества оказались в ловушке вследствие образования мезозойской поверхности несогласия. По Фуллеру [32].

1 — ангидрит; 2 — глинистый доломит; 3 — оолитовый известняк; 4 — глинистый сланец

Эрозионная поверхность



Фиг. 54. Разрез регрессивного ритма себкхи в формации Араб-Дарб на побережье Персидского залива. По Вуду и Вольфу [75].

1 — желваковый ангидрит; 2 — водорослевый доломитовый покров; 3 — пятнистый доломит; 4 — однородный и слоистый доломит; 5 — водорослевый боундстоун и зернистый известняк

ки могут быть либо рассеяны в основной карбонатной массе, либо образовывать компактные агрегаты и разделяться только тонкими карбонатными пленками. В некоторых случаях желваки слагают слои, которые и создают впечатление, что ангидриты имеют слоистую текстуру (фиг. 55), а местами в слоях видны примечательные текстуры нарушения, называемые «энтеролитовыми текстурами» из-за их сходства с витками кишки. Желваки сложены скоплениями тонких пластинчатых кристаллов, характер распределения которых часто меняется в пределах одного желвака — в одном месте они могут располагаться субпараллельно, тогда как в другом — крест накрест. Желваковая форма ангидритных образований свидетельствует против того, что ангидрит осаждался химическим путем из застойных рассолов, и это привело некоторых наиболее ранних исследователей к выводу о том, что желваки росли, вытесняя тот осадок, который сейчас включает их.

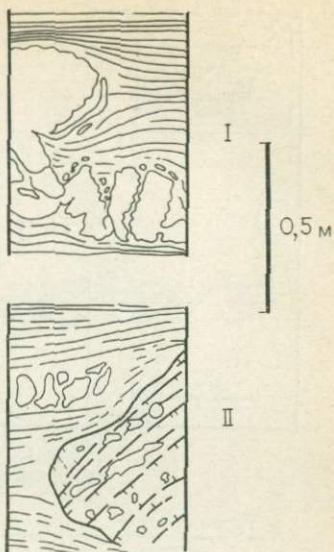
Хотя морские эвапориты очевидно в наши дни не образуются в какой-либо значительной мере, местами они формируются в прибрежных участках некоторых пустынных районов. Один из таких районов — это побережье Персидского залива, где были получены ответы на некоторые проблемы образования карбонатно-ангидритных ритмов в древних отложениях (фиг. 56). Побережье включает мелководный комплекс островов и лагун около 200 м шириной, в котором образовался весь спектр мелководных карбонатных отложений [23]. Эти отложения включают арагонитовые илы, пеллетизированные илы, оолитовые пески, скелетные пески и небольшие коралловые гнездовые рифы. Благодаря мелководью и морским

ветрам и волнам, вдоль большей части побережья развилась широкая заливная равнина. Большой частью эта равнина приподнята только на 0,6—1 м выше нормального уровня высокого прилива и местами простирается от берега на 18 км или около этого. Это совершенно плоская бесплодная пустыня и для ее описания можно использовать арабское название себкха. Однако в геоморфологическом отношении эта прибрежная себкха представляет собой просто пустынную зону, аналогичную солевым маршам районов умеренного климата.

Траншейные раскопки в себкхе вскрывают простые вертикальные последовательности от более ранних карбонатных осадков литоральной зоны до отложений приливной и незаливной зон. Эта последовательность относится к простому регрессивному циклу прибрежной седиментации. Местами современная приливная зона фиксируется широкой полосой отложений водорослевых матов — ловушек, а сходные водорослевые маты встречаются в погребенном виде на больших участках равнины себкх. Очевидно, что заливные и незаливные зоны постепенно продвигались в сторону моря, так что возраст отложений этих фаций изменяется в латеральном направлении, т. е. они диахронные (фиг. 57).

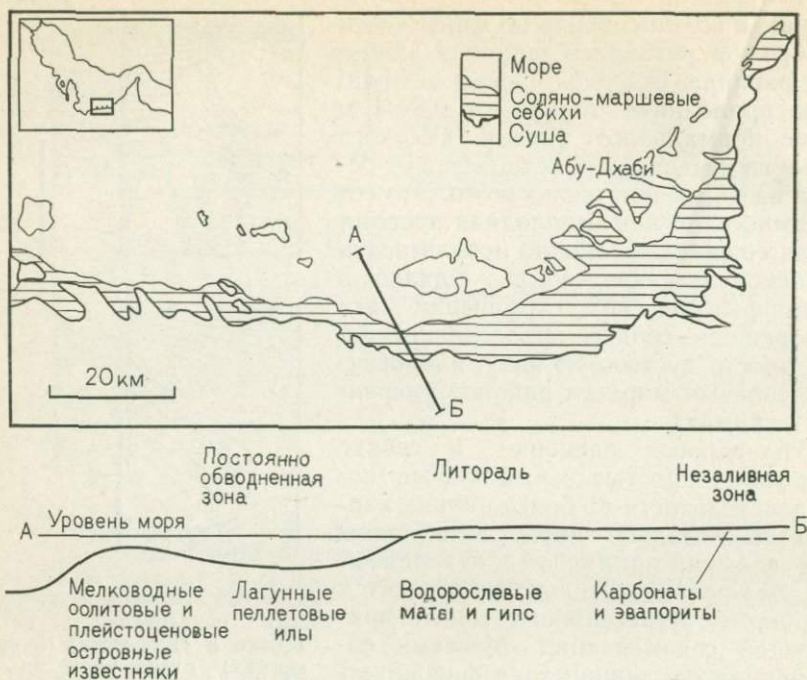
Хотя отложения в основном имеют карбонатный состав, эвапоритовые минералы встречаются в изобилии в фациях приливной и незаливной зон. Гипс и доломит присутствуют в осадках современных приливной и низкой незаливной зон и они также обнаружены в более ранних погребенных осадках приливной зоны, тогда как желваки ангидрита местами встречаются в изобилии в осадках фаций незаливной зоны. Почти во всех отношениях этот современный желваковый ангидрит сравним с ангидритом из древних карбонатно-ангидритных ритмов. Изучение этих отложений показывает, что такие особенности осадка как энтеролитовые складки представляют собой структуры роста, которые возникли из-за ограниченности пространства, так как кристаллов ангидрита образовывалось все больше и больше в слоях сросшихся желваков.

Грунтовые воды прибрежной себкхи имеют морское происхождение, и благодаря высокой температуре и аридности они становились более высоко концентрированными при капиллярном поднятии



Фиг. 55. Зарисовки ангидритных образований в ритмах себкхи в Пурбекских (верхнеюрских) отложениях на юге Англии.

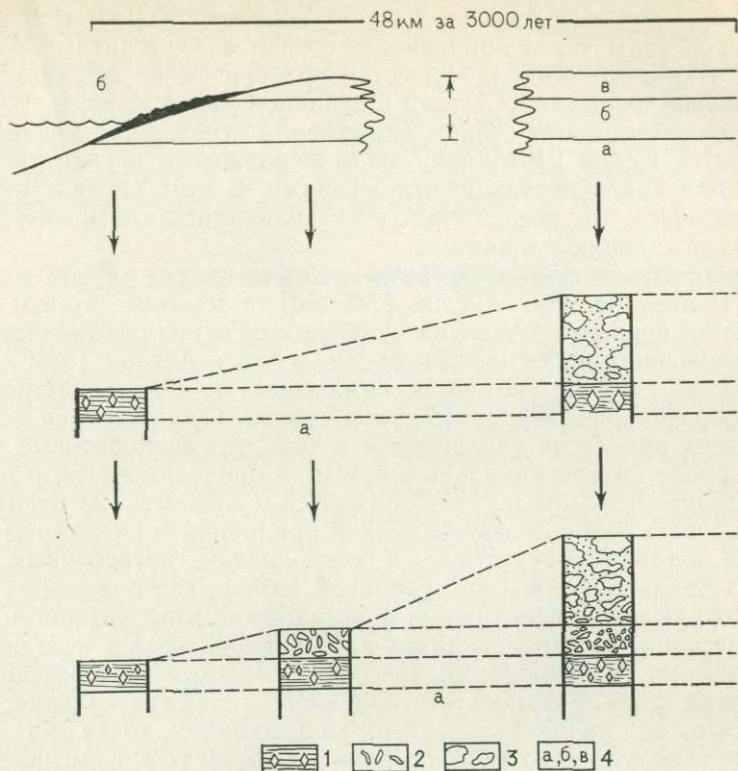
I — желваковая структура ангидрита в основном затушевана так как желваки коалесцировали и образовалась энтеролитовая структура. II — строматолитовая постройка разрушается растущими желваками ангидрита. Структуры вытеснения указывают на их вторичное диагенетическое происхождение. По Шерману [60]



Фиг. 56. Карта и разрез, иллюстрирующие распространение широкой зоны солевых маршей себхи и ассоциирующих современных отложений вдоль побережья Персидского залива

и испарении до такого уровня, что сейчас представляют собой высококонцентрированные рассолы. Вот из таких интерстициальных рассолов и выпадали эвалпоритовые минералы. До открытия этого современного образования ангидрита на побережье Персидского залива предполагалось, что желваковый ангидрит в древних карбонатно-ангидритных ритмах образовался в мелководных высокосоленых прибрежных лагунах. Однако образование ангидрита в незаливных зонах сейчас кажется более вероятным, т. е. карбонатно-ангидритные ритмы образуются в пустынной зоне карбонатно-прибрежных регрессивных циклов седиментации, в которой эвалпориты оказались в отложениях приливной и незаливной зон в результате ранних диагенетических преобразований. Вертикальное чередование ритмов и общая мощность толщи отображают диастрофический фон относительного погружения. Удобно рассматривать эти ритмы как «ритмы себхи». В сущности, ритмы себхи можно рассматривать как ритмы пустынных зон по аналогии с ритмами угольных толщ.

В некоторых участках побережья Персидского залива прибрежные себхи сменяются комплексом из континентальных дюнных песков и материковой себхи, которые в свою очередь сменяются



Фиг. 57. Схематические разрезы на побережье Персидского залива современной регрессивной последовательности осадков, перекрывааемых раннедиагенетическими эвапоритами себкхи.

1 — водорослевые маты и гипс; 2 — гипс — ангидрит; 3 — карбонатные отложения и желваковый ангидрит; 4 — карбонатные отложения постоянно обводненной зоны (а), литоральные водорослевые маты (б), карбонатные отложения незаливной зоны (в)



Фиг. 58. Схематический разрез на побережье Персидского залива, переход от аридной континентальной обстановки к обстановке открытого моря

аллювиальными конусами выноса у подножия Оманских гор (фиг. 58). Латеральный переход от континентальных отложений пустынной зоны через прибрежные себкхи с эвапоритами в отложения открытого моря по-существу подобен смене фаций в верхнедевонской формации Стетлер в западной части Канады. В некоторых древних ритмах себкхи, например, в отложениях Уиндсовиан (карбон) в Новой Шотландии, слои желвакового ангидрита перекрываются красноцветными отложениями. В этих случаях очевидно, что вслед за регрессиями устанавливались континентальные условия осадконакопления.

Карбонатно-ангидритные ритмы себкхи присутствуют в эвапоритах Пербек на юге Англии [74, 60], а мощные толщи этого типа были вскрыты буровыми скважинами в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Мидленда в Англии [52].

Уместно вкратце упомянуть химические процессы, которые ведут к образованию эвапоритов типа себкхи. Существенная особенность этих процессов заключается в том, что эвапоритовые минералы росли интерстициальным путем в пределах ранее отложенного осадка. Доломит и гипс образуются в современных отложениях этого типа в обстановках высокой приливной и низкой незаливной зон, а также присутствуют в более древних погребенных отложениях приливной зоны под равниной себкхи, где появление ангидрита отражает концентрацию в незаливной зоне интерстициальных рассолов, перемещающихся из заливной зоны в незаливную. По-видимому, концентрация рассолов — важный фактор, контролирующей формирование того или иного сульфата кальция. Гипс образуется на начальных стадиях концентрации, тогда как ангидрит не образуется до тех пор, пока не достигаются высокие концентрации. Хотя большей частью ангидрит, по-видимому, образуется как таковой, имеются находки ангидритовых псевдоморфоз по гипсу. В этих последних случаях вероятно, что гипс, сформировавшийся на ранних стадиях увеличения концентрации грунтовых вод, преобразовался в ангидрит, когда концентрация вод увеличилась.

Доломит образуется путем реакции между рассолами и вмещающими карбонатными осадками и при этой реакции высвобождаются ионы кальция. Нормальная морская вода содержит больше сульфатных ионов, чем это требуется для компенсации кальция в морской воде, так что по мере того как концентрация солей повышается при испарении, кальций будет осаждаться в виде сернокислого кальция, а избыток сульфатных ионов будет оставаться в рассоле. Этот избыток сульфата может связываться с ионами кальция, высвобождаемыми при доломитизации карбонатных осадков, и в дальнейшем происходит их обогащение сернокислым кальцием. Таким образом, посредством доломитизации генезис эвапоритов по механизму себкхи может приводить к появлению почти удвоенного количества сернокислого кальция против того, которое образовалось бы при простом испарении того же самого объема морской воды.

Залежи галита необычны для карбонатно-ангидритных эвапоритовых толщ. Однако, иногда они все же встречаются как, например, в среднедевонской формации Стетлер на западе Канады (см. фиг. 52). Такие крупные линзы галита можно было бы объяснить локальными погружениями на фоне общего поднятия равнины себкхи. Грунтовые воды, уже представленные рассолами с хлоридом натрия, вытекали бы на поверхность и образовывали бы соленые озера, в которых мог осаждаться галит.

Г. Галит-калийные эвапоритовые толщи

Галит-калийные эвапоритовые толщи по ряду аспектов отличаются от ритмических карбонатно-ангидритных толщ. Хотя они часто включают большое количество карбонатных и ангидритных пород, однако для них характерны громадные накопления галита. Обычно они представляют собой обширные залежи бассейновой формы, которые, по-видимому, накапливались в крупных частично замкнутых заливах и имели только ограниченное сообщение с открытым морем. Примеры таких накоплений можно видеть в пермских цехштейновых эвапоритах на северо-западе Европы, в среднедевонском эвапоритовом комплексе бассейна Илк-Пойнт на западе Канады, в силурийских эвапоритах Мичиганского бассейна, в пенсильванских эвапоритах бассейна Парадокс в Юте и в кембрийских эвапоритах Сибири. В общем соли распределяются в толщах ритмически в том смысле, что они от карбонатно-ангидритных пород сменяются мощными пластами галита и в некоторых случаях венчаются калийными солями. Четыре таких ритма отмечаются в цехштейновых эвапоритах в ФРГ. Наиболее примечательна для этих месторождений большая мощность галита. В Саскачеване в бассейне Илк-Пойнт мощность пласта каменной соли Прерия Галит составляет около 200 м, а в цехштейновых отложениях ФРГ мощность каменной соли достигает 500 м. Для накопления таких мощных толщ соли требовались громадные количества морской воды и большие пространства для того, чтобы вместить эти залежи. Последнее положение привело к длительному спору о том — образовались ли залежи галита в глубоких бассейнах, выполненных рассолом, или в мелких соленых водоемах при их постепенном погружении.

В этих мощных галитовых толщах наиболее обычная порода представлена так называемой «слоистой галитовой породой» («слоистой каменной солью»). Она сложена чередующимися слоями галита толщиной 2—10 см, разделенными 1-мм прослойками ангидрита или ангидрита и доломита иногда с примесью органического вещества. Некоторые геологи объясняли эти ритмические чередования ангидрита и галита годовыми циклами испарения. Немецкие геологи такие циклы называют «годовыми кольцами». На этом основании было подсчитано, что 200-метровая толща каменной соли Прерия Галит Саскачевана отложилась за 4000 лет, а 500-мет-

ровая толща каменной соли в цехштейне — за 10 000 лет. Концепция «годовых колец» ставит под сомнение механизм образования в мелководных условиях, так как для накопления солей наблюдаемых мощностей требовалось бы непрерывное погружение дна бассейна со скоростью 5 см в год. Такая скорость погружения представляется слишком высокой на фоне тех, которые можно было бы ожидать в любой тектонической или диастрофичной обстановке, и поэтому необходимо предполагать, что бассейн накопления изначально был глубоким. Однако следует помнить о том, что обоснованность гипотезы глубокого бассейна зависит в основном от достоверности концепции «годовых колец».

Очень мало работ было проведено по изучению петрологии отложений каменной соли, однако хорошее описание дано для слоистых галитовых пород Прерия Галит [71]. Каждый галитовый слой сложен смесью галитовых кристаллов двух типов. Некоторые кристаллы содержат обильные тончайшие включения рассола; эти включения распределены по плоскостям, параллельным граням куба, и придают кристаллам зональный облик. В шлифах под микроскопом видно, что зональные кристаллы вытянуты кверху, а зоны выглядят как шевроны с их вершинами, направленными кверху. Этот тип строения кристаллов указывает на их конкурирующий совместный рост кверху от субстрата, а обилие включений рассола заставляет предполагать наличие временных стадий быстрого роста. Другой тип кристаллов галита представлен чистыми и лишенными включений разновидностями, а пространственные взаимоотношения между кристаллами этих двух типов заставляют предполагать, что чистый галит замещал галит с включениями. Слоистая галитовая порода, включающая слои галита толщиной 2—10 см, которые разделяются тонкими прослойками гипса, образуется и в настоящее время, или была образована в недавнем геологическом прошлом в соленых озерах на прибрежных соленых равнинах в верхней части Калифорнийского залива в Мексике. Эти отложения, конечно, имеют малую мощность — редко более 25 см. Галитовые слои сложены зональными кристаллами, которые распределены так же, как и в слоях Прерия Галит, но эти породы загадочны в том, что они испещрены небольшими трубками растворения. Соленые равнины часто высыхают, и когда они периодически затопляются морем, просачивающаяся вода растворяет галитовую породу и образуются трубки.

Корродирование кристаллов зонального галита вдоль трубок напоминает характер замещения зонального галита чистым галитом в слоистой каменной соли Прерия Галит. Действительно, если бы трубки растворения в современных отложениях могли бы заполниться чистым галитом, то современная и древняя породы были бы идентичными. Если явное замещение зонального галита чистым галитом в слоях Прерия Галит отражает образование трубок путем растворения и последующего выполнения более поздней генерацией чистого галита, то это свидетельствовало бы против глубоководного отложения соли, так как трудно понять, каким образом

могли возникнуть трубки на глубине под застойным рассолом. Другой факт, который вытекает из наблюдения современных образований в Мексике, заключается в том, что слои не являются годовыми и, вероятно, образуются за более длительные промежутки времени. Таким образом, обстановку отложения солей, подобных 2-метровой толще отложений Прерия Галит, можно интерпретировать совершенно по-разному — с одной стороны как бассейн, заполненный рассолом глубиной около 200 м с быстрым отложением солей, с другой — медленное накопление в мелком бассейне на фоне его слабого погружения.

Калийные соли (если они присутствуют) обычно встречаются в верхней части главных галитовых эвапоритовых толщ, как, например, в среднедевонской толще бассейна Илк-Пойнт в Канаде. В цехштейне на северо-западе Европы калийные соли залегают в верхних частях главных эвапоритовых ритмов. На первый взгляд кажется, что калийные соли осаждались из остаточных рассолов озера, оставшихся после осаждения галита. Однако проблемы образования этих залежей не так просты, и одна из них заключается в том, что общий химический состав залежей, судя по минеральному составу, не соответствует тому, который получился бы путем простого испарения морской воды.

Теоретически при непосредственном испарении морской воды осаждение галита должно было бы сменяться сначала осаждением эпсомита ($MgSO_4 \cdot nH_2O$), затем сильвина (KCl) и в конце — бишофита ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$). В большинстве месторождений эпсомит или его минералогический эквивалент только слабо развиты или отсутствуют, а бишофит также обычно отсутствует. Можно допустить, что бишофит настолько высоко растворим, что его устойчивость маловероятна даже в условиях его осаждения, однако требуется объяснить недостаток магния и сульфата. Среднедевонские калийные месторождения Саскачевана интересны в том отношении, что они сложены исключительно сильвином (KCl) и карналлитом ($KMgCl_3 \cdot nH_2O$). Здесь не только отсутствуют сульфаты, но и содержание магния намного меньше того, которое следовало бы из расчетов. Очевидно, рассолы подвергались переработке и их химизм видоизменялся еще на самой ранней стадии существования. Отсутствие сульфатных ионов можно было бы объяснить деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, но таким путем нельзя объяснить одновременный дефицит сульфата и магния.

Сейчас интересно вернуться обратно к тем реакциям, которые участвуют в образовании современных эвапоритов себкх на побережье Персидского залива. Напомним, что доломитизация карбонатных осадков высвобождает ионы кальция и они способствуют осаждению большего количества сернокислого кальция, чем могло его образоваться при простом испарении морской воды. В результате этого рассола себкхи лишаются сульфата и обедняются магнием. Рассолы такого состава могли бы генерировать сокращенную ассоциацию минералов, находимую в калийных зонах девонских отложений Саскачевана.

Среднедевонские эвапориты бассейна Илк-Пойнт отделяются от известняков открытого моря Маккензи и глинисто-сланцевого бассейна, расположенного севернее, известково-доломитовым комплексом Пресквилль. Спорный вопрос заключается в том, представляли ли отложения формации Пресквилль физический барьер, т. е. переливаемую дамбу с глубоководным эвапоритовым бассейном за ней, или этот карбонатный комплекс строился в виде мелководных банок *pari passu* с одновременным накоплением эвапоритов на мелководье. Какая бы из альтернатив ни принималась, морская вода, которая вливалась в эвапоритовый бассейн Илк-Пойнт, должна была пройти через барьер Пресквилль. Формация Пресквилль сложена преимущественно доломитами, причем за ее пределами развит комплекс доломитов и ангидритов, который в свою очередь сменяется в основном галитом. Следует рассмотреть возможность того, что химический состав морской воды изменялся при доломитизации и ассоциирующего осаждения сульфата по мере прохождения ее через барьер. Как следствие, рассолы, которые проникали в отдаленные от центра участки бассейна, могли бы осаждать галит и наблюдаемую калийную ассоциацию сильвина и карналлита.

Некоторые калийные месторождения очевидно образовались в высоко соленых озерах из остаточных рассолов, которые оставались после фактического испарения эвапоритового «бассейна». В других случаях эти озера возможно образовывались после полного испарения путем притока интерстициальных рассолов в тектонические депрессии. Однако в некоторых калийных месторождениях кристаллические структуры указывают не на первичное осаждение из рассолов, а на диагенетические замещения, как, например, в пермских калийных месторождениях Техаса и Нью-Мехико и цехштейна на северо-востоке Англии. Эти данные заставляют предполагать, что калийные минералы возникли путем реакции между интерстициальными калийными и магниевыми хлоридными рассолами и ранее образованными минералами.

Д. Практическое значение эвапоритов

Три аспекта определяют большое практическое значение эвапоритовых минералов. Во-первых, они сами по себе представляют ценное сырье, во-вторых, они тесно связаны с генезисом и локализацией углеводородов и, наконец, имеется много данных о том, что рассолы, связанные с эвапоритами, играют важную роль в генезисе руд некоторых металлов. Сейчас мы и рассмотрим эти три аспекта.

Эвапориты представляют ценнейшее природное сырье. Они удовлетворяют значительную часть мировой потребности в редкоземельных элементах, подавляющую — в натрии и калии, в галогенах, в основном — в хлоре, бrome и сере. Поэтому химические

промышленные комплексы обычно располагаются поблизости от месторождений эвапоритов.

Эвапориты играют важную роль при поисках нефти и природного газа по трем причинам — они могут быть источником углеводородов, образовывать структурные ловушки и служить непроницаемыми обкладками [10]. Условия, благоприятствующие генезису эвапоритов, неблагоприятны для биологического разложения. В бассейне с рассолом на его самых больших глубинах органическое вещество может сохраняться на дне и переслаиваться с эвапоритами, так как условия здесь неприемлемы для жизни бактерий. Подобным образом в обстановке себкхи водорослевые слои захороняются в переслаивании с эвапоритами и карбонатами. Поэтому прослойки органического вещества — обычный компонент эвапоритов (будут ли они бассейнового генезиса или типа себкхи), и имеется много данных о том, что эвапориты часто являются источниками углеводородов.

Во-вторых, как уже отмечалось ранее, пластические свойства эвапоритов обуславливают создание структурных элементов даже в участках, не характеризующихся тектонической деятельностью. Солевые купола вмещают ряд потенциальных ловушек углеводородов, как в купольных антиклиналях над кепроками, так и на крыльях, смещенных разломами (с. 345).

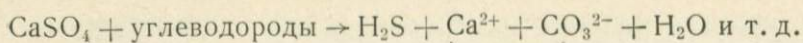
Наконец, эвапориты представляют интерес для геологов-нефтяников, потому что они могут служить идеальными непроницаемыми обкладками для коллекторов, так как при максимальной пластичности они имеют минимальную проницаемость. Так, эвапориты изолируют рифовые коллекторы, как, например, в бассейне Уиллистон, и представляют непроницаемые покрышки для газовых коллекторов в песчаниках красного лежня в Северном море.

Уже отмечалось, что типичный эвапоритовый бассейн окаймляется рифовыми известняками и что они часто включают нефть, которая вероятно генерировалась из эвапоритов и была изолирована последними.

Во многих случаях рифы также включают сероводород (H_2S) и особый тип минеральных месторождений. Эти месторождения представлены телетермальными (низкотемпературными) залежами сульфидных руд свинца (галенит PbS) и цинка (сфалерит ZnS). Ассоциирующие минералы включают флюорит (CaF_2), барит ($BaSO_4$), доломит и кристаллический кальцит.

Эти минералы встречаются в виде рудных тел, имеющих форму крупнокристаллического роллоподобного фронта в толще известняков. Классический пример этого типа рудных залежей можно видеть на месторождении долины Миссисипи, и они иногда называются в общем как руды миссисипского типа (см. с. 357).

Имеется много данных, заставляющих предполагать, что сера сероводорода и сульфидов металлов поставлялась при реакции между ангидритом и углеводородами. В наиболее простом виде эту реакцию можно изобразить так:



Известно, что эта реакция осуществляется с помощью сульфат-редуцирующих бактерий, но есть основания полагать, что она может протекать и в стерильной среде в отсутствие бактерий [19]. В последнем случае эта реакция была бы экзотермической и могла бы приводить к возникновению высокотемпературных кристаллических построек, наблюдаемых в рудах и жильных минералах. Отсюда мы имеем внешнее сходство этих залежей с гидротермальными жилами. Значение этого механизма образования руд рассматривается на с. 356.

В заключение отметим, что эвапориты — это весьма важная группа пород. Их генезис еще во многом спорен, особенно в отношении их кристаллического роста на поверхности раздела осадок/вода и степени замещения карбонатов в течение диагенеза незаливных отложений себкхи, пропитанных рассолом.

Независимо от их генезиса, эвапориты представляют огромный практический интерес как минеральное сырье и в связи с их тесной ассоциацией с углеводородами и сульфидными рудами.

Список литературы

1. Anon (1971). Massive Danian limestone key to Ekofisk success. Wld Oil May 1971, 51—52.
2. Bathurst R. G. C. (1971). „Carbonate Sediments and Their Diagenesis“ Elsevier, Amsterdam. 620 pp.
3. Baturin G. N. (1970). Recent authigenic phosphorite formation on the southwest African shelf. In „The Geology of the East Atlantic Continental Margin“ 1: General and economic papers, 90—97. Inst. geol. Sci. Rep. 70/13.
4. Black M. (1953). The constitution of the chalk. Proc. geol. Soc. No. 1491, pp. LXXXI—LXXXVI.
5. Borchert H. and Muir R. O. (1964). „Salt Deposits — the Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites“ Van Nostrand Reinhold, London. 338 pp.
6. Bromley R. G. (1967). Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in chalk hardgrounds. Q. Jl geol. Soc. Lond 123, 159—182.
7. Brunstrom R. G. W. and Walmsley P. J. (1969). Permian evaporites in North Sea basin. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 53, 870—883.
8. Bubenicek L. (1971). Geologie due Gisement de Fer de Lorraine. Bull. Cent. Rech. Pau. 5, 223—320.
9. Buschinski G. I. (1964). Shallow—water origin of phosphorite evaporites. In „Deltaic and Shallow Marine Sediments“ (L. M. J. U. Van Straaten, Ed.), 62—70. Elsevier, Amsterdam.
10. Buzzalini A. D., Adler F. J. and Jodry R. L. (Eds) (1969). Evaporites and petroleum. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 53, 775—1011.
11. Campbell C. V. (1962). Deposition environments of Phosphoria Formation (Permian) in southeastern Bighorn basin, Wyoming. Bull. Am. Ass., Petrol. Geol. 46, 478—503.
12. Chiltngar G. V. and Terry R. D. (1964). Relationship between porosity and chemical composition of carbonate rocks. Petrol. Engr. B—54, 341—2.
13. Chiltngar G. V., Bissell H. J. and Fairbridge R. W. (1967a). „Carbonate Rocks“ (2 Vols). Elsevier, Amsterdam. 471 and 413 pp.

14. *Chilingar G. V., Bissell H. J. and Wolf K. H. (1967b)*. Diagenesis of carbonate rocks. In „Diagenesis in Sediments“ (G. Larsen and G. V. Chilingar, Eds), 197—322. Elsevier, Amsterdam.
15. *Chilingar G. V., Mannon R. W. and Rieke H. (1972)*. „Oil and Gas Production from Carbonate Rocks“ Elsevier, Amsterdam. 408 pp.
16. *Choquette P. W. and Pray L. C. (1970)*. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 54, 207—250.
17. *Dunham R. J. (1962)*. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In „Classification of Carbonate Rocks—a Symposium“ (W. E. Ham, Ed.), 108—121. *Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.*
18. *Dunham R. J. (1969)*. Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. In „Depositional Environments in Carbonate Rocks“ (G. M. Friedman, Ed.), 182—191. *Spec. Publs Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, No. 14.*
19. *Dunsmore H. E. (1973)*. Diagenetic processes of lead—zinc emplacement in carbonates. *Trans. Instn. Min. Metall. Sect. B, 82, B168—173.*
20. *Ernst W. G. and Calvert S. E. (1969)*. An experimental study of the recrystallization of porcellanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. *Am. J. Sci.* 267—A, 114—133.
21. *Evamy B. D. and Shearman D. J. (1965)*. The developments of overgrowths on echinoderm fragments in limestones. *Sedimentology* 5, 211—233.
22. *Evamy B. D. and Shearman D. J. (1969)*. Early stages in development of overgrowths on echinoderm fragments in limestones. *Sedimentology* 12, 317—322.
23. *Evans G. E., Schmidt V., Bush P. and Nelson H. (1969)*. Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. *Sedimentology* 12, 145—159.
24. *Fairbridge R. W. (1967)*. Phases of diagenesis and authigenesis. In „Diagenesis in Sediments“ (G. Larsen, and G. V. Chilingar, Eds), 19—89. Elsevier, Amsterdam.
25. *Falls D. L. and Textoris D. A. (1972)*. Size, grain type and mineralogical relationships in Recent marine calcareous beach sands. *Sedimentary Geol.* 7, 89—102.
26. *Fleming R. H. (1957)*. General features of the oceans. In „Treatise on Marine Ecology and Paleocology“ 1: Ecology. (J. W. Hedgpeth, Ed.) 87—108. *Mem. geol. Soc. Am. No. 67.*
27. *Folk R. D. (1962)*. Spectral subdivision of limestone types. In „Classification of Carbonate Rocks — a Symposium“ (W. E. Ham, Ed.) 62—84. *Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.*
28. *Folk R. L. (1965)*. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In „Dolomitization and Limestone Diagenesis“ (L. C. Pray and R. C. Murray, Eds), 14—48. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 13.*
29. *Folk R. L. (1973)*. Evidence for peritidal deposition of the Devonian Caballos Novaculite, Marathon, Texas. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 702—725.
30. *Forsman J. P. and Hunt J. M. (1958)*. Kerogen in sedimentary rocks. In „The Habitat of Oil“ (L. G. Weeks, Ed.), 747—778. *Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.*
31. *Friedman G. M. (1964)*. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *J. sedim. Petrol.* 34, 777—813.
32. *Fuller J. G. C. (1956)*. Mississippian rocks and oil fields in southeastern Saskatchewan. *Sask. Dept. Min. Res.* 19, 72 pp.
33. *Fuller J. G. C. M. and Porter J. W. (1969)*. Evaporite formations with petroleum reservoirs in Devonian and Mississippian of Alberta, Saskatchewan and North Dakota. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 909—926.
34. *Goodwin A. M. (1973)*. Plate tectonics and evolution of Pre—Cambrian crust. In „Implications of Continental Drift to the Earth Sciences“ (D. H. Tarling and S. K. Runcorn, Eds), Vol. 2, 1047—1067. *Academic Press, London and New York.*
35. *Goudarzi G. H. (1971)*. Geology of the Shatti Valley area iron deposit. In „The Geology of Libya“ (C. Grey, Ed.), 491—500. *Tripoli, University of Libya.*

36. Gross G. A. (1972). Primary features in cherty iron—formations. *Sedimentary Geol.* 7, 241—262.
37. Grunau H. R. (1965). Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. *Eclog. geol. Helv.* 58, 157—208.
38. Halbouty M. T. (1967). „Salt domes—Gulf region, United States and Mexico“ Gulf Publishing Co. 425 pp.
39. Hallam A. (1963). Observations on the palaeoecology and ammonite sequences of the Frodingham Ironstone (Lower Jurassic) *Palaeontology* 6, 554—574.
40. Ham W. E. (Ed.) (1962). „Classification of Carbonate Rocks—a Symposium“ Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa. 279 pp.
41. Ham W. E. and Pray L. C. (1962). Modern concepts and classifications of carbonate rocks. In „Classification of Carbonate Rocks“ (W. E. Ham, Ed.). Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. No. 1, 279 pp.
42. Hilt C. (1873). Die Beziehung zwischen der Zusammensetzung und der technischen Eigenschaften der Steinkohlen. *Z. Ver. dt. Ing.* 17, 194—202.
43. Holland H. D. (1972). The geologic history of seawater—an attempt to solve the problem. *Geochim. cosmochim. Acta*, 36, 637—652.
44. Hoskin C. M. (1966). Coral pinnacle cementation, Alacran Reef lagoon, Mexico. *J. sedim. Petrol.* 36, 1058—1074.
45. Hoskin C. M. (1971). Size modes in biogenic carbonate sediment, southeastern Alaska. *J. sedim. Petrol.* 41, 1026—1037.
46. Jefferies R. (1963). The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* subzone (Turonian) in the Anglo—Paris Basin. *Proc. Geol. Ass.* 74, 1—34.
47. Khvorova I. V. (1968). Geosynclinal siliceous rocks and some problems of their origin. Rep. 23rd int. Geol. Cong., Prague. Sect. 8, 105—112.
48. Kirkland D. W. and Evans R. (1973). „Marine evaporites: Origins, Diagenesis and Geochemistry“ Benchmark paper in geology. Dowden, Hutchinson and Ross, and Stroudsburg, Pennsylvania. 426 pp.
49. Langres G. L., Robertson J. O. and Chilingar G. V. (1972). „Secondary Recovery and Carbonate Reservoirs“ Elsevier, Amsterdam. 250 pp.
50. Larsen G. and Chilingar G. V. (1967). „Diagenesis in Sediments“ Elsevier, Amsterdam. 551 pp.
51. Leighton M. W. and Pendexter G. (1962). Carbonate rock types. In „Classification of Carbonate Rocks“ (W. E. Ham, Ed.) 33—61. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. No. 1.
52. Llewellyn P. G., Backhouse J. and Hoskin I. R. (1969). Lower—Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Carboniferous Limestone, Leicestershire. *Proc. geol. Soc.* No. 1655, 85—92.
53. 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. University of Chicago Press, Chicago.
54. McKee E. D. and Gutschick, R. C. (1969). History of Redwall Limestone of Northern Arizona. No. 114. Mem. Geol. Soc. Am. 726 pp.
55. McKelvey V. E. (1967). Phosphate deposits. *Bull. U. S. geol. Surv.* 1252—D. 21 pp.
56. Murray R. C. (1960). Origin of porosity in carbonate rocks. *J. sedim. Petrol.* 30, 59—84.
57. Parker R. J. and Siesser W. G. (1972). Petrology and origin of some phosphorites from the Southern African continental margin. *J. sedim. Petrol.* 42, 434—440.
58. Patijn R. J. H. (1964). Die Entstehung von Erdgas—Erdöl und Kohle. *Erdgas und Petrochemie* 17, 2—9.
59. Peterson M. N. A. and Von der Borch C. C. (1965). Chert: modern inorganic deposition in a carbonate—precipitating locality. *Science*, N. Y. 149, 1501—1503.
60. Shearman D. J. (1966). Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Instn. Min. Metall. Ser. B*, 75, 208—215.

61. *Sherman D. J., Khouri J. and Taha S.* (1961). On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. *Proc. Geol. Ass.* 72, 1—12.

62. *Sloss L. L.* (1969). Evaporite deposition from layered solutions. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 776—789.

63. *Stopes M. C.* (1919). On the four visible ingredients in banded bituminous coal. *Proc. R. Soc. B*, 90, 69—87.

64. *Taylor J. H.* (1949). In „Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation“, *Mem. Geol. Surv. Great Britain*. 111 pp.

65. *Terry C. E. and Williams J. J.* (1969). The Idris „A“ Bioherm and oil-field, Sirte basin, Libya—its commercial development, regional Paleocene geologic setting and stratigraphy. In „The Exploration for Petroleum in Europe and North Africa“ (P. Hepple, Ed.), 31—48. *Inst. Petrol. London*.

66. *Tooms J. S., Summerhayes C. P. and McMaster R. L.* (1971). Marine geological studies on the north—west African margin: Rabat—Dakar. In „The Geology of the East Atlantic Continental Margin“ Vol. 4: Africa, 11—25. *Inst. geol. Sci. Rept.* 70/16.

67. *Trendall A. F.* (1968). Three great basins of PreCambrian banded iron formation deposition: a systematic comparison. *Bull. geol. Soc. Amer.* 79, 1527—1544.

68. *Unesco* (1973). In „Genesis of PreCambrian Iron and Manganese Deposits“.

Proc. Kiev. Symposium 1970. 382 p.

69. *Usiglio J.* (1849). Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les Cotes de France. *Annls Chim. Phys.* 27, 92—107.

70. *Van't Hoff J. H. and Weigert F.* (1901). Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der oceanischen Salzablagerungen, insbesondere des Stassfurter Salzlagers. *Sber. preuss Akad. Wiss.* 23, 1140—1148.

71. *Wardlaw N. C. and Schwerdtner W. M.* (1969). Halite—anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada. *Bull. geol. Soc. Am.* 77, 331—342.

72. *Wells A. J. and Illing L. V.* (1964). Present day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. In „Deltaic and Shallow Marine Deposits“ (L. M. J. U. Van Straaten, Ed.), 429—435. Elsevier, Amsterdam.

73. *Wenk E.* (1949). Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem. *Experimentia* 6, 226—232.

74. *West I.* (1964). Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck beds of Dorset. *Proc. Yorks. geol. Soc.* 34, 316—330.

75. *Wood G. V. and Wolfe M. J.* (1969). Sabkha cycles in Arab/Darb formation of the Trucial Coast of Arabia. *Sedimentology* 12, 165—191.

1. ВВЕДЕНИЕ

Транспортировка и отложение осадочного материала подчиняются законам физики. Поведение твердых зерен во флюидах широко изучалось физиками и инженерами разных специальностей. Многие из этих работ вошли как составная часть в руководства по гидравлике и динамике флюидов [18, 38, 51]. Описание физических процессов седиментации в приложении к геологии было дано Бегнолдом [5] и Алленом [1].

Эта глава знакомит с некоторыми фундаментальными концепциями седиментации для того, чтобы были понятны строение и текстуры осадков, образуемых при процессах седиментации.

Седиментация буквально означает осаждение твердого вещества в жидкости. Однако геолог под осадочными процессами обычно понимает как транспортировку, так и отложение осадка. К этим процессам относятся работа воды, ветра, льда и гравитация.

Сначала рассмотрим физику поведения зернистых твердых веществ в жидкости, а затем перенос и осаждение осадка с помощью четырех указанных агентов.

Вещество существует в трех фазах: твердой, жидкой и газообразной. Физик рассматривает газы и жидкости совместно как флюиды на том основании, что в них, в противоположность твердым веществам, отсутствует сопротивление сдвигу. Зернистые твердые вещества в жидкости и газах ведут себя почти одинаково. Сходство слоистых тел и структур у осадков, отложенных как ветром, так и водой, представляет собой коренную проблему диагностики этих образований среди осадочных пород.

Для начала рассмотрим поведение осадочной частицы, перемещающейся во флюиде. Физическое состояние частицы описывается уравнением Рейнольдса, из которого выводится безразмерный коэффициент — число Рейнольдса:

$$Re = \frac{Udp}{\mu},$$

где Re — число Рейнольдса, U — скорость частицы, d — диаметр частицы, p — плотность частицы и μ — вязкость флюида.

В данной ситуации число Рейнольдса может быть использовано для различия двух разных типов поведения флюида у границы с твердым телом — будь то сфера или ограниченная поверхность, такая, как труба или стенка канала.

При низких числах Рейнольдса поток флюида — ламинарный; флюид течет параллельно поверхности стенок; при высоких числах Рейнольдса — поток турбулентный, генерирующий вихри и водово-

роты (фиг. 59). Для потока в трубе критическое число Рейнольдса, разделяющее ламинарный и турбулентный потоки, составляет около 2000. Для частицы во флюиде критическое число составляет около 1. Закон Стокса, описывающий осаждение частицы (рассмотренный на с. 18), выводится из уравнения Рейнольдса.

Второй важный коэффициент динамики флюидов — это число Фруда. Оно представляет собой по существу отношение между силой, требуемой для остановки движущейся частицы, и силой гравитации, т. е. отношение между силой инерции и ускорением, обусловленным гравитацией. Следовательно:

$$F = \frac{U}{\sqrt{gL}},$$

где U — скорость частицы, L — сила инерции, т. е. длина пути, проходящего частицей до ее остановки, и g — ускорение, обусловленное гравитацией.

Для потока в открытых каналах число Фруда имеет такое выражение:

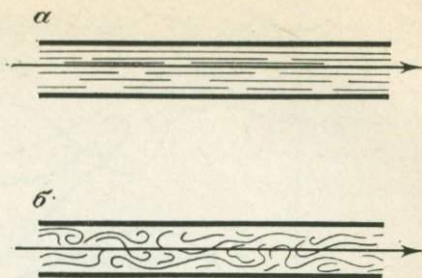
$$F = \frac{U}{\sqrt{gD}},$$

где D — глубина канала, а U — средняя скорость потока.

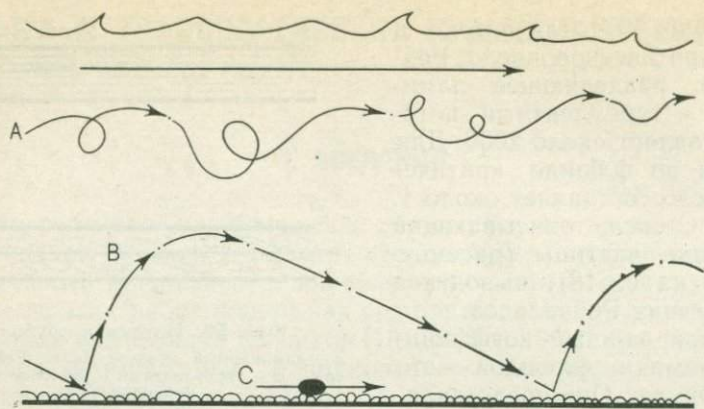
Число Фруда, равное 1, разделяет поток флюида в открытых каналах на два четко различающихся типа. Каждый режим потока генерирует специфические слоистые отложения и осадочные текстуры. Они будут детально описаны в разделе, посвященном седиментации путем водного волочения.

Теперь рассмотрим механику движения частицы. В сущности, зерно может двигаться через флюид (жидкость или газ) тремя различными способами: перекачиванием, подскакиванием и во взвешенном состоянии (фиг. 60).

В какой-либо данной ситуации наиболее тяжелые частицы никогда не поднимаются со дна. Они остаются в контакте с подобными им частицами и перекачиваются в направлении потока. При той же самой скорости более легкие частицы подскакивают в направлении потока по траектории с крутой восходящей ветвью и пологой падающей ветвью. Этот процесс известен в научном мире как сальтация. При той же скорости самые легкие частицы переносятся потоком в суспензии. Они во флюиде переносятся в блуждающем состоянии, но по существу никогда не касаются дна или основания потока.



Фиг. 59. Поток в трубах:
 а — ламинарный (низкое число Рейнольдса), б — турбулентный (высокое число Рейнольдса)



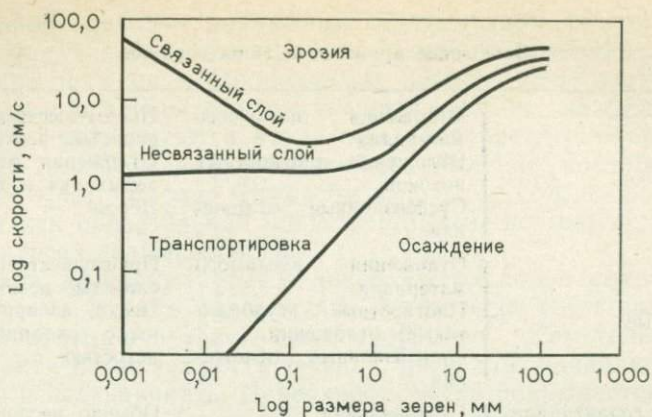
Фиг. 60. Механика движения частиц. А — в виде суспензии, В — отскакивание, сальтация (прыгание), С — перекатывание; стрелка — направление потока

Поэтому в такой обстановке, как русло реки, гальки будут перекатываться по дну, песчинки будут прыгать, а алевритовые и глинистые частицы будут переноситься в суспензии. Песчинки и гальки в общем рассматриваются как влекомый материал или твердый сток русла. Алевритовые и глинистые частицы носят не обязательное название «взвеси» и относятся к суспендированному стоку.

Существенное значение имеет критическая скорость потока, необходимая для того, чтобы частица пришла в движение. Эта критическая скорость потока для какой-либо частицы есть функция переменных величин, входящих в уравнения Фруда и Рейнольдса. Был выполнен ряд экспериментальных и теоретических исследований для определения критической скорости потока для осадка с различным размером частиц, особенно Шилдсом [69] и Хьюлстромом [78]. Наиболее известны работы последнего автора (фиг. 61).

Как можно ожидать, критическая скорость потока флюида будет возрастать с увеличением размера зерна. Исключение из этого правила представляют связанные глинистые осадки на дне. Так как эти осадки оказывают очень слабое сопротивление потоку, то требуются значительно более высокие скорости течения, чтобы поток был способен их размывать. Это аномальное поведение частиц, называемое эффектом Хьюлстрома, обуславливает сохранение тончайших глинистых прослоек в отложениях приливной зоны.

Теперь рассмотрим с геологической точки зрения типы осадков, которые образуются из потоков флюида разного вида как в жидком, так и газовом состояниях, т. е. в воде и в воздухе. Можно выделить три типа осадков — отложения влекомого материала, отложения плотных потоков и суспензионные осадки. Транспортировка влекомого материала состоит главным образом в перекатывании и отскакивании частиц твердого стока. Строение и текстуры осадков, отложенных таким потоком, отражают именно этот способ



Фиг. 61. График Хьюлстрома, показывающий критические величины скоростей потока при эродировании, транспортировке и отложении осадков с различной крупностью зерен. По Сандборгу [78]

транспортировки. Обычно они представлены косослоистыми песками. Перемещение влекомого материала в потоках может генерироваться гравитацией (например, в реках), ветром или действием морских приливов. Пустынные песчаные дюны также представляют собой отложения влекомого материала.

Напротив, отложения плотных потоков представляют собой комбинацию влекомого материала и суспензии. Соответственно они отличаются от предыдущих осадков влекомого материала по строению и текстуре. Обычно они сложены смесью песка, алеврита и глины, в которой отсутствует косая слоистость, но имеется типичная градационная. Плотные потоки возникают вследствие различий в плотностях флюидов, как жидкостей, так и газов. Это явление может возникать из-за термального расслоения, или из-за различий в солёности, или из-за турбидитности в жидкостях. В результате более плотный флюид течет под действием силы гравитации ниже менее плотного флюида и пересекает осадочный покров. В геологическом отношении наиболее важные плотные потоки — это турбидитовые потоки, преимущественно подводные явления. Золотые мутовые потоки — это горячие пылевые тучи и некоторые типы высокоскоростных лавин и грязевых потоков. Однако подобные явления встречаются редко, и отложения этого типа не занимают значительных объемов. Фундаментальное разделение многих осадков на косослоистые отложения потоков и градационные турбидитовые отложения было сделано Бейли в 1930 г.

Третья группа осадочных отложений представлена такими осадками, которые выпадают из суспензий. К ним относятся тонкозернистые алевриты и глины — это лёссы, отложенные ветром, и пелагические детритовые или нефелоидные илы океанических бассейнов.

Осадочные процессы и типы осадков

Субаэральные	{ <ul style="list-style-type: none"> Отложения влекомого материала Отложения плотностных потоков Суспензионные отложения 	Преимущественно косо-слоистые пески Отложения горячих пылевых туч и т. д. Лёссы
Субаквальные	{ <ul style="list-style-type: none"> Отложения влекомого материала Плотностные (турбидитовые) отложения Суспензионные отложения 	Преимущественно косо-слоистые пески Пески, алевриты и глины с градационной слоистостью
Массовая гравитационная транспортировка Ледниковая транспортировка	{ <ul style="list-style-type: none"> Субаэральная Субаквальная 	Обычно неслоистые плохо сортированные отложения из разноразмерных частиц — от валунов до глинистых (диамиктиты)

Четвертая, главная группа осадков представлена диамиктитами [26]. Это породы с очень плохой сортировкой, состоящие из частиц всех размеров — от валунов до частиц глинистой фракции. Диамиктиты образуются при ледниковых процессах, а также из грязевых потоков, как субаэральных, так и субаквальных.

В табл. XX показаны главные осадочные процессы и текстурные различия отложений, образующихся при этих процессах. Теперь рассмотрим различные осадочные процессы более детально.

II. ВОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

А. Седиментация из потоков волочения

Один из наиболее важных процессов транспортировки и отложения осадка — потоки волочения. Это такие потоки, которые, как уже отмечалось, перемещают осадок вдоль течения перекачиванием и сальтацией или в виде сплошногодвигающегося покрова. Продолжительная переработка осадка вымывает из него алевритовые и глинистые частицы, которые выносятся в виде суспензии. Более тонкие и более легкие песчаные зерна перемещаются быстрее, чем более крупные и более тяжелые. Поэтому для отложений в однонаправленном потоке обычно отмечается уменьшение размера зерен вниз по течению, что называется «размерной градацией» (сортировкой по размеру). Потоки могут быть однонаправленными, как, например, в руслах рек. В эстуариях и в открытом море осадки могут перемещаться вперед и назад под действием приливных течений или более сложными путями.

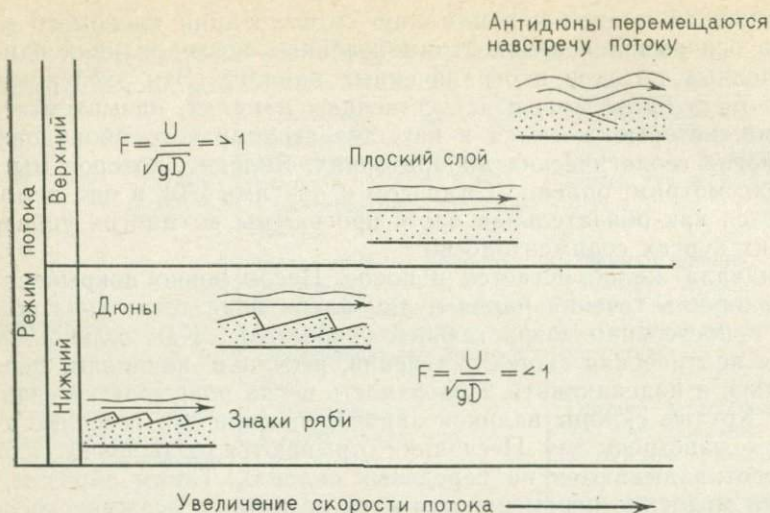
Основной подход к пониманию седиментации влекомого материала основывался на экспериментальных исследованиях однопроводных потоков в ограниченных каналах. Эти эксперименты могут быть проведены в искусственных каналах, называемых желобами, которые имеются в качестве стандартного оборудования во многих геологических лабораториях. Явление, которое мы сейчас рассмотрим, описано Симонсом и другими [70], и оно демонстрируется как обязательная часть программы во многих университетских курсах седиментологии.

Сначала желоб остается в покое. Песок ровно покрывает его дно, скорость течения равна нулю. Затем вода течет вниз по желобу с постепенно возрастающей скоростью. Как только достигается критическая скорость течения, песчинки начинают перекачиваться и подсакивать. Поверхность песка покрывается знаками ряби. Крутые склоны валиков направлены вниз по течению, а пологие — навстречу ему. Песчинки отрываются от тыловых склонов и перекладываются на передовых склонах. Таким образом, эти валики медленно перемещаются вниз по потоку, осаждая косослоистый песок.

С увеличением скорости потока морфология осадочных построек изменяется от знаков ряби до дюн. Дюны сходны со знаками ряби по их форме, способу перемещения и внутреннему строению. Однако они отличаются по размеру, достигая величин в несколько дециметров, а не сантиметров.

На всех этих стадиях образования знаков ряби и дюн число Фруда, рассмотренное в предыдущем разделе, составляет менее 1. С увеличением скорости потока число Фруда достигает 1. Эта величина является пограничной для потоков с двумя различными режимами. Нижний режим потока с числом Фруда менее 1 создает диагонально-слоистые и косослоистые текстуры песка путем образования знаков ряби и дюн. Как только скорость возрастает до числа Фруда, равного 1, дюны выполаживаются, и слой песка приобретает плоскую поверхность. Однако песок все еще переносится и отлагается. Теперь песчинки лежат в горизонтальных слоях и ориентированы параллельно потоку. Эта стадия называется «стремящим потоком». Как только скорость течения увеличивается еще больше, то число Фруда превышает 1. Поверхность слоя песка преобразуется в округлые валы, называемые «антидюнами». В противоположность дюнам, антидюны обычно имеют симметричное строение в поперечном сечении. Они могут оставаться на месте или перемещаться вверх по течению с отложением падающих в направлении течения передовых слоев. При уменьшении скорости течения наблюдается обратная последовательность изменения морфологии осадка. Антидюны сменяются плоской поверхностью, затем образуются дюны, знаки ряби и так до плоской поверхности и неподвижности при нулевой скорости течения (фиг. 62).

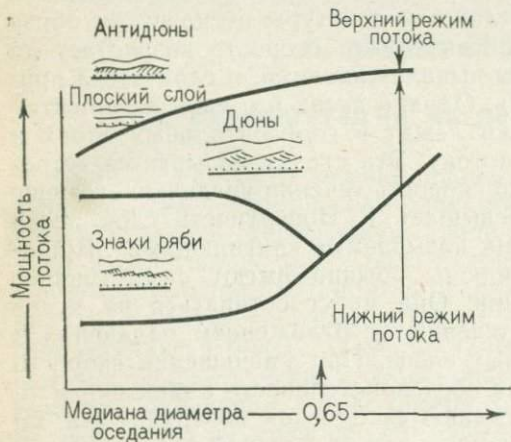
Этот эксперимент четко демонстрирует зависимости между скоростью течения, морфологией отложений и осадочными текстурами. Однако трудно количественно оценить эти зависимости и расчи-



Фиг. 62. Морфология слоя осадков и осадочные текстуры при различных режимах потока. По Хармсу и Фенестокку [36], Симонсу и другим [70]

тать параметры потока на основании изучения гранулярного состава и осадочных текстур в древних отложениях.

Эксперименты показали, что если сохраняются постоянными параметры флюида (т. е. скорость и вязкость), то пороговые величины, при которых происходит смена одних форм другими, варьируют в зависимости от размера зерен. Наиболее примечательным, как показали экспериментальные исследования, явилось то, что стадия образования знаков ряби отсутствует в осадках с диаметром оседания частиц более примерно 0,65 мм (диаметр оседания зависит от диаметра частицы и вязкости флюида). Диаметр оседания частицы уменьшается с увеличением вязкости (например, одно песчаное зерно может иметь тот же самый диаметр оседания, который имеет более крупная частица в более вязкой жидкости). Действительно, полевые наблюдения указывают, что слон



Фиг. 63. Диаграмма зависимости между мощностью потока, диаметром оседания частиц, морфологией слоя и осадочными температурами в однонаправленном потоке волочения. По Симонсу и другим [70]

со знаками ряби отсутствуют в осадках с диаметром частиц более примерно 0,5 мм.

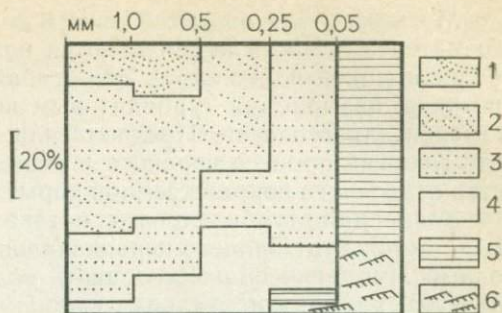
Другой важный момент заключается в характере влияния температуры на осадочные текстуры. Хармс и Фенестокк [36] при исследовании участков реки Рио-Гранде показали, что при сходных расходах воды могли наблюдаться либо плоские слои, либо дюны. По-видимому, это различие в основном контролируется температурой воды. От температуры зависит вязкость флюида и, следовательно, диаметр оседания частиц осадка.

На фиг. 63 показаны зависимости между мощностью потока (скоростью течения, большей или меньшей), диаметром оседания (большим или меньшим размером зерна), морфологией осадка и осадочными текстурами. На фиг. 64 показана зависимость между размером зерен и осадочными текстурами в типичных древних флювиальных породах, отложенных в однонаправленных потоках волочения.

Морские потоки волочения исключительно изменчивы по скорости и направлению. Создаваемые ими формы слоев и текстуры сходны с теми, какие образуются в однонаправленных руслах. Их связи с параметрами потока весьма сложны и поэтому менее хорошо известны.

Б. Седиментация из турбидитовых потоков

Основы концепции турбидитовых потоков уже рассматривались выше. Если два тела флюида с различной плотностью находятся вместе, то менее плотный флюид будет стремиться перемещаться вверх более плотного флюида. И, напротив, более плотный флюид будет стремиться течь вниз. Водные плотностные потоки могут возникнуть из-за различий в температуре, солёности и загруженности суспендированным материалом. Потоки талых вод ледников и некоторые полярные течения обычно текут под действием сил гравитации ниже более теплых менее плотных водных тел. Воды, сбрасываемые реками в умеренных широтах, часто растекаются на огромные расстояния от берега поверх более плотных, более солёных морских вод.



Фиг. 64. Зависимость между размером зерен (мм) и осадочными текстурами в аллювиальных песчаниках группы Торридон, Шотландия.

Из работы Селли [66].

1 — вогнутая косая слоистость; 2 — плоскопараллельная косая слоистость; 3 — плоскопараллельная слоистость; 4 — массивная текстура; 5 — тонкая слоистость; 6 — тонкая косая слоистость

Мутьевые тела воды с большим содержанием суспендированного материала часто перемещаются под чистой водой как потоки с более высокой плотностью. Эта особая разновидность плотностных потоков, называемая турбидитовым потоком, представляет особый интерес для геологов. Предполагали, что турбидитовые потоки — это главный процесс переноса и осаждения существенного количества осадочного покрова земной коры.

Концепция турбидитового потока была введена в геологию Беллом [8]. Этот процесс первоначально рассматривался как эрозионный агент, способный создавать подводные морские каньоны на дельтовых и континентальных склонах. Позднее ему была отведена роль создателя флишевых отложений [50]. Для этих фаций, типичных для геосинклинальных прогибов, характерны мощные толщи переслаивающихся песков и глинистых сланцев. Слои песка в основании имеют резкую границу, а переход кверху обычно градационный. Пески этого типа часто называются генетическим термином турбидиты (см. с. 89 и 284).

В этом разделе рассмотрим кратко гидродинамику турбидитовых потоков. Затем рассмотрим доказательства существования турбидитовых потоков и после этого — параметры древних «турбидитов».

Гидродинамика плотностных потоков изучается многие годы. Попытки определения количественных зависимостей между различными физическими параметрами, которым подчиняются плотностные потоки, основывались на теоретических и экспериментальных данных.

Условия движения турбидитового потока вниз по склону можно описать следующим уравнением:

$$S_1 + S_2 = (d_2 - d_1) g \cdot h \cdot \alpha,$$

где S_1 и S_2 — напряжение сдвига между мутьевым потоком, ложем и вышележащим флюидом, d_2 и d_1 — плотности турбидитового потока и окружающего флюида, соответственно ($d_2 > d_1$); g — ускорение силы тяжести, h — высота потока и α — угол склона дна.

Зависимость между скоростью плотностного потока и другими параметрами можно выразить так:

$$V = \frac{2(d_2 - d_1)}{d_1} g \cdot h,$$

где V — скорость.

Обсуждение этих формул и выводы из них можно найти в работах Миддлетона [55, 56] и Аллена [1].

Итак, поведение мутьевого потока определяется различиями в плотностях этого потока и окружающего флюида, в напряжении сдвига между нижней и верхней границами, высотой потока и углом склона, по которому он течет вниз. Кроме того, важно также еще одно условие: является ли поток устойчивым, таким, как мутьевая река, впадающая в озеро, или представляет собой уникальное кратковременное событие, как в случае оползней, насыщенных жидкостью?

Теперь рассмотрим, в какой степени этот механизм можно распознать на природных объектах. Современные турбидитовые потоки изучались экспериментальным путем в лаборатории и в современных озерах и морях.

Ранние экспериментальные исследования Белла [8] и Куенена [46, 47] показали, что когда илистые суспензии песка моментально вводятся в желоб, они устремляются вниз по склону в виде турбулентного облака и затем покрывают дно. Сначала выпадает песок, затем алеврит и, наконец, глинистые частицы. Поэтому слои приобретали резкие нижние границы и характеризовались постепенным уменьшением размера частиц снизу вверх от размера песчаной до размера глинистой фракции. В дополнительных опытах Куененом [49] были получены слоистые пески и градационные осадки со знаками ряби из турбидитовых потоков в круглом желобе. В опытах Дзулински и Уолтона [22] было показано, как небольшие турбидитовые потоки генерируют многие эрозионные структуры, наблюдавшиеся под древними турбидитовыми песками.

Эксперименты, подобные рассмотренным, были поставлены под сомнение, так как диаметр выпадения частицы и вязкость флюида не были пропорциональны между собой и размеру потока. Однако позднее Миддлтон [55, 56, 57] выполнил тщательно рассчитанные опыты с пластмассовыми шариками с плотностью $1,52 \text{ г/см}^3$ и диаметром частиц около 0,18 мм. Суспензии из шариков, вводимые в стоячую воду, генерировали градационные осадки, сходные с теми, которые получались при менее строго обоснованных опытах.

Если мы вернемся из лаборатории к внешнему миру, то увидим многочисленные примеры современных турбидитовых потоков. Они были описаны в таких озерах как Лейк-Мид Гоулдом [31] и Холтедалем [41]. В этих случаях оказалось возможным продемонстрировать прямые зависимости между притоками илистой речной воды и обширными слоистыми отложениями на дне озер и фиордов.

Также не вызывает сомнения существование современных морских турбидитовых потоков, которые еще более выразительны. Обычно для континентальных шельфов и дельтовых фронтов характерно то, что они изрезаны подводными долинами. Там, где эти долины заканчиваются у основания склонов, обычно встречаются радиальные конусообразно расположенные отложения. Подводные телеграфные кабели, которые проложены в этих районах, рвутся довольно часто. Дэли [19] считал, что эти подводные каньоны были выработаны турбидитовыми потоками, которые и рвали кабели. Один достаточно известный случай относится к знаменитому землетрясению на Больших Банках 1929 г. Землетрясение произошло 18 ноября с эпицентром у окраины Больших Банок у Новой Шотландии. В течение нескольких часов на склонах и океаническом дне у основания Банок было разорвано 13 подводных телеграфных кабелей. На самих Больших Банках никакие кабели не получили повреждений. Впоследствии Хизен и Юинг [37] объяснили эти повреждения турбидитовыми потоками. Они утверждали,

что землетрясение вызвало оползни на континентальном склоне Больших Банок. Оползни становились все более текучими по мере того, как сползали вниз и смешивались с морской водой до тех пор, пока не приобретали физических свойств турбидитового потока. В соответствии с последовательностью и временем разрывов кабелей этот поток опускался на океаническое дно со скоростью до 100 км в час и в конце концов он покрыл осадками участок дна площадью около 280 000 кв. км. Последующее бурение выявило во всем этом районе наличие обширного пласта ясно градационного алевролита с резкой нижней границей.

Было опубликовано много других исследований, в которых отложения глубоководных морских песков приписывались турбидитовым потокам. Такие пески были описаны у Калифорнийского побережья [33], в Мексиканском заливе [16], в Средиземном море [80] и в Антарктике [60]. Образование современных биокластических глубоководных морских песков объяснялось турбидитовой транспортировкой материала древних карбонатных шельфов [64, 12].

Для этих современных «турбидитовых» песков характерен ряд особенностей строения. Они имеют резкие, часто эрозионные нижние контакты, но никаких других характерных придонных структур, какие отмечаются под древними турбидитами, не было обнаружено. Это может быть обусловлено трудностями отбора небольших керновых образцов из неконсолидированных отложений. Временами, но не всегда, отмечается нормальная градационная слоистость. Пески часто чистые, интерстициальный матрикс обычно отсутствует. Текстура песков — массивная, слоистая и косослоистая. Иногда встречаются остатки мелководной фауны, особенно в биокластических песках, что контрастирует с присутствием остатков пелагической фауны в переслаивающихся илах.

По аналогии с современными экспериментальными и озерными турбидитами можно убедительно показать, что такие же глубоководные морские пески были переотложены с континентальных шельфов турбидитовыми потоками. Они двигались вниз по подводным каньонам, прорезанным в континентальных склонах, и достигали океанического дна. Уменьшение градиента склона обычно приводило к потере скорости, и из потока осаждалась часть материала в виде градационного слоя, причем более крупные частицы осаждались первыми.

Этот механизм был подвергнут критике по ряду причин. Во-первых, утверждалось, что отложение многих глубоководных морских песков в действительности не согласуется с идеальной турбидитовой моделью. Некоторые пески представляют собой чистые хорошо сортированные косослоистые осадки. Эти особенности могут указывать на то, что пески были отложены потоками волочения. Действительно, знаки ряби — индикаторы потока волочения — обычно видны на фотографиях океанического дна; также были зафиксированы придонные течения со скоростью до 1 м в секунду [23]. Глубинные океанические течения с переменными скоростями могли приводить к образованию градационных осадков со знаками

ряби. Многие из них текут параллельно изобатам и называются геострофическими потоками, или «контуритами» [40, 14] (см. с. 284).

Другое возражение против объяснения транспортировки глубоководных песков с помощью механизма турбидитового потока заключается в находках подводных морских каньонов, по которым, как предполагают, эти потоки спускаются. Попытки искусственного образования турбидитов с помощью взрывов в вершинах каньонов были безуспешными [20]. Отложения из этих каньонов сами по себе часто наводят на мысль о транспортировке их обычными потоками волочения, осложненной частичным оползанием и зерновыми потоками [67, 68].

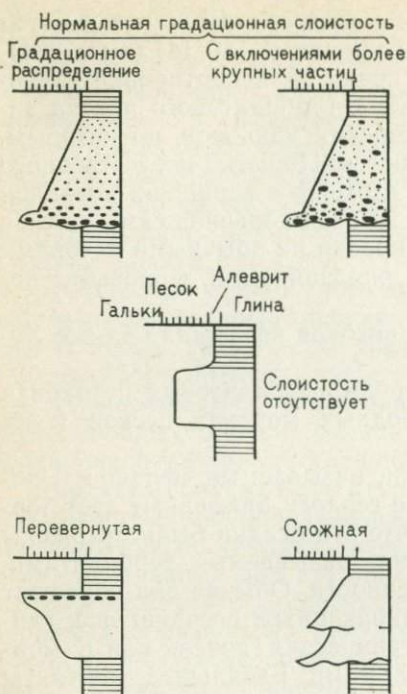
Против механизма турбидитовых потоков возражали также Хуберт [43] и Ван дер Линген [79].

Теперь перейдем от вопросов о роли турбидитовых потоков в образовании современных глубоководных морских песков к их древним аналогам.

Имеются особые осадочные фации, называемые «флишем», который описывается в главе 8. Многие геологи применяют этот термин вместо «турбидита», принимая, что эти осадки были отложены турбидитовыми потоками. Отложения, называемые турбидитами, имеют следующие характерные особенности. Обычно они образуют мощные толщи закономерно переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев. Развиты они в орогенических поясах или в морских бассейнах, ограниченных разломами. Базальные контакты слоев песка — резкие и характеризуются наличием разнообразных эрозионных и деформационных структур, которые более детально описаны в главе 7. К ним относятся грушевидные ямки, называемые «выемками», которые утоняются вниз по течению, и различные эрозионные бороздки и знаки волочения, образованные обломками в мягком илу под турбидитовыми песками. В илах часто наблюдаются структуры деформации, вызванные дифференциальными подвижками перекрывающего песка. Это приводит к образованию текстур нагрузки потока, псевдожелваков, зеркал скольжения и оползней.

Пески характеризуются постепенным уменьшением размера зерен снизу вверх, что называется градационной слоистостью. Имеются разные типы градационной слоистости. В то время как размер зерен по вертикали постепенно уменьшается, степень их сортировки остается одной и той же. Ситовой анализ крупных фракций показывает постепенное уменьшение максимального размера зерен вверх по разрезу. Следовательно, вверх по разрезу сортировка улучшается. Эти структурные различия можно связать с различной плотностью потока [1]. В пределах отдельного пласта песчаника может наблюдаться сложная градационная слоистость. Наблюдалась перевернутая градационная слоистость. Отсутствие градационной слоистости в турбидитах, возможно, указывает на то, что исходный материал имел однородный размер (фиг. 65).

Внутренние текстуры турбидитовых пластов немногочисленны и обычно они распределены закономерно в виде так называемой «по-



Фиг. 65. Типы градационной слоистости

ка с образованием плоской поверхности слоя. Этот слой сменяется косослоистыми песками слоя С, в котором часто видны конволютивные деформационные структуры, обусловленные почти одновременным обезвоживанием осадка (см. с. 214). Эта зона косослоистых песков отражает седиментацию из потока при нижнем режиме. Зона С сменяется второй слоистой зоной D, которая вверх постепенно сменяется пелагическими илами зоны E, осаждающимися из суспензии.

Детальные статистические исследования целых турбидитовых формаций показали, что их строение изменяется закономерно [85, 61, 59]. В направлении потока или вниз по разрезу обычно выявляются следующие изменения: размер зерен и толщина слоя песка уменьшаются. Строение оснований ритмов обычно изменяется — вместо канавок появляются ямки грушевидной формы, бороздки и, наконец, бороздки волочения. Строение турбидита также изменяется с постепенным выклиниванием слоев, начиная с основания. Сначала массивные пески зоны А вытесняются слоистыми песками зоны В. Последние, в свою очередь, вытесняются косослоистыми песками зоны С и так далее (фиг. 67).

Уолкер [83] предложил статистический коэффициент — индекс R — как показатель проксимального (т. е. близ источника) или ди-

следовательности Боума» [14] (фиг. 66). В идеальной модели можно выделить пять зон (А—Е), которые были интерпретированы с позиции изменения режима потока Уолкером [85], Хармсом и Фенестокком [36] и Хубертом [44]. Размытая поверхность у основания пласта часто покрыта конгломератом из чуждых галек и обломков илистых пород, происходящих из местного источника. Это указывает на первоначально мощную эрозионную стадию потока. В идеальном случае эта часть слоя перекрывается массивными песками, накопление которых соответствует седиментации из антидюны при верхнем режиме потока. В этих слоях Уолкером [84] и Скиппером [71] были обнаружены антидюновые передовые слои, падающие вверх по течению. Слой А песка с массивной текстурой перекрывается слоистыми осадками слоя В, отложение которого происходило в условиях режима стреляющего потока

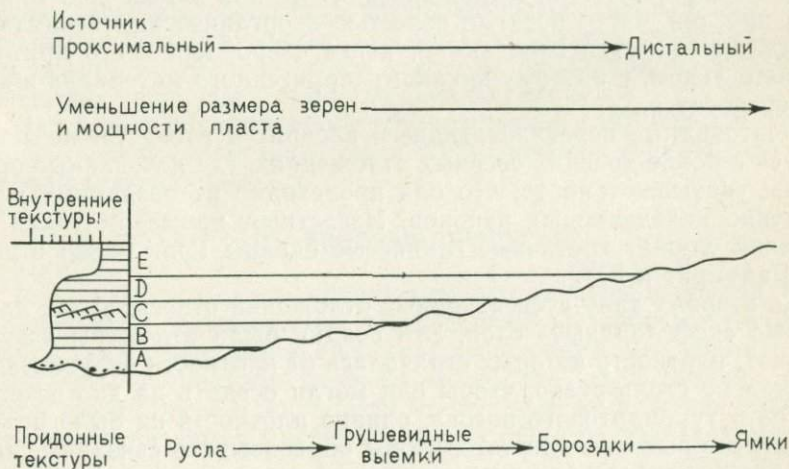


Фиг. 66. Турбидитовый ритм с полным циклом Боума и интерпретация осадков с позиции изменения режима потока.

A — массивные пески; B — слоистые пески; C — косослоистые пески; D — слоистые алевриты и пески; E — слоистый ил

стального положения пластов в пределах турбидитовой формации. Эта концепция изменения седиментологических параметров турбидитовых формаций вверх по разрезу и в зависимости от расстояния от источника во многом прояснила их генезис.

Полевые геологи [6] учитывали большие различия между отложениями влекомого материала и турбидитами. Первые характеризуются косою слоистостью, чистотой и ограниченным латеральным распространением. Турбидиты, напротив, характеризуются плоским залеганием слоев, градационной слоистостью, присутствием глинистого материала и часто покрывают обширные пространства.



Фиг. 67. Изменение осадочных текстур турбидитов по направлению потока. По данным Уолкера [83, 84]

Обычно противопоставляют латеральную седиментацию из потоков волочения вертикальной, по существу, седиментации из турбидитов. Такой подход, конечно, упрощенный и, как будет показано в дальнейших разделах этой главы, турбидиты являются частью непрерывного ряда осадочных процессов — от наземных оползней до облаков суспендированной глины.

В. Седиментация из суспензий

Тонкодисперсная глина и алеврит редко отлагаются из потоков волочения, так как они обычно переносятся в суспензии, а не в виде твердого стока ложа. Некоторое количество песка (?) * и алеврита осаждается у дистального окончания и в заключительные фазы турбидитов.

Основная масса субаквальных осадков алеврита и глины переносится с помощью третьего механизма — в суспензии. Илистые породы, отложенные из суспензий, могут переслаиваться или клинообразно переплетаться с отложениями турбидитов и влекомого материала. Можно выделить три типа суспензий, хотя границы между ними произвольные.

Во-первых, мы можем рассматривать тонкие осадки дистальных турбидитов как отложения суспензий. Они тонкофациально переслаиваются с прослоями алеврита и глины. Примеры отложений этого типа встречаются в глубоких морских бассейнах, хотя они больше характерны для озерных обстановок. Такие «ленточные» отложения, как они называются, характерны для многих плейстоценовых ледниковых озер [73]. Каждый слой сложен алевритом и глиной и, согласно определению, рассматривается как продукт годовой седиментации. Алевритовый прослой представляет суспендированный материал, осадившийся из летних талых вод. Глинистый прослой, часто богатый известью и органическим веществом, осаждается из суспензии зимой, когда озеро, как и его притоки, покрыто льдом, и поэтому никакого терригенного материала в него не переносится.

Лентовидные переслаивающиеся алеврит и глина также встречаются в более древних озерных отложениях, где ископаемые организмы указывают на то, что они происходят из различных и несомненно неледниковых районов. Известным примером таких отложений служат третичные глинистые сланцы Грин-Ривер в штатах Вайоминг и Юта.

Ко второму типу суспензионных отложений относятся так называемые «нефелонидные» слои. Эти осадки были отложены из мутных вод, плотность которых отличалась от плотности окружающего флюида не столь резко, чтобы они могли осесть на дно из стандартного турбидитового потока, однако плотность их была все же достаточно высокой для того, чтобы образовывать связанный мутный слой, суспендированный в пределах окружающего флюида.

* Видимо, опечатка, следует читать «глины». — Прим. перев.

Нефелоидные слои были обнаружены у Атлантического побережья Северной Америки [24]. Мутные потоки этого типа могут транспортировать глину и органическое вещество далеко в океаны, где тонкий осадок осаждаётся из суспензии на дно.

Третий, главный тип суспензионных отложений встречается в тех местах, где мутьевые потоки входят в массу воды, незначительно отличающуюся по плотности. При этой ситуации, названной Бейтсом [7] гипопикнальным притоком, смешиваются две массы воды. Затем тонкий материал выпадает из суспензии.

Такая седиментация ускоряется там, где илстые пресные воды смешиваются с морской водой. Соли обуславливают флокуляцию глинистых частиц и они осаждаются быстрее, чем если бы они находились в диспергированном состоянии.

Нетрудно установить, что тонкозернистые отложения осаждаются из субаквальных суспензий. По существу, нельзя определить способ транспортировки: было ли это конечной стадией турбидитового потока, образованием нефелоидного слоя или гипопикнальным притоком. Конечный продукт всех трех процессов — аргиллиты с переменными содержаниями алеврита. Эти отложения могут иметь массивную (однородную) или слоистую текстуры в зависимости от вариаций по разрезу в размере зерен или в химическом составе. На алевритах и очень тонких песках иногда могут присутствовать знаки ряби, указывающие на временную деятельность потоков волочения. К другим осадочным текстурам относятся оползни, зеркала скольжения и трещины синерезиса. Зеркала скольжения и оползни присутствуют потому, что суспензионные отложения могут отлагаться на склонах, которым присуща неустойчивость. Седиментация продолжается до тех пор, пока не достигается критическая ситуация, при которой илы начинают сползать вниз по склону в более устойчивые участки. Это явление может полностью нарушить слоистость поверхностных осадков. Более глубоководные и более связанные илы могут сохранять свою слоистость, хотя в них могут появляться текстуры оползания и скольжения вследствие движения материала вниз по склону.

На уровне дна спонтанное обезвоживание глин ведет к образованию трещин синерезиса (см. с. 217), которые в дальнейшем сами выполняются илом.

III. ЗОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

В начале этой главы отмечалось, что золовая и водная транспортировка и седиментация очень сходны во многом. Это объясняется тем, что в обоих процессах в сущности мы имеем дело с поведением зернистого твердого материала во флюидной среде. Как в газах, так и в жидкостях отсутствует напряжение сдвига, и они характеризуются многими другими общими физическими свойствами.

Золовые процессы протекают двумя путями — это ковры волочения и суспензии (пылевые облака). Турбидитовые потоки золо-

вого типа почти не известны, за исключением вулканических газовых облаков, называемых «горячими тучами». Они представляют собой массы (скопления) горячих вулканических газов с суспендированным вулканическим пеплом и обломками стекла. Эти образования двигаются вниз по склонам вулканов с огромными скоростями. Образующиеся отложения, называемые игнимбритами, могут осаждаться при столь высокой температуре, что частицы пепла свариваются одна с другой [74].

Современные эоловые транспортировка и осаждение происходят в трех различных обстановках. Эти процессы наблюдаются в пустынных районах мира, таких, как Сахара. Случайно они могут происходить вокруг ледяных покровов, где климат может быть очень влажным, но часто сезонным и зависящим от ледников. Дюны встречаются также на вершинах барьерных островов и пляжах в различных климатических районах.

Основная масса эоловых отложений состоит либо из влекомого песка, либо из алеврита, осажденного из суспензий.

Рассмотрим эти два типа осадков.

А. Эоловая седиментация из ковров волочения

Основы изучения песчаных дюн были заложены в классической работе Бэгнолда [5]. Среди других значимых работ по физике эоловой транспортировки песков можно отметить работы Уиллиамса [87], Оуэна [58] и Уилсона [88].

В этих работах было показано, как частицы осадка, обдуваемые ветром, скользят и подпрыгивают, подобно частицам в воде. Алевритовые и глинистые частицы выдуваются из ковра влекомого материала и выносятся в виде пылевых облаков. Определения пороговой скорости, необходимой для того чтобы зерно пришло в движение, показали, что как и при водной транспортировке, пороговая скорость возрастает с увеличением размера частиц. При усиливающемся ветре сначала начинают перемещаться частицы кварца диаметром около 0,1 мм (тонкий песок). Для того чтобы пришли в движение алевритовый и глинистый осадки, требуются такие же большие скорости ветра, какие необходимы для перемещения мелко-среднезернистого песка [1]. Это явление аналогично эффекту Хьюлстрома, описывающему движение частиц в водных потоках.

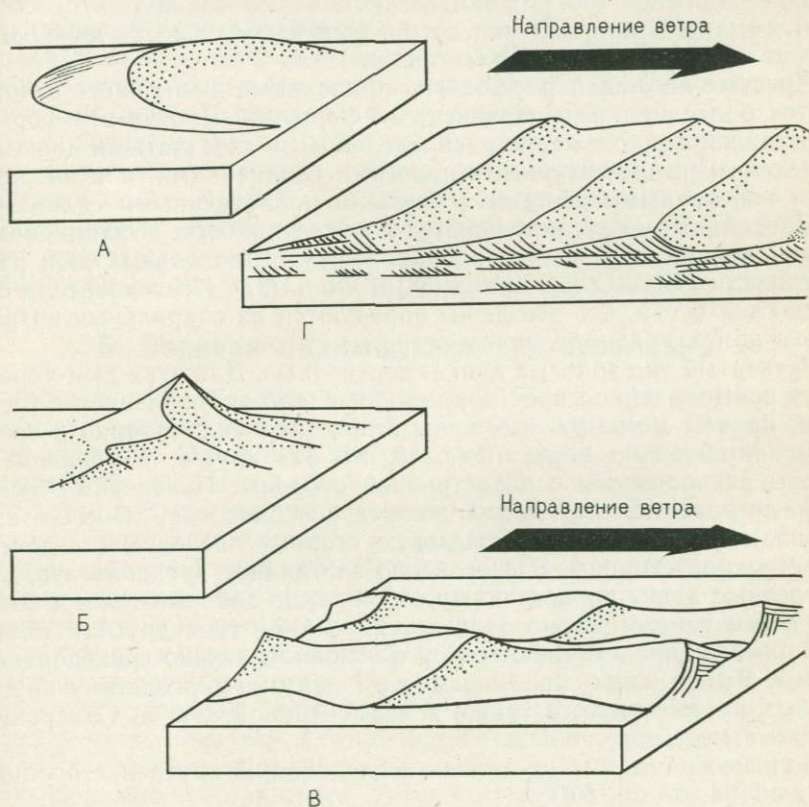
Зависимость между морфологией осадка и скоростью ветра не изучалась столь детально как для водного потока, для которого определены зависимости особенностей строения осадка от режима потока.

Знаки ряби, дюны и плоская форма слоев — все это обычно для морфологии эоловых песчаных отложений. Наблюдения показали, что знаки ряби вырабатываются ветром как на дюнах, так и на плоских слоях при песчаных штормах, поскольку могут быть преобразованы ветровым выносом материала.

Почти не изучены факторы, контролирующие площадное распределение песчаных равнин и полей песчаных дюн, или песчаных морей. Однако были проведены исследования для разработки модели, которая связывала бы скорость ветра и его направление с основными путями миграции песка [88, 89].

Особое внимание было уделено геометрии и генезису песчаных дюн. Можно выделить четыре главных типа песчаных дюн.

Наиболее выразительные песчаные дюны — это барханы, или дюны серповидной формы. В плане они имеют дуговидную форму, выпуклую в направлении преобладающих ветров, с двумя рогами, направленными по ветру. Они имеют крутой склон с подветренной вогнутой стороны (фиг. 68, А). Барханы встречаются в изолированном виде или в виде скоплений по окраинам песчаных морей. Обычно они покрывают поверхности илистых плайя или зернистых дефляционных равнин. Это наводит на мысль о том, что серповидные дюны образуются там, где песок поставляется кратковременно.



Фиг. 68. Главные морфологические типы песчаных дюн.

А — серповидный, или бархан, Б — звездчатый; В — продольный; Г — поперечный. Только поперечные дюны вероятно слагают массовые песчаные залежи. Три других типа встречаются в равновесных обстановках, в которых песок постоянно переносится и перекладывается, но в которых почти нет его заметного накопления.

Эти дюны представляют собой транспортируемые осадки, а не осаждаемые. Маловероятно, чтобы они часто сохранялись в геологической колонке.

Второй тип дюн — это звездчатый, пирамидальный, или матерхорнский (фиг. 68, Б). Они сложены рядом изогнутых, резких, выступающих песчаных гряд, сливающихся вместе в высокий пик, с которого ветер часто поднимает песок в воздух, и дюна как бы курится. Высота таких дюн иногда достигает нескольких сотен футов. Они часто образуются у границы песчаных морей и джебелей, что заставляет предполагать, что их образование обязано взаимодействию ветровых потоков с устойчивыми формами рельефа. Однако они также развиты (очевидно закономерно) совместно с дюнами других типов.

Третий тип дюн — продольные, или копьевидные (фиг. 68, В). Это протяженные, маломощные песчаные дюны с резко выраженными срединными грядками. Отдельные дюны могут прослеживаться на расстояния до 200 км; они закономерно сливаются с соседними дюнами в направлении ветра. Они имеют высоту до 50 м и отстоят одна от другой на расстоянии 1 или 2 км.

Простые по общей морфологии продольные дюны часто осложняются более мелкими паразитными формами. Иногда эти формы представлены закономерно распределенными звездчатыми дюнами, разделенными протяженными пологими седловинами, или вложенными поперечными дюнами с крутыми подветренными склонами.

Продольные дюны встречаются на галечниковых дефляционных равнинах и на песчаных покровах. Генезис продольных дюн рассматривали Бэгнолд [5], Ханна [34] и Фолк [27]. Исследователи соглашались в том, что эти дюны образуются из спиральных вихрей потока при однонаправленном ветре.

Четвертый тип эоловых дюн — поперечные. Для этих дюн характерно прямолинейное простираение или слабо искривленное с гребнями, причем дюны расположены строго перпендикулярно к среднему направлению ветра (фиг. 68, Г). Их крутые осыпающиеся склоны расположены с подветренной стороны. Поперечные дюны редко встречаются на дефляционных поверхностях. Обычно они сгущаются, взбираясь на тыловую сторону последующих дюн с подветренной стороны. Это особенно заставляет предполагать, что поперечные дюны представляют собой такие эоловые тела, в которых песок действительно отлагается. Дюны трех других типов, по-видимому, представляют собой в основном только транспортные формы. Эти выводы основываются на данных многолетних кругосветных путешествий, а также и через Аравийскую и Сахарскую песчаные пустыни.

Большое внимание уделялось исследованию внутреннего строения дюн [54, 52, 30, 10].

В дюнах, покрытых знаками ряби, и в низких субаквальных дюнах мощность передовых слоев, отлагающихся в конечном итоге, не намного меньше высоты дюн. Эта ситуация не всегда применима к эоловым дюнам. Имеющиеся наблюдения в действительности

не наводят на мысль о том, что дюны высотой 50 м всегда состоят из единого тела той же самой высоты. Во многих дюнах, которые были разрыты бульдозерами и рассечены траншеями, видно, что они слагаются серией слоев различной высоты. Индивидуальные слои разделяются эрозионными поверхностями или слоями равно-слоистых или наклоннослоистых песков. Это гетерогенное напластование отражает эратические вариации в общей морфологии дюн. Поперечно-слоистые (косослоистые) пески отлагались на подветренных мигрирующих осыпающихся склонах, а слои с субгоризонтальной слоистостью отлагались на пологих тыловых склонах дюн.

Эти особенности строения характерны главным образом для серповидных и поперечных дюн. В куполообразных дюнах в песках Уайт Нейшонал Монумент действительно видны слои, соответствующие дюнам высотой до 10 м.

Продольные дюны сложены сложнопостроенными передовыми слоями, которые падают перпендикулярно по отношению к преобладающему направлению ветра.

Для дюн вполне обычны явления почти одновременной деформации пластов. Эта деформация заключается в образовании трещин и оползней, а также различных складок [53].

В заключение можно отметить, что эоловые отложения влекомого материала во многом сходны с отложениями влекомого материала водных потоков. Сходство здесь наблюдается как в способах переноса зерен, так и в морфологии отложений. Еще предстоит многое сделать в изучении факторов, которые контролируют морфологию эоловых дюн и их изменчивое внутреннее строение.

Б. Эоловая седиментация из суспензий

Большинство эоловых осадков образуется при деятельности ветра, дующего поверх частично размытого аллювия. Гальки остаются на месте. Песчаники собираются в дюны. Алеврит и глина поднимаются в воздух в виде суспензии. Все это хорошо известно, и поэтому не ставится под сомнение способность ветра переносить большие количества алеврита и глины в суспензии. Как было подсчитано, ежегодно около 25—37 млн. т пыли переносится из Сахары через долготу Барбадоса. Этого количества пыли достаточно для того, чтобы поддерживать современную скорость пелагической седиментации в центре Северной Атлантики [62].

Пыль переносится ветрами из пустынь, но очень мало осаждаются ее из суспензии таким путем, как ил оседает на дно моря. Большая часть алеврита и глины в действительности скапливаются в пляжах, где они перерабатываются дождевыми и горными потоками. Образование оврагов и связность осадка обычно предотвращают полное переотложение этого материала.

Пылевые суспензии пригляциальных пустынь отличаются от пылевых суспензий тропических пустынь. Глинистый материал большей частью отсутствует. Эти суспензии содержат много квар-

цевых частиц, образуемых при ледниковой деятельности. Этот материал называется «лёссом» [9]. Обширные залежи плейстоценового лёсса встречаются в полосе, протягивающейся точно поперек Северного полушария к югу от максимальных ледовых покровов. Лёссы встречаются в виде обширных по площади пластов часто значительной мощности. Лёсс — это порода слабо известковая с массивной текстурой; лёсс выветривается с образованием характерной полигональной трещиноватости усадки. В то время как большинство исследователей полагают, что лёсс переносится в эоловых суспензиях, т. е. в пылевых облаках, другие считают, что он отлагался в результате флювиальной деятельности или же представляет собой полигенетическое образование *in situ* за счет криогенной переработки пород разного типа [72, 62].

IV. ЛЕДНИКОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Некоторые типы осадочных образований ассоциируются с деятельностью льда. К ним относятся только что описанные лёссы, ленточные ледниковые озерные глины и пески и галечники флювиогляциальных зандровых равнин. Эти отложения, хотя они и ассоциируются с деятельностью льда, в действительности являются соответственно эоловыми и водными суспензиями и осадками, отложенными из потоков волочения.

Сами льды переносят и отлагают только один тип осадков, называемых диамиктитами [26]. Это плохо сортированные осадки, состоящие из частиц, размеры которых варьируют от валунов до глинистой фракции. Значительная часть глинистой фракции сложена различными минералами, но в основном — кварцем, частицы которого образуются при дроблении льдом. Глинистые минералы присутствуют в небольшом количестве. Валуну имеют разные размеры, часто угловатую форму и изредка покрыты бороздками, которые обусловлены движением льда, заставляющим один валун острым краем скрести соседний валун. Статистические замеры ориентировки более крупных частиц показывают, что они своими длинными осями ориентируются по направлению движения ледника [2]. Гляциальные диамиктиты обычно встречаются в виде латеральных обширных покровов, мощность которых редко превышает несколько метров. Они покрывают ложа, изрезанные ледником, и характеризуются бугристой поверхностью. Кроме того, они также переслаиваются с перигляциальными отложениями, описанными выше.

Теперь рассмотрим механику ледниковой транспортировки и осаднения. Лед, образовавшийся из уплотненного снега, двигается в ледниковых долинах под действием как сил гравитации, так и горизонтальных давлений в континентальных ледниковых покровах. Скорость движения ледника очень мала по сравнению со скоростями водных и эоловых потоков. С другой стороны, ледник обладает высокой разрушительной силой, отламывая валуны от пород, по-

верх которых он двигается. Обломки, которые захватываются в основании ледника, переносятся в направлении его движения. Ледник не может дать такой сортированный материал, какой получается при эоловой и водной транспортировках.

Когда климат становится более сухим, движение ледника прекращается и лед начинает таять *in situ*. Частицы осадка проваливаются вниз и собираются в виде неоднородного бесструктурного диамиктита.

Современные и плейстоценовые диамиктиты широко известны под различными названиями, такими, как тилл, валунная глина, дрефт и морена [35].

Имеется много древних диамиктитов. Многие из них интерпретируются как древние ледниковые отложения (тиллиты). Однако, как будет показано в следующем разделе, не все диамиктиты имеют ледниковое происхождение. Поэтому не следует употреблять генетический термин тиллит до тех пор, пока четко не установлен ледниковый генезис диамиктита [17].

Древние диамиктиты, ледниковое происхождение которых можно убедительно доказать, встречаются в самых различных географических районах в некоторых интервалах геологической колонки. Позднедокембрийские тиллиты, ассоциирующиеся с перигляциальными осадками, встречаются в Канаде, Гренландии, Норвегии, Северной Ирландии и Шотландии [75, 63]. Кроме того, имеются многочисленные данные об оледенении Южного полушария в пермско-каменноугольное время. Здесь в то время отложились тиллиты, распространенные в Южной Америке, Австралии, Южной Африке (тиллит Двика) и Индии (валунные слои Талчир). Прекрасные описания диамиктитов Фолклендских островов приведены Фрейксом и Кроуэллом [28], а диамиктитов Нового Южного Уэльса — Веттемом [86].

Древние ледниковые отложения редки, но они представляют собой плодотворный материал для академических споров в масштабах, не соответствующих частоте встречаемости этих пород.

V. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Сила тяжести — это составная часть всех осадочных процессов — водных, эоловых и гляциальных. Гравитация может и сама по себе действовать как агент транспортировки осадка, однако для того чтобы осадок перемещался в горизонтальном направлении, требуется какой-то дополнительный механизм. Имеется непрерывный спектр осадочных процессов — от чисто гравитационного осаднения до турбидитовых потоков.

Условно можно выделить четыре главных типа процессов: обрушение пород, скольжение и оползни, потоки осадков и турбидиты [21].

Обрушение пород, или лавины, — это пример почти вертикального гравитационного осаднения без существенной транспортировки материала в горизонтальном направлении [81]. Образую-

щийся осадок — это валунник, сложенный плохо сортированными угловатыми валунами с высокой первичной пористостью. Впоследствии выветривание может привести к округлению валунов *in situ*, в то время как ветровая или водная транспортировка более тонкого материала приведет к заполнению пустот.

Обрушение пород может иметь место на суше и под водой. Оно может возникнуть при землетрясениях, а на суше также при сильных ливнях и оттаивании пород в холодном климате. Для того чтобы произошло обрушение пород, требуется наличие крутого обрыва. Он может иметь эрозионное происхождение или представлять собой уступ вдоль разлома.

Второй тип гравитационных процессов — это скольжение и оползни. Эти процессы имеют место на более пологих склонах, чем обрушение пород, даже при углах склона менее одного градуса. Оползни и обвалы могут быть как субэральными, так и субаквальными. Процессы скольжения включают латеральную транспортировку осадка по субгоризонтальным плоскостям сдвига. Обычно при этом необходимо наличие воды в качестве смазки, чтобы уменьшить трение и обеспечить движение материала по поверхностям скольжения. Общее строение осадка остается почти ненарушенным. Оползание включает боковое движение осадка вниз по склону таким способом, при котором первичная слоистость нарушается, слои собираются в складки, а иногда слоистость полностью разрушается. Морфология осадочных текстур, создаваемых при скольжении и оползании, описывается в следующей главе.

Скольжение и оползание становятся все более действенными агентами транспортировки при увеличении содержания воды. Многие осадки, которые восприимчивы к процессам оползания, отлагаются с рыхлой упаковкой на склонах. Как только начинается движение осадка, первичная упаковка частиц нарушается, и она обычно становится более плотной. Следовательно, пористость уменьшается, а поровое давление возрастает. Это приводит к уменьшению межзернового трения и способствует более свободному течению осадка. Поэтому с увеличением содержания воды и, следовательно, с уменьшением напряжения сдвига оползневый процесс сменяется третьим механизмом гравитационного типа — течением материала или течением зерен [25]. Этот процесс охватывает широкий ряд образований, известных как песчаные потоки, иловые потоки, щебенчатые потоки, а в результате образуются такие отложения, как флюксотурбидиты, диамиктиты и галечниковые аргиллиты.

По существу, эти образования представляют собой концентрированные суспензии твердых частиц во флюиде. В разбавленных дисперсионных средах, как в потоках волочения и в турбидитовых потоках, частицы приводятся в движение силами самого флюида. Однако в концентрированных дисперсиях движущая сила вызывается в основном самими частицами, а флюид действует как буфер или смазка между зернами. Общая теория образования таких зерновых потоков была разработана Бэгнолдом [5].

Хотя физика зернового потока еще не вполне понятна, но этот процесс и образующиеся в результате него отложения могут быть рассмотрены.

В пустынных обстановках наиболее примечательными являются селевые потоки, популярно описанные Блэквелдером [11]. Они представляют собой скопления обломков пород, песка и ила, которые, насыщаясь водой при сильных ливнях, двигаются вниз по склонам гор. Сначала движение бывает медленным, но с увеличением содержания воды оно может ускоряться с образованием быстрого потока обломков, который сметает все на своем пути. Крупные селевые потоки — это действительно катастрофические процессы, при которых гибнут животные и деревья, разрушаются дома [65].

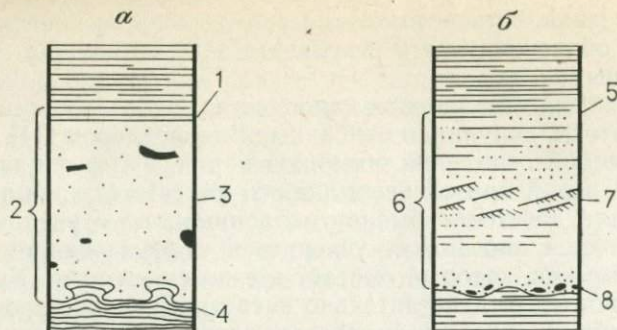
Блэквелдер выделяет четыре предпосылки образования селевого потока — это обилие неконсолидированного обломочного материала, крутые склоны, отсутствие растительности и ливневые дожди.

Отложения селевых потоков могут быть представлены валунами, галечниками, песками, алевролитами и глинами. Если в районе источника материал был однородным по размеру, то образующиеся отложения также однородны по размеру и хорошо сортированы. Однако для отложений селевых потоков характерна плохая сортировка. Такие породы называются по-разному — галечниковыми аргиллитами [17], диамиктитами [26] или флюксотурбидитами [48]. Последнее название, хотя оно и широко используется, имеет неопределенный генетический смысл и указывает на малоизученный процесс, что особо подчеркивал Уолкер [83].

Селевые потоки могут возникать на суше и под водой. На суше селевые потоки с увеличением содержания воды переходят в пластовые потоки, которые представляют промежуточное явление между зерновыми потоками и потоками волочения. Пластовые, или горные потоки отлагают субгоризонтально-слоистые крупнозернистые пески и галечники, изрезанные промоинами [45, 42]. Обычно такие отложения встречаются на аллювиальных конусах выноса и пустынных педиментах.

Субаквальные иловые потоки обычно характерны для подводных каньонов на передовых склонах дельт и континентальных склонах [76]. Современные и древние диамиктиты из этих обстановок описываются в главе 8 (с. 284).

Хендри [39] описал градационные массивные морские брекчии из юрских отложений Альп и интерпретировал их как отложения зерновых потоков. Стауффер [77] выделил типичные особенности отложений песчаных потоков и показал их отличия от отложений истинных турбидитовых потоков, а именно: отложения песчаных потоков более типичны для подводных русел, тогда как турбидитовые отложения более обычны для конусов выноса или дна бассейнов. Индивидуальные пласты, отложенные песчаным потоком в основании, имеют эрозионные контакты, но в них отсутствуют те особенности подошвы, которые характерны для турбидитов. Пласты, отложенные песчаными потоками, имеют массивную или слабо-слоистую текстуры с обломками до размера булыжника, рассеян-



Фиг. 69. Внутреннее строение осадков, отложенных зерновыми потоками (а) и турбидитами (б). По Стауфферу [77].

1 — резкий контакт при вершине; 2 — отсутствие градационной слоистости по вертикали; 3 — массивная текстура с рассеянными обломками; 4 — резкий переход часто с текстурами нагрузки; 5 — постепенный переход; 6 — градационная слоистость по вертикали; 7 — слоистая и косослоистая текстуры, обломки концентрируются в основании; 8 — эрозионная базальная поверхность

ных в этих пластах. В них нет градационной слоистости. Турбидитовые отложения, напротив, характеризуются градационной слоистостью, горизонтальной и (или) косой слоистостью и приуроченностью самых крупных обломков к основанию пласта (фиг. 69).

В заключение отметим, что процессы зернового потока еще не вполне понятны, хотя эти явления можно наблюдать в наши дни, а образующиеся отложения можно изучать. Зерновые потоки охватывают ряд явлений — от субэаральных скольжений обломочного материала и иловых потоков до субаквальных флюксотурбидитов и песчаных потоков.

Процесс зернового потока можно представить как промежуточную стадию между гравитационными оползнями и турбидитовыми потоками [32]. При переходе от одного процесса к другому возрастает содержание воды в потоке и соответственно уменьшается концентрация твердых частиц.

Список литературы

1. Allen J. R. L. (1970). „Physical Processes of Sedimentation“ Allen and Unwin, London. 248 pp.
2. Andrews J. T. and Smith D. I. (1970). Statistical analysis of till fabric methodology, local and regional variability. Q. Jl geol. Soc. Lond. 125, 503—542.
3. Bagnold R. A. (1953). The surface movement of blown sand in relation to meteorology. In „Desert Research“, 89—96. Unesco, Jerusalem.
4. Bagnold R. A. (1954). „The Physics of Blown Sand and Desert Dunes“ Methuen, London. 265 pp.
5. Bagnold R. A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. Prof. Pap. U. S. geol. Surv. 422—1. 37 pp.
6. Bailey Sir E. B. (1930). New light on sedimentation and tectonics. Geol. Mag. 67, 77—92.
7. Bates C. C. (1953). Rational theory of delta formation. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 37, 2119—2162.

8. *Bell H. S.* (1942). Density currents as agents for transporting sediments. *J. Geol. L.* 512—547.
9. *Berg L. S.* (1964). „Loess as a Product of Weathering and Soil Formation“ Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem. 205 pp.
10. *Bigarella J. J.* (1972). Eolian environments, their characteristics, recognition and importance. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“ (*J. K. Rigby* and *W. K. Hamblin*, Eds), 12—62. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 16.
11. *Blackwelder E.* (1928). Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. *Bull. geol. Soc. Am.* 39, 465—483.
12. *Bornhold B. D.* and *Pilkey O. H.* (1971). Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus Basin, Bahama. *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 1254—1341.
13. *Bouma A. H.* (1962). „Sedimentology of some Flysch Deposits“ Elsevier, Amsterdam. 168 p.
14. *Bouma A. H.* (1972). Recent and Ancient turbidites and contourites. *Trans. Gulf—Cst Ass. geol. Socs* 22, 205—221.
15. *Bradley W. H.* (1931). Non-glacial marine varves. *Am. J. Sci.* 22, 318—330.
16. *Conolly J. R.* and *Ewing M.* (1967). Sedimentation in the Puerto Rico Trench. *J. sedim. Petrol.* 37, 44—59.
17. *Crowell J. C.* (1957). Origin of pebbly mudstones. *Bull. geol. Soc. Am.* 68, 993—1010.
18. *Dailey J. W.* and *Harleman D. R. F.* (1966). „Fluid Dynamics“ Addison—Wesley, Reading, Mass. 454 pp.
19. *Daly R. A.* (1936). Origin of submarine canyons. *Am. J. Sci.* 31, 401—420.
20. *Dill R. F.* (1964). Sedimentation and erosion in Scripps submarine canyon head. In „Marine Geology“ (*R. L. Miller*, Ed.), 23—41. Macmillan, London.
21. *Dott R. H.* (1963). Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 47, 104—128.
22. *Dzulinski S.* and *Walton E. K.* (1963). Experimental production of Sole markings. *Trans. Edinb. geol. Soc.* 19, 279—305.
23. *Emery K. O.* and *Ross D. A.* (1968). Topography and sediments of a small area of the continental slope south of Marthas Vineyard. *Deep Sea Res.* 15, 415—422.
24. *Ewing M.* and *Thorndike E. M.* (1965). Suspended matter in deep—ocean water. *Science*, N. Y. 147, 1291—1294.
25. *Fisher R. V.* (1971). Features of coarse—grained, high-concentration fluids and their deposits. *J. sedim. Petrol.* 41, 916—927.
26. *Flint R. F.*, *Sanders J. E.* and *Rodgers J.* (1960). Diamicite: a substitute term for symmictite. *Bull. geol. Soc. Am.* 71, 1809—1810.
27. *Folk R. L.* (1971). Longitudinal dunes of the north—western edge of the Simpson desert, Northern Territory, Australia. 1. Geomorphology and grainsize relationships. *Sedimentology* 16, 5—54.
28. *Frakes L. A.* and *J. C. Crowell* (1967). Facies and palaeogeography of Late Palaeozoic diamicite, Falkland islands. *Bull. geol. Soc. Am.* 78, No. 1, 37—58.
29. *Friend P. F.* (1965). Fluvialite sedimentary structures in the Wood Bay Series (Devonian) of Spitzbergen. *Sedimentology* 5, 39—68.
30. *Glennie K. W.* (1970). „Desert Sedimentary Environments“ Elsevier, Amsterdam. 222 pp.
31. *Gould H. R.* (1951). Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents. In „Turbidity Currents and the Transportation of Coarse Sediments to Deep Water“ 34—52. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 2.
32. *Hampton M. A.* (1972). The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *J. sedim. Petrol.* 42, 775—793.
33. *Hand B. M.* and *Emery K. O.* (1964). Turbidites and topography of north end of San Diego Trough, California. *J. Geol.* 72, 526—552.
34. *Hanna S. R.* (1969). The formation of longitudinal sand dunes by large helical eddies in the atmosphere. *J. appl. Met.* 8, 874—883.
35. *Harland W. B.*, *Herod K. N.* and *Krinsley D. H.* (1966). The definition and identification of tills and tillites. *Earth Science Reviews* 2, 225—256.

36. Harms J. C. and Fahnestock R. K. (1965). Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In „Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation“ (G. V. Middleton, Ed.), 84—155. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 12.
37. Heezen B. C. and Ewing M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.* 250, 849—873.
38. Henderson F. M. (1966). „Open Channel Flow“ Macmillan, London. 522 pp.
39. Hendry H. E. (1972). Breccias deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the French Pre-Alps. *Sedimentology* 18, 277—292.
40. Hollister C. D. and Heezen B. C. Geologic effects of ocean bottom currents: western North Atlantic. In „Studies in Physical Oceanography“ (A. L. Gordon, Ed.), Gordon and Breach, New York.
41. Holtedahl H. (1965). Recent turbidites in the Hardangerfjord, Norway. In „Submarine Geology and Geophysics“ (W. F. Whittard and R. Bradshaw, Eds), 107—142. Butterworth, London.
42. Hooke R. Le B. (1967). Processes on arid—region alluvial fans. *J. Geol.* 75, 438—460.
43. Hubert J. F. (1964). Textural evidence for deposition of many western N. Atlantic deep sea sands by ocean bottom currents rather than turbidity currents. *J. Geol.* 72, 757—785.
44. Hubert J. F. (1967). Sedimentology of preAlpine Flysch sequences, Switzerland. *J. sedim. Petrol.* 37, 885—907.
45. Ives J. C. (1936). Desert floods U. S. Sonoyta Valley, Northern Mexico. *Am. J. Sci.* 32. 102—135.
46. Kuenen P. H. (1937). Experiments in convection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leid. geol. Meded.* 8, 327—335.
47. Kuenen P. H. (1948). Turbidity currents of high density. *Rep. 18th int. geol. Cong. U. K. Pt. 8, 44—52.*
48. Kuenen P. H. (1958). Problems concerning course and transportation of flysch sediments. *Geologie Mijnb.* 20, 329—339.
49. Kuenen P. H. (1965). Experiments in connection with turbidity currents and clay suspensions. In „Submarine Geology and Geophysics“ (W. F. Whittard and R. Bradshaw, Eds), 47—74. Butterworth, London.
- Kuenen P. H. and Migliorini C. I. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.* 58, 91—128.
50. Leliavsky S. (1959). „An Introduction to Fluvial Hydraulics“ Dover, New York. 257 pp.
51. McKee E. D. (1966). Dune structures. *Sedimentology* 7, 3—69.
52. McKee E. D. (1971). Primary structures in dune sand and their significance. In „The Geology of Libya“ (C. Grey, Ed.), 401—408. University of Libya.
53. McKee E. D. and Tibbitts G. C. (1964). Primary structures of a self dune and associated deposits in Libya. *J. sedim. Petrol* 34, No. 1, 5—17.
54. Middleton G. V. (1966a). Experiments on density and turbidity currents, I. *Can. J. Earth Sci.* 3, 523—546.
55. Middleton G. V. (1966b). Experiments on density and turbidity currents, II. *Can. J. Earth Sci.* 3, 627—637.
56. Middleton G. V. (1967). Experiments on density and turbidity currents, III. *Can. J. Earth Sci.* 4, 475—505.
57. Owen P. R. (1964). Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid Mech.* 20, 225—242.
58. Parkash B. (1970). Downcurrent changes in sedimentary structures in Ordovician turbidite greywackes. *J. sedim. Petrol.* 40, 572—590.
59. Payne R. R., Conolly J. R. and Abbott W. H. (1972). Turbidite muds within diatom ooze off Antarctica: Pleistocene sediment variation defined by closely spaced piston cores. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 481—486.
60. Pett J. W. and Walker R. G. (1971). Relationship of flute cast morphology to internal sedimentary structures in turbidites. *J. sedim. Petrol.* 41, 114—123.
61. Popov A. I. (1972). Les loess et dépôts loessoides. produit des processus cryolithogènes. *Biul. Peryglac.* 21, 193—200.

62. *Prospero J. M. and Carlson T. N.* (1972). Vertical and areal distribution of Saharan dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean. *J. geophys. Res.* 77, 5255—5265.
63. *Reading H. G. and Walker R. G.* (1966). Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finmark, Northern Norway. *Paleogeog. Paleoclimatol. Paleocol.* 2, 177—212.
64. *Rusnak G. A. and Nesteroff W. D.* (1964). Modern turbidites: terrigenous abyssal plain versus bioclastic basin. In „Marine Geology“ (L. R. Miller, Ed.), 488—503. Macmillan, New York.
65. *Scott K. M.* (1971). Origin and sedimentology of 1969 debris flows near Glendora, California. *Pof. Pap. U. S. geol. Surv.* 750—C, C242—247.
66. *Selley R. C.* (1969). Torridonian alluvium and quicksands. *Scott. J. geol.* 5, 328—346.
67. *Shepard F. P. and Dill R. F.* (1966). „Submarine Canyons and Other Sea Valleys“ Rand McNally, Chicago. 381 pp.
68. *Shepard F. P., Dill R. F. and Von Rad U.* (1969). Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine fan and Fan Valley, California. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 390—420.
69. *Shields A.* (1936). Anwendung der Ähnlich keitsmechanik und der Turbulenz forschung auf die Geschieb ebewegung: *Mitt erlungen der Preuss. Versuch anst f. Wasserbau u. Schiffbau.* Berlin. Heft 26. 26 pp. (See also Vanoni, V. A., 1964). Measurements of critical shear stress for entraining fine sediments in a boundary layer: Caltech. W. M. Kech Lab. Rept K. H.—R—7, 47 pp.
70. *Simons D. B., Richardson E. V. and Nordin C. F.* (1965). Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In „Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation“ (G. Middleton, Ed.), 34—52. *Spec. Publs. Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa.* No. 12.
71. *Skipper K.* (1971). Antidune cross—stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspé, Quebec. *Sedimentology* 17, 51—68.
72. *Smalley I. J.* (1972). The interaction of great rivers and large deposits of primary loess. *Trans. N. Y. Acad. Sci.* 34, 534—542.
73. *Smith A. J.* (1959). Structures in the stratified late—glacial clays of Windermere, England. *J. sedim. Petrol.* 29, 447—453.
74. *Smith R. L.* (1960). Ash flows. *Bull. geol. Soc. Am.* 71, 795—842.
75. *Spencer A. M.* (1971). Late PreCambrian glaciation in Scotland. *Geol. Soc. Lond. Mem.* No. 6, 100 pp.
76. *Stanley D. J. and Unrug R.* (1972). Submarine channel deposits, Fluxo—turbidites and other indicators of slope and base of slope environments in modern and ancient marine basins. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“ (J. K. Rigby and W. K. Hamblin, Eds), 287—340. *Spec. Publs. Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa.* No. 16.
77. *Stauffer P. H.* (1967). Grainflow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *J. sedim. Petrol.* 37, 487—508.
78. *Sundborg A.* (1956). The River Klaralven, a study in fluvial processes. *Geogr. Annlr* No. 38, 125—316.
79. *Van der Lingen G. J.* (1969). The turbidite problem. *N. Z. Jl Geol. Geophys.* 12, 7—50.
80. *Van Straaten L. M. J. U.* (1964). Turbidite sediments in the southeastern Adriatic Sea. In „Turbidites“ (A. H. Bouma and A. Brouwer, Eds), 142—147. Elsevier, Amsterdam.
81. *Varnes D. J.* (1958). Landslide types and processes. In „Landslides and Engineering Practice“, 20—47. *Highw. Res. Board Spec. Rept.* 29, U. S. Natl Res. Council Pub. No. 544.
82. *Walker R. G.* (1965). The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proc. Yorks. geol. Soc.* 35, 1—32.
83. *Walker R. G.* (1967a). Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. sedim. Petrol.* 37, 25—43.
84. *Walker R. G.* (1967b). Upper flow regime bedforms in turbidites of the Hatch Formation, Devonian of New York State. *J. sedim. Petrol.* 37, 1052—1058.

85. *Walker R. G.* (1970). Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins. *Spec. Pap. geol. Ass. Can. No. 7*, 219—251.

86. *Whetten J. T.* (1965). Carboniferous glacial rocks from the Werrie Basin, New South Wales, Australia. *Bull. geol. Soc. Am.* 76, 43—56.

87. *Williams G.* (1964). Some aspects of the eolian saltation load. *Sedimentology* 3, 257—287.

88. *Wilson I. G.* (1971). Desert sandflow basins and a model for the development of Ergs. *Geogr. J.* 137, 180—199.

89. *Wilson I. G.* (1972). Aeolian bedforms — their development and origins. *Sedimentology* 19, 173—210.

ГЛАВА 7. ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

I. ВВЕДЕНИЕ

В этой главе описываются характерные особенности внутреннего строения осадков, различаемые невооруженным глазом. Они называются осадочными текстурами, в отличие от микроскопических структурных характеристик (структур), описанных во второй главе.

Осадочные текстуры условно разделяются на два класса — первичные и вторичные. Первичные текстуры образуются в осадке в процессе отложения или сразу после него. Они возникают в результате главным образом тех физических процессов, которые описаны в предыдущей главе. Примеры первичных текстур — знаки ряби, косая слоистость и оползни. Вторичные осадочные текстуры — это те, которые образуются через некоторое время после отложения осадка. Они возникают в основном в результате химических преобразований, подобных тем, которые ведут к диагенетическому росту конкреций. Первичные осадочные текстуры разделяются на неорганические, включая ранее упомянутые, и органические текстуры, например, роющих, ползающих и сверлящих организмов.

В табл. XXI показаны взаимоотношения между различными упомянутыми текстурами. Это разделение текстур, так же как и большинство геологических классификаций, не является достаточно строгим. Границы между различными группами плохо определены и дискуссионны. Тем не менее такая классификация служит полезной основой для описания осадочных текстур в этой главе.

Сначала дадим определение понятия осадочная текстура. Можно сказать, что осадочная текстура это такая первичная седиментационная постройка, которая слишком велика, чтобы ее можно было видеть сразу, но не настолько мала, чтобы она могла поместиться в одном карьере. Любое русло, следовательно, рассматривается обычно как осадочная текстура. Песчаная дюна — это также осадочная текстура; но как рассматривать прибрежный бар или

Классификация осадочных текстур

Таблица XXI

I. Первичные (механогенные)	{ Неорганические Органические	{ Микротекстуры Косая слоистость Знаки ряби и т. д. Следы роющих и ползающих организмов Конкреции и т. д.	Микроскопические
			Мегаскопические
II. Вторичные (хемогенные)	Диагенетические		

барьерный остров, которые как раз представляют собой крупные и очень сложные дюны? Уверенно ли можно относить коралловый риф к осадочной текстуре? Органогенной или неорганогенной? Эти-то вопросы и вскрывают сложности точного определения понятия осадочной текстуры.

Традиционно считается, что осадочная текстура является достаточно мелкомасштабной единицей, которая наилучшим образом иллюстрируется упомянутыми знаками ряби, косо́й слоистости и оползней. В этой главе рассматриваются примерно такого масштаба текстуры, а в отдельном разделе — следы жизнедеятельности организмов.

Рассмотрим сначала описания, интерпретацию и классификацию неорганогенных осадочных текстур.

Осадочные текстуры можно видеть в обнажениях, обрывах, карьерах и в речных врезках и наблюдать в керне скважин. Осадочные текстуры легче всего поддаются описанию в керне из-за малой величины образцов. Там, где для наблюдения имеются обширные выходы пород, тотчас возникает проблема: что же считать осадочной текстурой? Видно, что пласты с косо́й слоистостью группируются в крупные единицы; знаки ряби слагают составную часть слоя; оползневая текстура состоит из деформированных слоев с различными типами осадочных текстур. Становится ясно, что осадочные текстуры не существуют изолированно. Отсюда и вытекают проблемы их описания, определения и классификации. Есть два основных приема описания осадочных текстур.

Первый способ заключается в описании обнажения по принципу скважины и составлении детального седиментологического журнала. Этим путем фиксируется вертикальный разрез толщи, ограниченный в боковых направлениях. Методология такого подхода описана Боумом [16] и Селли [79].

Второй способ заключается в площадном и вертикальном описании всего или большей части обнажения. Это обнажение можно закартировать с помощью рулетки и уровня эбни* для точной привязки точек на фасах обрывов. Метод дополняется фоторегистрацией, в особенности с использованием поляроидных фотографий, на которых могут быть указаны характерные особенности и точки отбора образцов.

Теперь рассмотрим интерпретацию осадочных текстур. Они являются наиболее ценными характеристиками при выяснении условий осадконакопления. В противоположность структурам, литологическим характеристикам и окаменелостям они не могут повторяться в разных обстановках. Они, несомненно, отражают процесс отложения осадка. Интерпретация первичных осадочных текстур базируется на изучении их природных современных аналогов, на лабораторных экспериментах и данных теоретической физики.

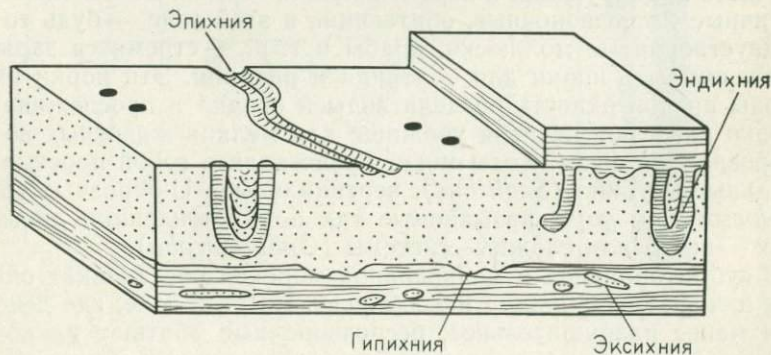
* Визирная трубка с уровнем и угловой шкалой, типа эклиметра. — *Прим. перев.*

II. БИОГЕННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

Большое число разновидностей осадочных текстур может быть связано с жизнедеятельностью организмов. В отличие от неорганических осадочных текстур эти текстуры называются биогенными. К биогенным текстурам относятся реликты корней растений, следы передвижения позвоночных животных, следы передвижения беспозвоночных, следы роющих организмов в мягких осадках и следы сверления в твердых породах. Все эти текстуры вместе называются следами ископаемых организмов, а их изучением занимается ихнология (ichnology). Крупные руководства по ихнологии написаны Хантшелом [36] и Краймсом и Харпером [21].

Индивидуальный морфологический тип следа ископаемого организма называется ихногеном. Один из основных принципов анализа следов ископаемого организма заключается в том, что сходные ихногены могут быть созданы весьма разнообразными организмами. Форма следов скорее отражает обстановку их образования, чем их создателя. Это значит, что следы ископаемых организмов могут быть важными показателями условий образования осадков, в которых они обнаружены, из-за их тесной связи с обстановкой формирования осадка. Более того, следы ископаемых организмов всегда присутствуют *in situ* и не могут быть переотложены, подобно раковинам.

Следовательно, седиментологам необходимо знать кое-что о следах ископаемых организмов. Рассмотрим основные сведения об условиях их нахождения и номенклатуре, а затем взаимоотношения между следами ископаемых организмов и средой. Поскольку, как уже указано, различные организмы оставляют сходные следы, то разнообразные типы ихногенов не могут быть сгруппированы филогенетически. Следы моллюсков группируются в соответствии с их жизнедеятельностью [75] или в соответствии с их топологией [55]. Топологическая схема описывает взаимоотношения следов с прилегающими слоями (фиг. 70). Эти две схемы сопоставлены в табл. XXII. Описательная схема Мартинсона легка для применения,



Фиг. 70. Топологическая номенклатура следов ископаемых. По Мартинсону [55]

Номенклатура типов следов ископаемых

Номенклатура по жизнедеятельности, по Сейлачеру [75]	Топологическая номенклатура, по Мартинсону [55]
Репихния: следы ползания Домихния: ходы (норки) обитания Фодихния: ходы питания	Эндихния и эксихния
Пашихния: следы питания Кубихния: следы отдыха	Эпихния и гипихния

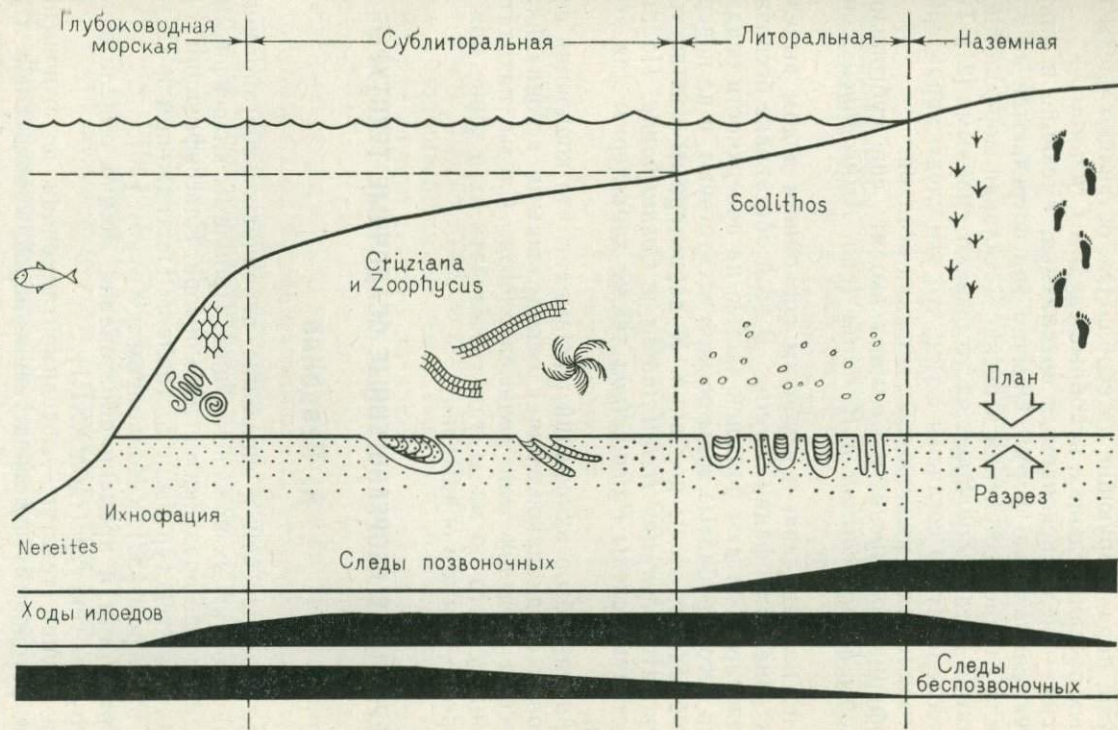
тогда как схема Сейлачера требует дополнительных пояснений. Например, различие между ходами питания и ходами ползания часто трудно уловить.

Наиболее значимый аспект изучения следов ископаемых организмов — широкая корреляция между обстановкой отложения осадков и характерной ассоциацией следов, называемой ихнофацией. Схемы, связывающие ихнофации и обстановки отложения осадков, составлены Сейлачером [75], Родригезом и Гутчиком [72] и Хеклем [40]. Эти схемы в общем виде отражены на фиг. 71.

Большинство наземных ихнофаций состоит главным образом из следов позвоночных животных. Они включают следы птиц и наземных животных. Особенно хорошо изучены следы динозавров. Вероятность сохранения таких следов низка. Наиболее часто они обнаруживаются в осадках высохших озер, на дне рек и приливно-отливных отмелей.

Двигаясь по направлению к морю, можно обнаружить хорошо сохраненную ихнофацию в зоне прилива. Это — ассоциация сколитов, названная так из-за преобладающих здесь преимущественно глубоких вертикальных ходов ихногена *Scolithos* (син. *Monocraterion*, *Tigillites* и *Sabellarifex*). В этой обстановке осадочный субстрат обычно подвергается размывающему действию водных потоков, часто эродирующих и перебивающих осадки. Вследствие этого различные беспозвоночные, обитающие в этой зоне, — будь то черви, двусторчатые моллюски, крабы и т. п., — стремятся зарыться в ил и прорыть норки для обитания и питания. Эти норки имеют выходы на поверхность раздела воды и осадка и прослеживаются глубоко вниз, обеспечивая убежище для мелких животных во время эрозионной фазы. Ходы могут представлять собой простые вертикальные трубки (*Scolithus*), вертикальные U-образные трубки (*Diplocraterion yoyo*, называемые так по их тенденции двигаться вверх — вниз) или сложные системы (*Ophiomorpha*).

В сублиторальной и мелководной морской обстановках определены ихнофации *Cruziana* и *Zoophycus*. В этой зоне, где действие моря менее разрушительное, беспозвоночные обитают на поверхностном слое осадка, прорывая в поисках пищи мелкие канавки (желобки). Они также могут рыть ходы, но менее глубокие, ориен-



Фиг. 71. Взаимоотношения икнофаций и условий обитания. По Сейлачеру [75, 76], Родригезу и Гутчику [72] и Хекелю [40]

тированные наклонно или горизонтальные. Ихнофация *Cruziana* характеризуется двухлопастным следом ползания. Эти следы обычно связывают с деятельностью трилобитов. Следы *Cruziana*, однако, обнаружены в послепалеозойских разрезах и в речных формациях [83, 17]. Интерпретация этих ихногенов должна проводиться тщательно. Мухи, паразитирующие на верблюдах, оставляют следы на современных песчаных дюнах, подобные следам *Cruziana*.

Zoophycus — следы ископаемых организмов, имеющие в плане характерную спиральную форму. Обычно они встречаются на границе раздела глинистого сланца и песка. Детальная морфология и идентификация следов *Zoophycus* часто бывают спорными [21]. Тем не менее исследователи согласны с тем, что эти следы характерны для сублиторальных и мелководных морских осадков.

В ихнофации *Zoophycus* и *Cruziana* входят еще субгоризонтальные ходы *Rhizocorallium* и *Harlania* (син. *Arthropycus*; син. *Phycodes*).

Далее по направлению к глубоким спокойным водам выделяется характерная ихнофация *Nereites*. В этой обстановке беспозвоночные животные обитают большей частью на поверхности осадка, а не внутри него. Трубочатые ходы обычно отсутствуют, и на поверхности преобладают следы ползания. К характерным извилистым следам относятся *Nereites Helminthoida* и *Cosmorhapha*. Полигональные сетчатые следы *Paleodictyon* также характерны для этой ихнофации.

Этот краткий обзор ихнофаций показывает, что концепция связи обстановки осадконакопления с определенными ассоциациями следов весьма полезна для седиментологов. Следы находятся *in situ* и они достаточно малы, так что изучать их в керне можно так же хорошо, как и в обнажениях.

III. ПЕРВИЧНЫЕ НЕОРГАНОГЕННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

А. Введение

Прежде чем перейти к описанию первичных неорганогенных текстур, рассмотрим их классификацию. Проблемы классификации станут видны после предварительного обзора. Классификации и атласы осадочных текстур были составлены Петтиджемом и Поттером [62], Гублером [33], и Конибиром и Круком [20].

По морфологии и времени образования можно выделить три главные группы текстур (табл XXIII).

Первая группа текстур — доседиментационная по отношению к пластам, которые их непосредственно перекрывают. Такие текстуры обнаруживаются на поверхностях раздела слоев. Педанты могут предпочесть для них термин межпластовые текстуры, хотя они образуются до отложения перекрывающего осадка. Эту группу большей частью составляют текстуры, которые возникают при эрозии, например текстуры размыва и выполнения, отпечатки выемок

Классификация первичных абиогенных осадочных текстур

Группа	Примеры текстур	Происхождение
I. Доседиментационные (межпластовые)	<ul style="list-style-type: none"> Русло Размыв и выполнение Рифленные отпечатки Следы прямолинейной штриховки Механические отпечатки 	Преимущественно эрозионное
II. Синседиментационные (внутрипластовые)	<ul style="list-style-type: none"> Массивная Горизонтально-слоистая (включая линейность течения) Косослоистая Тонкослоистая Тонко-косослоистая 	Преимущественно связаны с осаждением
III. Постседиментационные	<ul style="list-style-type: none"> Обрушения Оползневая Спутанно-волнистая тонкослоистая Спутанно-волнистая слоистая Опрокинуто-слоистая Текстуры нагрузки 	Преимущественно деформационное
IV. Смешанные	<ul style="list-style-type: none"> Следы дождевых капель Трещины усыхания 	

и канавок. Иногда эти текстуры называют собирательными терминами — подошвенными отпечатками, или донными текстурами.

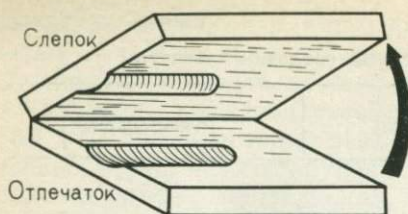
Вторая группа текстур по времени образования — синседиментационная. В этом случае формируются осадки с косо́й слоистостью или просто слоистые. Избегая генетического оттенка в терминологии, эти текстуры можно назвать в общем внутрипластовыми, чтобы отделить их от доседиментационных межпластовых текстур.

Третья группа текстур по времени образования — постседиментационная. Это деформационные текстуры, нарушающие и разрушающие до- и синседиментационные меж- и внутрипластовые текстуры. Сюда относятся оползни и текстуры скольжения.

К этим трем достаточно хорошо обособленным группам следует добавить еще четвертую, смешанную группу, которую из-за ее неоднородности нельзя поместить в рассмотренную схему.

Б. Доседиментационные (межпластовые) текстуры

Доседиментационные осадочные текстуры образуются на поверхностях раздела слоев. Они формируются до отложения перекрывающего их слоя. Большинство текстур этой группы имеют эрозионное происхождение.



Фиг. 72. Номенклатура межслоевых осадочных текстур (отпечатки в подошве слоя)

встречаемости этих донных текстур связаны со степенью литификации осадков.

Неконсолидированные осадки редко раскалываются вдоль межпластовых границ из-за своей рыхлости. Этим можно объяснить кажущееся отсутствие донных текстур в современных глубоководных турбидитовых песках. С другой стороны, хорошо литифицированные метаосадочные породы в складчатых поясах обычно легче раскалываются вдоль субвертикальных тектонических трещин, а не вдоль плоскостей напластования. Отсюда можно видеть, что донные текстуры лучше всего наблюдаются в умеренно литифицированных осадках, которые раскалываются по плоскостям напластования.

Самыми крупными из этой группы текстур являются русла. Ширина их может составлять километры, а глубина — сотни метров. Они наблюдаются в разнообразных обстановках — от субэриальных аллювиальных равнин до морских континентальных окраин. Руслообразование начинается с локализованной линейной эрозии под действием водного потока, дополняемого абразионным воздействием твердой части стока. Однако как только русло стабилизировалось, развивается боковая эрозия вследствие подрезания берега и последующего обрушения нависающих участков.

Лучше всего изучены русла речных систем (см. с. 251), при этом особое внимание было уделено генезису меандрирующих русел, математическим взаимоотношениям между извилистостью, шириной, глубиной, уклоном рек и расходом воды [74]. Для древних русел могут быть легко установлены глубина, ширина, размер частиц осадков и направление течения. Извилистость также может быть измерена, если есть соответствующая обнаженность или данные по скважинам. С использованием этих данных были предприняты попытки подсчета градиента и мощности потока в древних русловых системах [31].

Русла имеют большое экономическое значение по ряду причин. Они могут быть коллекторами нефти и газа и водоносными, они могут содержать россыпные и эпигенетические рудные месторождения, они могут срезать угольные пласты. Примеры такого рода приведены в гл. 10.

Межпластовые текстуры типа размыва и выполнения имеют

Перед описанием этих текстур необходимо остановиться на двух вопросах. Первый касается терминологии. Когда образец раскалывается по поверхности напластования, выпуклые текстуры на подошве верхнего пласта называются слепками. Углубления на поверхности нижнего пласта называются отпечатками (фиг. 72). Второй момент — это то, что легкость обнаружения и частота

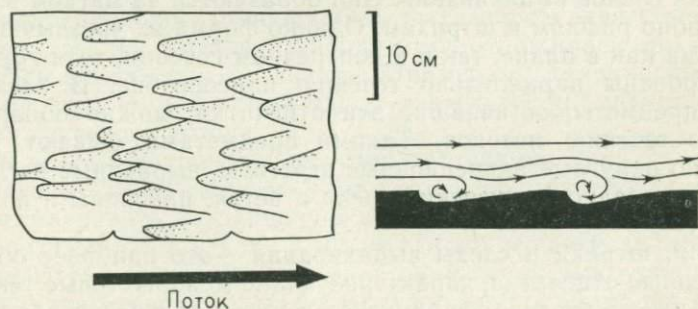
меньшие масштабы и значение. Это — малые русла, измеряемые дециметрами. Их также можно обнаружить в разнообразных обстановках.

Номенклатура ряда малых межпластовых эрозионных текстур огромна. Для более детального ознакомления с ней следует обратиться к атласам текстур. Последующие описания касаются трех наиболее обычных разновидностей текстур: отпечатки выемок, канавок и следов выпаживания. Первые две являются следствием действия только самого потока, дополняемого взвешенными частицами, тогда как следы выпаживания создаются единичными частицами в основном галечного размера.

1. Отпечатки выемок

К выемкам (рифлям) относятся углубления в форме каблука или пятки, вымытые в илистом дне. Каждое углубление обычно заполнено песком, сопрягающимся с вышележащим слоем (фиг. 73). Закругленная часть выемки обращена навстречу потоку. Расширяющийся конец указывает направление потока. Ширина рифлей составляет 1—5 см, а длина — от 5 до 20 см. Они являются типично групповыми текстурами. Долгое время рифление связывали с локализованным размывающим действием потока, текущего над неконсолидированным илистым дном. По мере затухания скорости потока эрозия рифлей уменьшается, и углубления перекрываются слоями песка.

Недавно Аллен [4, 6, 7, с. 82; 8] описал эксперименты, которые объясняют гидравлические условия, приводящие к образованию рифлей. Использованная при этом методика, а также и другие эксперименты, описанные в этой главе, заключаются в следующем. Из алебаstra изготовляется модель ложа. На алебастре выдавливаются небольшие равномерно расположенные ямки. Модель помещается в желоб, по которому течет вода. Под действием потока ямки начинают удлиняться в направлении его течения. Направление удлинения показывает направление течения непосредственно на поверхности раздела пласт — вода с небольшими отклонениями от



Фиг. 73. Рифленые отпечатки. План и поперечный разрез. Показан механизм образования волнистых углублений в мягком иле завихрениями потока

главного течения. Эксперимент Аллена показывает, что поток, производящий рифление, состоит из двух горизонтальных винтовых завихрений, которые находятся ниже зоны отделения флюида у вершины рифли.

2. Следы прямолинейной штриховки

Второй важный тип эрозионных межпластовых текстур — следы прямолинейной штриховки. Так же как и рифли, они врезаны в ил и перекрыты песком. Это длинные тонкие прямые эрозионные следы. Их глубина и ширина редко превышают несколько миллиметров, но они могут проследиваться с перерывами на метр и больше. В поперечном сечении штрихи могут быть угловатыми и округлыми. Штрихи обнаруживаются там, где пески перекрывают илы в разнообразных обстановках. Подобно рифлям, они особенно характерны для турбидитовых песков и направлены параллельно течению потока, определяемого по рифлям и осадочным текстурам внутри песков. Штриховка редко ассоциирует с рифлями, однако, как это рассмотрено на с. 174, они наилучшим образом развиваются в более удаленных (ниже по течению) обстановках, чем рифли.

Ясно, что штриховка имеет эрозионное происхождение и направлена параллельно водному потоку. Прямолинейность штрихов говорит скорее о ламинарности потока, а не о его турбулентности. Считают также, что штрихи нарезаются предметами, влекомыми водным потоком. Однако это нелегко доказать, если отсутствуют отпечатки следов выпаживания. Тем не менее линейность штрихов доказывает, что взвешенные предметы не вращались и не перемещались скачками, а транспортировались вниз по течению в постоянной ориентировке и почти на постоянном уровне по отношению к осадочному субстрату.

3. Отпечатки следов выпаживания

Третья разновидность донных текстур, которые по своему происхождению могут быть отнесены к той же группе, — механические отпечатки следов выпаживания. Они образуются на мягком илистом дне подобно рифлям и штрихам. Однако форма их чрезвычайно неправильна как в плане, так и в поперечном сечении, хотя грубо они ориентированы параллельно течению палеопотока. В идеальном случае предметы, оставившие эти отпечатки, можно обнаружить ниже по течению потоков. Такими предметами бывают гальки (особенно округлые аккреционные агрегаты, вырванные из донных глинистых осадков), кусочки дерева и веток, раковины и позвонки рыб [28].

Рифли, штрихи и следы выпаживания — это наиболее обычные подошвенные отпечатки, характеризующие межпластовые текстуры. Все они имеют эрозионное происхождение и прекрасно различаются в турбидитовых фациях, хотя и не обязательно только в них. Многие другие подошвенные отпечатки также были описаны и наз-

ваны по их форме. Их обзор можно найти в работах Поттера и Петтиджона [64], Джулинского и Сандерса [27], Джулинского и Уолтона [29]. Ранее было показано (с. 174), что детальными исследованиями выявлена зависимость осадочных текстур от направления течений палеопотоков. Проксимальные турбидиты (флюксотурбидиты) связаны преимущественно с русловыми фациями. По мере развития русел образуются турбидиты плоскодонных бассейнов, и в связи с этим происходит эволюция межпластовых эрозионных текстур от текстур размыва-выполнения через рифленые отпечатки и прямолинейную штриховку к следам выпаживания. Такие же изменения прослеживаются и по направлению течения потока по мере уменьшения скорости его течения, что отражается в текстурах каждого отдельного турбидита.

В. Синседиментационные (внутрипластовые) текстуры

К синседиментационным относятся текстуры, действительно образованные во время осаждения. Они присутствуют внутри осадочных слоев и принимают участие в строении осадка.

С этой точки зрения необходимо определить и обсудить, что следует понимать под терминами «слой» и «слоистость». Слоистость, стратификация или расслоенность являются, вероятно, самыми важными диагностическими особенностями осадочных пород. Расслоенность, правда, характерна не только для осадочных пород. Она обнаруживается в лавах, плутонических и метаморфических породах. Слоистость, в свою очередь, иногда отсутствует в мощных диамиктитах, в рифовых образованиях и некоторых очень хорошо сортированных песчаных формациях. Тем не менее некоторые элементы параллелизма присутствуют в большинстве осадков. Слоистость является следствием вертикальной дифференциации по литологическому составу, размеру зерен и реже по форме, упаковке или ориентировке зерен. Хотя слоистость и очевидна при взгляде на породу, тем не менее достаточно трудно определить понятия «слой» и «слоистость», и лишь немногими геологами проанализированы эти основные понятия [61, 57, 19].

Одним из приближений к этой проблеме является концепция «седиментационной единицы». Она была определена Отто [60] как «та часть осадка, которая, по-видимому, отложилась при почти постоянных физических условиях». Примерами таких единиц являются простой косослоистый пласт, ленточный диамиктит или диамиктит грязевого потока.

Мы можем заключить, что слои отличаются друг от друга по литологическим признакам. Таким образом, пласты сланцев можно рассматривать как мощную непрерывную толщу. Песчаники и карбонатные породы, хотя и могут слагать мощные толщи, обычно разбиваются на пласты тонкими слоями глинистых сланцев. Отметим еще два менее строгих, но заслуживающих внимания определения слоистости:

1) слоистость — напластования с толщиной слоев порядка 1—2 см;

2) тонкая слоистость — напластования с мощностью прослоев порядка 1—2 мм.

Используя приведенные условные определения, синседиментационные внутрипластовые текстуры можно разделить на пять групп: массивную, плоскопараллельную, косослоистую, тонкослоистую и тонко-косослоистую.

Морфология и происхождение этих текстур описываются ниже.

1. Массивная слоистость

В различных типах седиментационных единиц можно не обнаружить каких-либо осадочных текстур. Это бывает по разным причинам. Во-первых, слой может стать массивным в результате диагенеза. Особенно характерно это для некоторых известняков и доломитов, которые были интенсивно перекристаллизованы. Во-вторых, первичные осадочные текстуры пласта могут быть полностью разрушены интенсивной деятельностью роющих организмов.

Истинную массивную слоистость напластования часто можно видеть в тонкозернистых отложениях, образованных в низкоэнергетических обстановках, таких, как некоторые глинистые песчаники, мергели, мел, кальцилиты. В рифовых образованиях (биолитах) *in situ* также часто отсутствует слоистость.

Массивно-слоистые песчаники редки. Наиболее часто массивно-слоистая текстура присуща очень хорошо сортированным пескам, в которых осадочные текстуры не проявляются через структурные вариации. Однако уже было показано, что массивные на вид песчаники могут оказаться фактически слоистыми или косослоистыми при исследовании их рентгеновским методом [34].

Прослой массивного (однородного) песка могут быть приурочены к отложениям грязевых или песчаных потоков и нижней части (горизонт А) турбидитов, хотя здесь может отмечаться градационная слоистость.

2. Плоско-параллельная слоистость

Одной из простейших внутрипластовых текстур является плоско-параллельная, или горизонтальная слоистость. Она, как следует из названия, является слоистостью, параллельной главной поверхности напластования. Ориентирована она большей частью горизонтально. Горизонтальная слоистость, однако, может постепенно переходить через субгоризонтальную в косую слоистость. Углы наклона, определяющие эти категории текстур, неопределенны. Горизонтальную слоистость можно наблюдать в различных обстановках, от речных русел до пляжей и фронтальных частей дельт. Она характерна для осадков песчаной размерности, как терригенных, так и карбонатных. Горизонтальная слоистость складывается из плоских слоев. Она образуется при режимах потока с числом Фруда



Фиг. 74. Схема течения или линейности течения на поверхности слоя. Проявляется как зернение на плоскостях слоистости, умеренно сцементированных, способных раскалываться по этим плоскостям песчаников; указывает на путь движения потока, а не на само направление

около единицы. Достаточно умеренно отвердевшие песчаники имеют способность откалываться по плоскостям наслоения, образуя ориентированную полосчатость на поверхности пласта (фиг. 74). Такую текстуру называют линейностью течения, проявляемой на плоскостях напластования, или первичной линейностью потока [2]. Важно заметить, что, подобно ряду межпластовых текстур, линейность течения нельзя увидеть ни в рыхлых неконсолидированных песках, ни в слабо метаморфизованных осадочных породах.

3. Косая слоистость

Косая слоистость — одна из наиболее обычных и наиболее важных осадочных текстур. Она проявляется повсеместно, где происходит отложение осадков из движущегося потока в разнообразных обстановках. Косая слоистость, как вытекает из ее названия, состоит из наклонно залегающих слоек, ограниченных субгоризонтальными поверхностями. Каждая из этих единиц именуется слоем. Несколько наложенных друг на друга косых слоев называются группой слоев (фиг. 75). Существует также еще наклонная слоистость. Наклонно-слоистые серии могут постепенно с уменьшением угла падения переходить в донные или передовые слои. В своей верхней части наклонно-слоистая серия может переходить с уменьшением угла падения в так называемые верхние слои. В природе передовые слои встречаются редко, а верхние слои фактически не существуют.

Наклонно-слоистая серия называется гетерогенной, если расчлененность обусловлена вариациями в размерах зерен, и гомогенной — если нет. К наклонно-слоистым сериям применялись также названия «лавиновые» и «аккреционные» [11]. Лавинные наклонные серии являются плоскопараллельными в вертикальном сечении и выполаживаются постепенно к основанию серии. Аккреционные наклонные серии не выполаживаются, они гомогенны и имеют асимптотически искривленные передовые слои.

Углы наклона наклонно-слоистых серий измерялись систематически многими геологами [64]. В результате получен широкий разброс величин с модой между 20—25° для древних осадков. Наклон

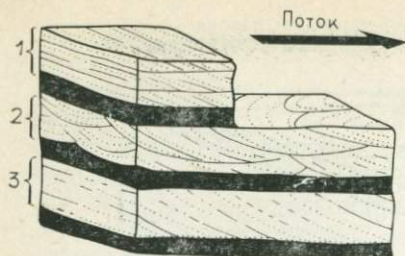


Рис. 75. Основная номенклатура ко-
сой слоистости. Пластинчатые плоско-
параллельные прослои состоят из
субпараллельных слоев. Мульдооб-
разные косослоистые прослои состоят
из сложно переплетающихся слоев.
Изолированные косослоистые прослои
называются сериями. Группы косо-
слоистых слоев называются надсе-
риями.

1 — плоскопараллельная надсерия; 2 —
мульдообразно-косослоистая надсерия;
3 — плоскопараллельная серия

являли собой истинные горизонтальные поверхности. Они часто на-
клонены в сторону истока, из-за чего максимальный угол наклон-
ных серий также уменьшается. Вторым фактором может быть то,
что угол падения часто измеряется не точно по линии падения, в ре-
зультате чего измеренный угол всегда оказывается меньше истин-
ного. Третьим фактором, уменьшающим углы падения в наклонно-
слоистых сериях, является уплотнение [70].

Вариации геометрических взаимоотношений, которые могут су-
ществовать между наклонно-слоистыми сериями и ограничиваю-
щими их поверхностями, привело к большому разнообразию гео-
логической номенклатуры и классификационных схем [1]. Геометрия
наклонно-слоистых серий и ограничивающих их поверхностей в
основном может быть определена двумя главными типами косой
слоистости: пластинчатая плоскопараллельная косая слоистость и
мульдообразная косая слоистость [57]. При пластинчатой плоско-
параллельной косой слоистости элементарные слои сверху и снизу
связаны субгоризонтальными границами серии (см. фиг. 75). При
мульдообразной косой слоистости верхние части вогнутых элемен-
тарных слоев находятся внутри эрозионных размывов, которые
удлинены параллельно направлению течения потока, они закрыты
выше и срезаны ниже по течению последующими мульдами (см.
фиг. 75). Дополнительные детали морфологии и номенклатуры ко-
сой слоистости даны у Поттера и Петтиджона [64]. Полные описа-
ния косой слоистости речных отложений были даны Фразером и
Осаником [30], Хармсом с соавторами [39], Хармсом и Фенесток-
ком [38]. Косая слоистость в песках приливно-отливных зон опи-
сана Хулсеманом [41], Рейнеком [68], Имбри и Бучененом [42].

слоев отражает критический угол
естественного откоса песков в мо-
мент их отложения. Он является
функцией размера, сортированно-
сти и формы зерен осадков, а так-
же вязкости окружающего флюи-
да. Имеется ряд данных, свиде-
тельствующих о том, что угол
естественного откоса золотых
песков выше, чем тот же угол для
субаквальных песков. Углы в 30—
35° определены для современных
золотых дюн [13], [56]. Для со-
временных субаквальных косо-
слоистых песков углы падения
редко превышают 30° [38, 42].

То, что в древних осадках уг-
лы залегания косой слоистости
несколько меньше, может быть
следствием различных факторов.
Например, поверхности раздела
косослоистых серий не представ-

В последней из этих работ показано, что внутренние (скрытые?) текстуры карбонатных песков не отличаются от текстур терригенных отложений.

Генезис косой слоистости изучен на основе эмпирических исследований древних отложений, в лабораториях и на примере современных осадков. В большинстве случаев косая слоистость образуется при миграции песчаных дюн или мегаряби. Из экспериментов с желобами (описанных на с. 166) видно, как эти пластовые формы мигрируют вниз по течению потока, отлагая передовые слои песка в углублениях ниже по течению. Если седиментация достаточно велика, тогда поверхность эрозионного размыва на фронте дюны будет выше, чем предшествующая ей поверхность, и косослоистая серия сохранится (фиг. 76). Следовательно, пластинчатая плоскопараллельная слоистость образуется из пряморебчатых дюн. Косая слоистость возникает и в овальных углублениях более сложных дюновых систем.

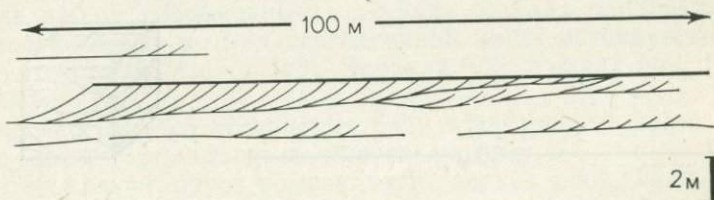
Имеются, однако, и другие случаи, когда образуется косая слоистость, три из которых следует рассмотреть особо.

В речных руслах, особенно разветвленного типа (см. с. 249), происходит смена отмелей и ям, через которые прокладывает путь осевые части или часть русла (называемая тальвегом). Когда тальвег резко входит в глубокую часть русла (яму, омут), мощность потока падает и образуются подводные дельтовые пески. Через какое-то время при соответствующих условиях потока и поставки осадка дельтовые отложения могут полностью заполнить углубление в русле односерийной косослоистой толщей [45], как, например, на фиг. 77.

Второй важный путь образования косой слоистости можно видеть в руслах. Выполнение русла иногда приводит к образованию косой слоистости, параллельной границам русла. На внутренних сторонах изгибов меандрирующего русла с перерывами происходит



Фиг. 76. Образование пластинчатой плоскопараллельной косой слоистости, залегающей там, где дюны мигрируют вдоль потока, когда эрозия склона, обращенного вверх по течению, меньше, чем седиментация наклонно-слоистой серии. Сохранившаяся мощность каждой серии меньше, чем высота дюны, из которой она образуется



Фиг. 77. Крупный передовой слой, образовавшийся в широком плесе разветвленного русла реки, кембро-ордовик, Вади-Рум, Иордания

отложение косослоистых пластов одновременно с эрозией на противоположных берегах (см. с. 245). Таким способом могут быть образованы пластинчатые косослоистые серии, в которых передовые слои простираются параллельно направлению потока [53].

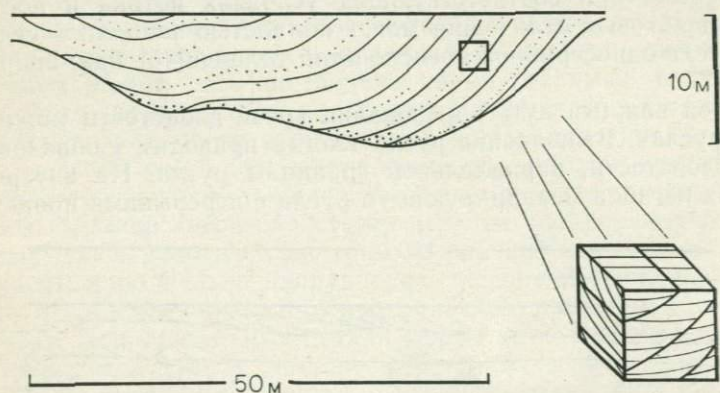
Этот тип латеральной косой слоистости несколько крупнее, чем большинство других типов (серии могут составлять несколько метров по высоте), а в основании их отмечаются конгломераты. Внимательное изучение передовых слоев показывает, что они сложены косыми слоями или слойками второго порядка, которые и отражают истинное направление потока (фиг. 78).

Третья важная разновидность косой слоистости образуется антидюнами при верхнем режиме потоков. Было установлено, что при очень высоких скоростях потоков образуются песчаные дюны, которые мигрируют вверх по течению (с. 167). Отлагаются передовые слои, падающие навстречу течению. Прерываемые слои этих так называемых антидюн редко сохраняются. По мере того как поток ослабевает, но до полного осаждения осадка, антидюны разрушаются, и формы ложа видоизменяются до плоских слоев или дюн.

Однако отмечались отклонения от этой закономерности, особенно в турбидитовых песках [85, 35]. Фиг. 79 иллюстрирует пример из аллювиальных отложений.

Эти описания показывают, что косая слоистость является очень сложной осадочной текстурой. Более целесообразно выделять ее как группу текстур различной морфологии и генезиса.

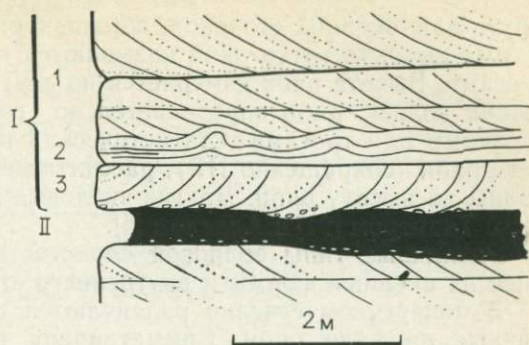
Особенное внимание геологи уделяли определению обстановки осадконакопления исходя из типа косой слоистости. Но большого успеха при этом не было достигнуто, потому что хотя морфология текстуры зависит от гидродинамических условий, одна и та же группа гидродинамических параметров может быть присуща разнообразным обстановкам.



Фиг. 78. Русло, показывающее сложное косослоистое заполнение. Большая часть мульдообразных косослоистых серий сама состоит из более мелких пластинчато-плоскопараллельных серий, миоцен, Джебел Зелтен, Ливия

Фиг. 79. Антидюнная косая слоистость в основании толщи отложений разветвленного русла, кембро-ордовик, Иордания.

I — активное выполнение русла:
 1 — косая слоистость (нижний режим потока), 2 — запутанно-волнистая слоистость, 3 — антидюны (верхний режим потока);
 II — отложения отмершего русла



Другой подход заключался в попытках определения глубины воды исходя из высоты серии. Здесь тоже не было достигнуто больших успехов по ряду причин. Не последней из них является то, что сохранившаяся высота серии контролируется степенью эрозии, следующей за ее отложением. Тем не менее при подводнообразованной косой слоистости глубина воды не может быть меньше, чем сохранившаяся высота серии.

Высота серии используется также для отличия эоловых дюн от подводных. Принято считать, что эоловые дюны образуют большие по высоте серии, чем подводные. Это не всегда так, о чем свидетельствуют примеры, приведенные на с. 181. Нельзя указать какую-либо предельную высоту серий подводнообразованной косой слоистости, поскольку внутреннее строение подводных морских дюн еще очень слабо изучено (см. с. 275).

Очень важно, что путем изучения косой слоистости можно определить направление потоков, что может привести к пониманию среды осадконакопления, палеогеографии и структурного положения слоев. Этот важный раздел анализа палеопотоков обсуждается ниже в соответствующей главе.

4. Знаки ряби и тонкая косая слоистость

Знаки ряби представляют собой волнообразно изогнутые слои, которые проявляются в тонкозернистых песках, подвергавшихся воздействию спокойных маломощных потоков воды. При миграции ряби откладываются тонко-косослоистые осадки.

Знаки ряби в современных и древних осадках привлекали интерес многих геологов. Ряд исследований имеет историческое значение — это работы Сорби [88], Дарвина [22], Киндла [46], Бачера [18] и Аллена [4].

Ниже описывается ассоциация ряби и внутренней косой слоистости, а затем обсуждается их происхождение.

Фиг. 80 иллюстрирует номенклатуру знаков ряби. Показан частный случай асимметричной ряби, образованной маломощным потоком. В поперечном сечении рябь образуется одной слабонаклоненной стороной, обращенной вверх по течению потока, и более

круто наклоненной стороной, обращенной вниз по течению потока. Самые высокие точки ряби называются гребнями, самые низкие — трогами. Высота ряби измеряется по вертикали от трога до гребня. Длина волны ряби определяется по горизонтали между двумя гребнями или трогами. Статистический параметр, называемый индексом ряби (сокращенно ИР), рассчитывается путем деления длины волны на высоту ряби. Другие числовые характеристики ряби описаны Таннером [91] и Алленом [5].

Различные типы волновой слоистости определяются комбинацией их внешней формы и внутреннего строения (фиг. 81).

В поперечном сечении различаются симметричные и асимметричные профили ряби. Симметричная рябь, называемая иногда рябью волнения, имеет два типа внутренней тонкой слоистости. При одном из них тонкая слоистость согласна с морфологией поверхности. Во втором типе тонкая косая слоистость не соответствует морфологии поверхности. Полагают, что в первом случае симметричная рябь образуется при колебательном движении флюида (волнении) при отсутствии суммарного горизонтального перемещения осадка. Вторая разновидность симметричной ряби проявляется в результате видоизменения асимметричной ряби водного потока при колебательном движении воды.

В противоположность симметричным, асимметричные знаки ряби имеют четкие различия между пологопадающей стороной, обращенной вверх по течению, и более крутой стороной, обращенной вниз по течению. Внутри они имеют тонкую косую слоистость, которая согласна с поверхностью склона, обращенного вниз по течению. Эта рябь обязана происхождением действию слабого одностороннего потока и поэтому называется рябью течения.

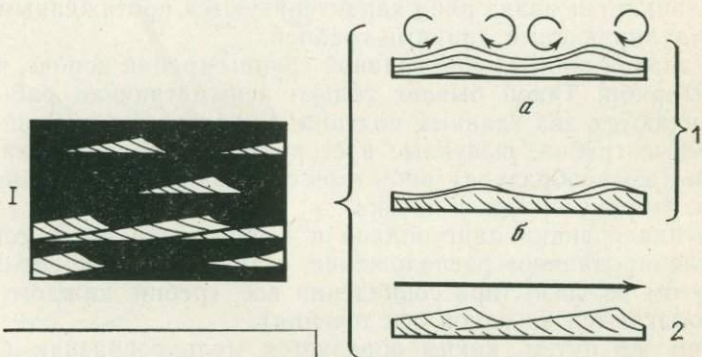
Как симметричная, так и асимметричная рябь могут залегать в виде изолированных линз песка и крупного алеврита в глинистой массе. В этих случаях применяется термин изолированно-полосчатая слоистость (см. фиг. 81) [69, 92].

С увеличением песчаной составляющей изолированно-полосчатая слоистость может постепенно переходить в косослоистые пески, в которых элементы ряби отсутствуют, хотя иногда и сохраняются в верхней части слоя. Для этих осадочных текстур предложены различные термины, включая тонкую косую слоистость, наложенную рябь и так называемую слоистость мигрирующей ряби. Джоплинг и Уолкер [45] определили ряд типов ряби, связав их с отношением концентрации суспендированного материала к влекомому материалу, который осаждается (см. фиг. 81). Обычные потоки выноса откладывают песок только на передовых склонах ряби. С увеличением концентрации взвешенного материала отложение идет также и на тыловых склонах ряби. Отсюда происходит серия профилей ряби, гребни которой мигрируют по течению потока. При чрезмерной нагрузке потока развивается синусоидальная тонкая волнистость путем вертикального наращивания симметричного профиля ряби. Джоплинг и Уолкер отмечают, что эти симметричные знаки ряби, образующие протяженные непрерывные тонкие сло-



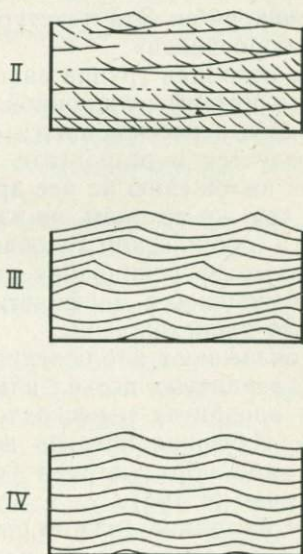
Фиг. 80. Строение знаков ряби

1 — гребень; 2 — трог; 3 — склон, обращенный вверх по течению; 4 — склон, обращенный вниз по течению; 5 — высота (амплитуда)



Фиг. 81. Типы осадочных текстур, образуемых рябью.

I — изолированно-полосчатая слоистость: изолированные песчаные знаки ряби в илстом материале; 1 — симметричные знаки ряби: а — знаки ряби волнения, б — знаки ряби течения, измененные при волнении 2 — знаки ряби течения; II — косослоистые песчаные слои на склонах перемещающихся потоком бугорков, обращенных вниз по течению; III — слоистость смещения знаков ряби, образованная вследствие седиментации с обеих сторон гребней; IV — синусоидальные знаки ряби, образованные вследствие высокой концентрации взвешенного осадка



осадка, происходят от изолированных симметричных знаков ряби, образованных при волновых колебаниях.

Зная строение ряби в поперечном сечении, рассмотрим ее в плане. Знаки ряби в современных осадках или на поверхностях древних пластов имеют разнообразие формы. Обычно встречаются некоторые преобладающие типы, которые и получили свои названия (фиг. 82).

Простейшей из них является прямогребенчатая рябь, включающая симметричные и асимметричные формы. Прямогребенчатые и линейные знаки ряби вдоль гребней во много раз длиннее, чем их длина волны. Они ориентированы перпендикулярно направлению движения волн или потока.

Извилистые знаки ряби характеризуются протяженными, но слабо ундулирующими линиями гребней.

У знаков ряби второй главной группы гребни короче, чем длина волны ряби. Такой бывает только асимметричная рябь течения. Различаются два главных подтипа. Серповидная рябь имеет дугообразные гребни, выпуклые в сторону верховьев потока. Лингвоидная (языкообразная) рябь имеет дугообразные гребни, выпуклые в сторону низовьев потока.

В плане знаки лингвоидной и серповидной ряби могут иметь «эшелонированное» расположение, совпадая или не совпадая друг с другом по фазе (при совпадении все гребни каждого эшелона располагаются на одной оси течения).

Тем же путем, каким образуется мультобразная (троговая) косая слоистость в мигрирующих впадинах сложных дюнных полей, формируется троговая тонкая слоистость при миграции сложных цепочек ряби. Эта текстура образно описана под названием «реберно-бороздовая».

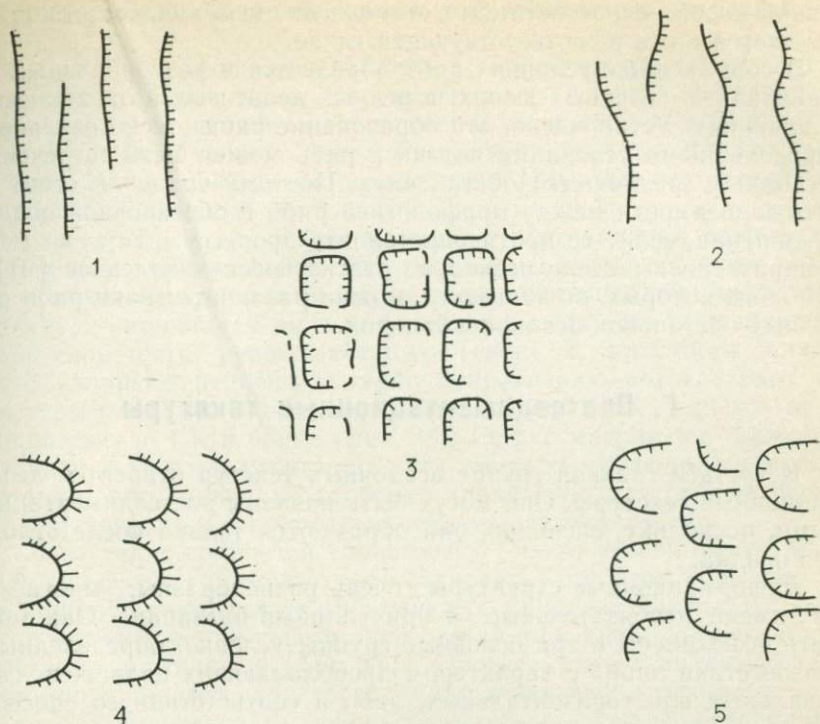
Третья основная группа знаков ряби по расположению в плане называется интерференционной. Из названия следует, что она состоит из косо пересекающихся серий гребней. Интерференционная рябь образуется в результате модификации одной системы ряби благодаря наложению на нее другой, более поздней системы, образованной тем же потоком, но изменившим свое направление.

«Гнезда личинок или головастиков» (Tadpole nests) — синоним термина «интерференционная рябь».

Ознакомившись с морфологией ряби, рассмотрим теперь более детально ее происхождение.

Как показывают наблюдения, знаки ряби не образуются в глинах, грубозернистых песках или в гравии. Они образуются только в грубых алевритах и песках с размерами зерен менее 0,6 мм в диаметре. Изучение потоков волочения показывает, что слои со знаками ряби образуются в условиях слабого течения с низким числом Фруда (с. 163).

Особое внимание должно быть уделено тому, каким путем действительно образуется рябь из плоского слоя песка. Предполагалось, что рябь развивается вниз по течению из ранее существовавших неровностей осадочного субстрата [89]. Другая школа приво-



Фиг. 82. Формы ряби по их виду в плане. По Аллену [4].

1 — прямогребенчатая, 2 — извилистогребенчатая, 3 — перекрестная (интерференционная).
4 — лингоидная (совпадающая по фазе), 5 — серповидная (не совпадающая по фазе)

дила аргументы в пользу того, что рябь может образоваться спонтанно на плоском слое песка. Толчком являются случайные турбулентные завихрения воды, которые создают первые неровности размыва [95].

Большой интерес для геологов представляет не столько первопричина образования ряби, сколько то, что можно узнать при изучении уже готовой текстуры. Желательно было бы получить информацию об условиях потока, направлении, глубине воды и обстановке осадконакопления.

Попытки связать тип ряби с характером потока не были особенно успешны. Аллен [4], однако, выявил общие зависимости между рябью течения и уменьшением глубины и соответствующим увеличением скорости течения. При этом отмечалась последовательная смена прямогребенчатой ряби извилистогребенчатой и далее серповидной и лингоидной. Глубина воды, при которой образуется рябь, не влияет на высоту гребней и длину волны ряби, за исключением самых мелководных обстановок. Однако можно легко определить направление течения по простираанию гребней и по передовым склонам знаков ряби, а также по падению внутренней

тонкой косо́й слоистости. Эта сторона анализа палеопотоков об- суждается ниже в соответствующей главе.

В современных условиях рябь образуется в разнообразных об- становках: в песчаных дюнах, в речных дельтовых и океанических отложениях. Установлено, что образование ряби тесно связано с определенными условиями потока и рябь может быть встречена в несходных (различных) обстановках. Поэтому вряд ли стоит ис- кать зависимости между морфологией ряби и обстановкой осадко- накопления, если ее противопоставлять процессу. Тем не менее эмпирически выведено несколько статистических индексов [91], с помощью которых, по-видимому, можно различить знаки ряби раз- личных обстановок осадконакопления.

Г. Постседиментационные текстуры

К третьей главной группе осадочных текстур относятся дефор- мационные текстуры. Они могут быть названы постседиментацион- ными, поскольку, очевидно, они образуются только после отложе- ния осадка.

Деформационные структуры очень разнообразны; многие из них имеют необязательные и причудливые названия. Они могут быть объединены в три основные группы условно, определенные в соответствии либо с характером преобладающих подвижек, вер- тикальных или горизонтальных, либо в соответствии со способом деформации осадка — пластически в нелитифицированном состоя- нии, или путем растрескиваний и скалывания в достаточно твердом состоянии (табл. XXIV).

Ниже описаны эти три группы деформационных текстур.

Таблица XXIV

Классификация постседиментационных деформационных осадочных текстур

Характер движения	Текстура	Характер деформации
Преобладающее верти- кальное	{ Отпечатки нагрузки и псевдостяжения, конво- лютная слоистость, оп- рокинутые передовые слои, конволютная тон- кая слоистость }	Пластическая (отсутст- вие сдвиговых нагрузок)
Преобладающее горизон- тальное	{ Оползни Сдвиг }	Хрупкая (осадки пре- терпевают сдвиговые на- грузки)

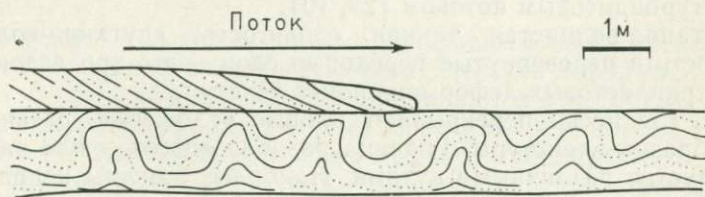
1. Вертикальные пластические деформационные текстуры

Среди деформационных текстур, характеризующихся вертикальными пластическими перемещениями осадка, различаются две главные группы. Одна группа обнаруживается в песчаных слоях и может быть условно названа текстурой пльвуна. Вторая группа текстур развивается на межслоевых поверхностях песков, перекрывающих илы.

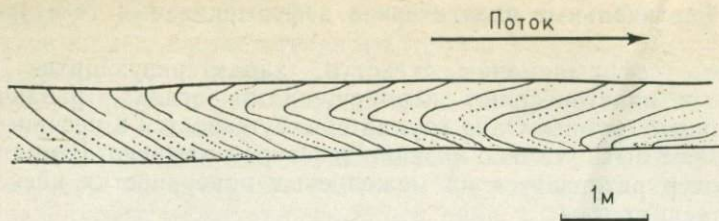
Простейший тип текстуры пльвуна в вертикальном разрезе выглядит как серия пластических складок. Для них типичны широкие плоские синклинали и острые пики антиклиналей. Антиклинали иногда опрокинуты вниз по течению потока (что проявляется в косой слоистости перекрывающих песков). В плоскости складки часто удлинены перпендикулярно направлению потока. Этот тип текстуры пльвуна охватывает деформации целых пластов песка мощностью до 1 м и более (фиг. 83). Ее рассматривают также как спутанно-волнистую слоистость. Эта текстура наблюдается во многих типах песчаников, но особенно характерна для речных песков [84, 58] древних и современных осадков, соответственно.

Со спутанно-волнистой слоистостью часто ассоциируют косо-слоистые пески. Передовые слои становятся при этом перевернутыми и приобретают форму опрокинутых (лежачих) складок. В любой одиночной серии такого типа осевая плоскость складки наклонена вниз по течению (фиг. 84). Перевернутые складки, подобно спутанно-волнистой слоистости, обнаруживаются в разных условиях потока волочения и особенно характерны для грубозернистых песков разветвленных речных русел.

Происхождению спутанно-волнистой слоистости и перевернутых передовых слоев уделено значительное внимание [9]. Имеется широко распространенное мнение, что эти текстуры образуются вследствие вертикального просачивания воды через рыхлые пески. Вода может перемещаться вследствие гидростатического напора, как, например, в аллювиальных конусах выноса [94]. С другой стороны, эта вода может быть заключена в самом осадке. Пески у поверхности не уплотняются значительно, но зерна все же могут приобрести более плотную упаковку. В результате этого пористость уменьшается. Избыточная поровая вода при этом отжимается и мигрирует по вертикали.



Фиг. 83. Спутанно-волнистая слоистость, образованная вследствие отжимания поровой воды из слабосцементированных песков. Торридонские (докембрий) речные песчаники, Раасэй, Шотландия



Фиг. 84. Деформационная текстура с опрокинутыми передовыми слоями в речном песчанике, кембро-ордовик, Иордания.

Лабораторными опытами подтверждено, что этот процесс может действительно приводить к образованию спутанно-волнистой слоистости [82]. Эксперименты показывают, что пески могут приобретать плотную упаковку при вибрации или при турбулентных завихрениях водного потока.

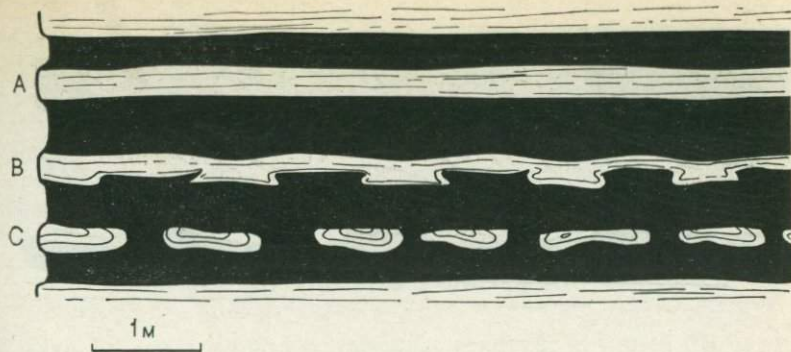
Показано, что спутанно-волнистая слоистость образуется в современных осадках как вследствие землетрясений, так и без их участия [12, 58].

Запрокидывание спутанных складок и их ассоциаций вниз по течению и соответствующая деформация передовых слоев прямо указывают на то, что в их генезисе важную роль играют мощные водные потоки.

Соответствующие вертикальные деформационные текстуры меньшего масштаба проявляются в тонкослоистых мелкозернистых песках и алевритах, им присвоен термин спутанно-волнистая тонкая слоистость. Она геометрически подобна спутанно-волнистой слоистости, но проявляется в тонкозернистых осадках и в меньшем масштабе, обычно в слоях мощностью около дециметра. Спутанно-волнистая тонкая слоистость особенно характерна для турбидитовых песков, включая как тонкослоистые, так и тонко-косослоистые ритмы Боума. Корреляция осей складок с гребнями волновой ряби и наличие деформированных и размытых внутрипластовых поверхностей свидетельствуют о том, что подвижки были приблизительно одновременны с осадконакоплением. Следовательно, спутанно-волнистая тонкая слоистость образуется, вероятно, путем обезвоживания осадка при сдвиговых напряжениях, вызываемых самим турбидитовым потоком [23, 10].

Спутанно-волнистая тонкая слоистость, спутанно-волнистая слоистость и перевернутые передовые слои — это три главных типа внутрипластовых деформационных текстур.

Там, где пески перекрывают иловые отложения, развиваются разнообразные текстуры. Граница раздела «песок — ил» часто деформируется различными путями. Наиболее типичны неправильно округлые тела песка, расположенные в подстилающем иле близ материнского пласта песка. Эти текстуры называются по-разному: текстуры продавливания, шаровые или подушечные и т. д. Все разнообразие большой группы текстур объединяется под названием



Фиг. 85. Текстуры вертикальной нагрузки в переслаивающихся песчанках и алевролитах. Торридонские (докембрий) отложения, Шотландия. Слой А не нарушен, слой В имеет хорошо выраженные отпечатки нагрузки на своей нижней поверхности. Слой С разорван на дискретные псевдостяжения

текстур подошвы или ложа. Важно, однако, различать деформационные текстуры ложа, подобные текстурам продавливания, от эрозийных текстур типа штриховки и рифленых отпечатков. Некоторые эрозийные текстуры ложа также деформируются.

В редких случаях песчаные тела могут стать полностью отделенными от их материнского вышележащего слоя. Подобным образом слои песка могут быть смещены по своей длине с образованием изолированных песчаных караваев в иле (фиг. 85). Эти дискретные тела песка в иле называются псевдоконкрециями, в отличие от нормальных диагенетических конкреций [54].

Текстуры продавливания и псевдоконкреции наблюдаются на границах раздела песка и ила как в современных, так и в древних разнообразных обстановках. Они обычны в турбидитовых фациях, но наблюдаются также и в дельтовых и речных осадках. Считают, что эти текстуры образуются при дифференцированном давлении водонасыщенного песка на неконсолидированный ил. Их легко воспроизвести в лабораторных условиях [51].

2. Оползни

Оползневые текстуры, подобно описанным выше текстурам, включают постседиментационную пластическую деформацию песка и ила. Однако оползневые складки являются отчетливым свидетельством широких горизонтальных движений в одном и том же направлении. Оползневые складки обычно ассоциируют с постседиментационными тектоническими нарушениями и с главными пологонаклонными зонами срывов складчатости, называемыми плоскостями скольжения. Вдоль плоскостей скольжения в боковых направлениях смещаются большие массы осадков. В редких, но примечательных случаях оползшего на поверхности пласта можно ви-



Фиг. 86. Оползневые слои, показывающие опрокинутые складки, поверхности скольжения и песчаные вулканчики. Присутствие последних свидетельствует о том, что движение было не только постседиментационным, но происходило на границе раздела вода — осадок до отложения вышележащей сланцеватой глины.

Основано на примерах из карбонатных отложений округа Клара, Ирландия

деть вулканчики песка с осевыми каналами и слоистыми конусами (фиг. 86). Они образовались из выносившегося кверху песка в процессе выдавливания воды, после того как оползень остановился [32].

Первоначально при изучении оползней и скольжения осадка было неясно: связаны ли эти явления с тектоническими причинами или со свойствами рыхлого осадка. О том, что подвижки происходили почти одновременно с накоплением осадка, свидетельствует тот факт, что складки и трещины разрыва перекрываются ненарушенными осадками, а ориентировки этих текстур не связаны с региональными тектоническими структурами. Разрушенные пласты могут быть пронизаны недеформированными корнями растений, ходами животных и нарушены постседиментационными тектоническими подвижками.

Оползни образуются тогда, когда происходит быстрое накопление илистого материала на неустойчивом склоне. Латеральные подвижки могут быть вызваны землетрясениями, штормами, но могут быть и самопроизвольными. Такие условия чаще встречаются на фронтах дельт в активно погружающихся бассейнах. В таких ситуациях известны многие случаи образования оползней [50, 48, 14].

Известно, что оползни образуются как на берегах рек, так и на континентальных окраинах. Громадные массы плейстоценовых осадков, например, смещены оползнем в районе Рокол-Бэнк (Северная Атлантика) вследствие тектонических подвижек, а также на континентальном склоне в районе восточного побережья Северного острова в Новой Зеландии [71 и 72]. В последнем случае толща песчаных и алевроитовых осадков плейстоцена мощностью 10—50 м сползала по плоскости скольжения с углом наклона 1—4°.

Примером наиболее крупных оползней может служить остров Барбадос, смещавшийся вниз в океанический бассейн, а затем вновь приподнятый тектонически [24].

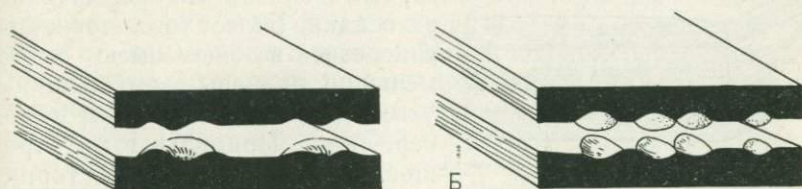
Этот пример в какой-то степени демонстрирует, что широкие боковые смещения осадков обусловлены тектоническими причинами и относятся уже к сфере гравитационной тектоники [25, с. 232—256].

Д. Прочие текстуры

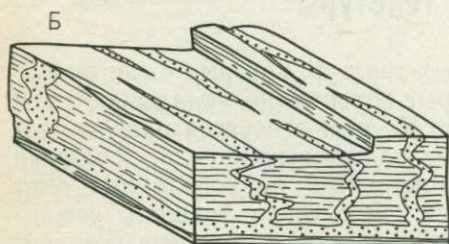
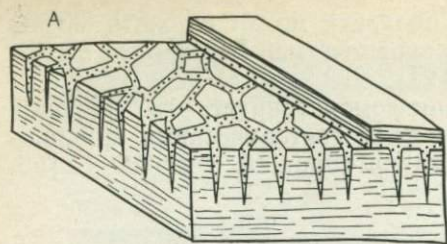
Среди огромного ряда осадочных текстур, которые были описаны выше, имеются многие текстуры, которые не укладываются в простую схему, приведенную выше. К ним относятся разнообразные текстуры, включающие следы дождевых капель, соляные псевдоморфозы и различные вертикальные дайкоподобные тела разной морфологии и происхождения. Это также трещины усыхания, трещины синерезиса, осадочный будинаж и песчаные (кластические) дайки.

Отпечатки дождевых капель наблюдаются в алевритовых и пелитовых осадках там, где слои перекрываются весьма тонкозернистыми песками. В плане они имеют круглую или овальную (при косом дожде) форму и расположены кучно и близко. Вокруг каждого отпечатка дождевой капли имеется вал. Размеры их 2—10 мм в диаметре. Отпечатки капель дождя — хорошие индикаторы субаэральной обстановки, но не обязательно аридной, хотя в последнем случае они легче сохраняются. Нужно быть очень внимательным, чтобы отличить следы капель дождя от углублений, образуемых при вдавливании песчаных зерен в мягкий ил. Это иногда имеет место там, где глинистые сланцы с плитчатой отдельностью содержат тонкие прослойки грубозернистого песка. Такие вмятины от песчаных зерен лишены приподнятых валов, характерных для отпечатков дождевых капель (фиг. 87).

Глиптоморфозы встречаются в тех же литологических обстановках, что и следы дождевых капель. Они находятся обычно в местах, где пелитовые или алевритовые слои перекрываются алевритами или очень тонкими песчаниками. Глиптоморфозы представляют собой отпечатки, образованные кубическими кристалла-



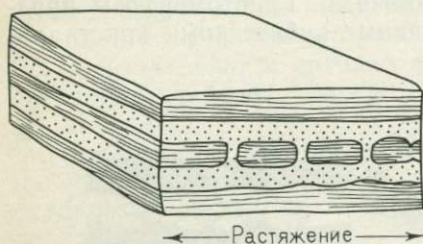
Фиг. 87. Отпечатки капель дождя, окруженные по краям выпуклым кольцом (А), и отпечатки крупных песчаных зерен на тонком алевритовом слое (Б)



Фиг. 88. Трещины усыхания, вызванные усадкой ила с образованием сужающихся книзу разрывов, расположенных полигонально, впоследствии заполненных песком (А), и песчаные дайки с птигматитовыми очертаниями; образованы в результате уплотнения и соединения с подстилающим материнским пластом песка (Б)

Глубина трещин также достигает 0,5 м (фиг. 88). Пикард [63] описал непрерывные непересекающиеся линейные трещины усыхания, ориентированные параллельно местному палеосклону. Считают, что трещины усыхания указывают на субэаральную обстановку на поверхности осадка.

Трещины синерезиса образуются в илах при спонтанном обезвоживании глин под слоем воды [93]. Отличие их от трещин усыхания заключается в том, что они выполняются почти такими же тонкими или несколько более грубыми илами, чем вмещающие их осадки. Более того, трещины синерезиса в общем имеют много меньшие размеры, чем трещины усыхания, обычно 1—2 мм в поперечнике. Примеры такой трещиноватости описаны в торридонских отложениях (докембрий) [77] и в девонской толще Кайтнесс-Флегс [26].



Фиг. 89. Осадочный будинаж. Образован путем разрыва слоя глины, сопровождающегося внедрением плавучего песка вдоль появившихся трещин

ми галита в мягком иле. Они часто имеют вогнутый воронкообразный габитус. Кристаллы солей растут в иле, отложенном на субстрате, содержащем рассолы. Приток мутьевых несолёных вод приводит к растворению кристаллов соли и сохранению отпечатков под новым слоем осадка.

В осадках встречаются разнообразные плоские текстуры, образованные системами вертикальных плоскостей, включая трещины усыхания, трещины синерезиса, осадочные и нептунические дайки.

Трещины усыхания, известные также под названием «солёных», представляют собой трещины в иле, выклинивающиеся книзу и заполненные песком. В плане они имеют полигональную форму. Отдельные трещины имеют ширину порядка 1 см. Размеры нетрещиноватых участков составляют около 0,5 м в поперечнике.

Не всегда легко отличить субэаральные трещины усыхания от подводных трещин синерезиса. Особенно крупные полигональные системы трещин в современных плайях могут образоваться вследствие воздействия процессов субэаральной и подводной дегидратации в изменяющихся четвертичных климатических обстановках.

Песчаные дайки — это вертикальные пластообразные тела песка, которые интродуцируют илы из нижележащего песчаного горизонта. Хотя они и имеют иногда полигональное расположение, но отличаются от трещин усыхания по их тенденции к выклиниванию вверх и по тому, что они связаны в основании с материнским песчаным слоем. Песчаные дайки внедряются в виде пльвуна в водонасыщенном иле. Подобно трещинам усыхания, в них часто видны признаки птigmatитового уплотнения (см. фиг. 88).

Примечательные песчаные дайки встречаются в миоценовой толще в Паноч-Хиллс в Калифорнии. Смайерс и Петерсон [87] описали систему из 350 песчаных даек и силлов, интродуцирующих глинистые сланцы Морено. Их мощность варьирует от нескольких дециметров до нескольких метров. Отдельные дайки имеют длину до километра. Известно, что песчаные дайки могут образовываться при землетрясениях [12].

Особые разновидности песчаных даек — текстуры осадочного будинажа. Морфологически они сходны с тектоническим будинажем [25], но в противоположность ему, при осадочном будинаже не образуются пережимы компетентных известняков и песчаников в некомпетентных глинистых сланцах. Осадочный будинаж происходит в переслаивающихся толщах неконсолидированных водонасыщенных песков и илов, которые подвергаются напряжению, например вследствие воздействия расположенного рядом оползня. В слоях глин при этом образуются пережимы, а иногда и расчленение на отдельные тела, при внедрении в них сверху и снизу песка (фиг. 89).

IV. АНАЛИЗ ПАЛЕОПОТОКОВ

Предшествующий анализ осадочных текстур показывает, что они могут быть использованы для определения процессов осадконакопления. Так как осадконакопление происходит в различных обстановках, то немногие отдельные текстуры могут быть диагностическими; для этих целей лучше применять комплексы текстур. Имеется, однако, другой путь использования осадочных текстур. Они могут указывать на направление течения палеопотоков, палеосклонов, палеогеографию и простираание песчаных тел. Анализ палеопотоков представляет собой составную часть фациального анализа обнажений и приповерхностных отложений. На эту тему есть обширная литература. Поттер и Петтиджон составили наиболее полное руководство [64].

Ниже рассматриваются методология, интерпретация и практическое значение анализа палеопотоков.

А. Исследование палеопотоков

Для анализа палеопотоков может быть использован широкий набор осадочных текстур. Некоторые из них указывают только на существование течения, другие дают представление как о наличии течения, так и о его направлении. Примеры первой группы текстур включают линейную штриховку, русла, размыты и линейность течения. Примеры второй группы текстур включают кулисообразное расположение галек (см. с. 38), тонкую косую слоистость, косую слоистость, оползневые складки, рифленые отпечатки и асимметричные профили знаков ряби.

Измерения ориентировки осадочных текстур должны проводиться тщательно. Желательно замеры делать по площадной сетке, особенно при региональном картировании палеопотоков. На практике обычно приходится считаться со степенью обнаженности отложений и со временем.

Каждая точка, выбранная для замеров, в общем представляет собой обрыв, карьер, врез реки, дорожную выемку и т. п. Если необходимо, анализ палеопотоков сопровождается полным седиментологическим исследованием. Следовательно, каждое место замеров будет одновременно и местом описания и изучения разреза или, по меньшей мере, местом более детального изучения стратиграфии, литологии, фаций и фауны. В каждой точке определяют падение и простирание пород. Если падение большое (более 10°), то в каждое определение элементов залегания текстур вносятся поправки с помощью стереографической сетки. Для линейных и плоских текстур с малыми углами падения можно указывать только азимут падения. В то же время необходимо указать тип и масштабы текстуры и литологическую ситуацию.

Направления падения передовых слоев всегда должны измеряться в плане, углы падения в вертикальном разрезе используются только в крайнем случае. На то имеются две причины. Во-первых, косые слои не всегда падают прямо вниз по течению. В трогах и в руслах перемещающихся в боковых направлениях передовые слои отлагаются под углом или перпендикулярно направлению течения. Исследование косой слоистости в плане дает ключ к пониманию структурного положения передовых слоев. Если косая слоистость измеряется в вертикальном сечении, записывается обычно лишь видимый угол падения. Он может значительно отличаться от истинного угла, особенно если широко развита отдельность. Отклонение, однако, не будет слишком большим, если передовые слои замеряются в плоскости, ориентированной нормально к направлению их падения, так как они будут иметь кажущееся горизонтальное залегание (см. фиг. 75).

Какие замеры необходимо сделать в точке наблюдения — не всегда ясно, хотя возможности часто ограничены размерами обнажения. Обсуждение вопросов статистики наблюдений дано Миллером и Каном [59], Крумбейном и Грейбиллом [49]. Здесь имеется

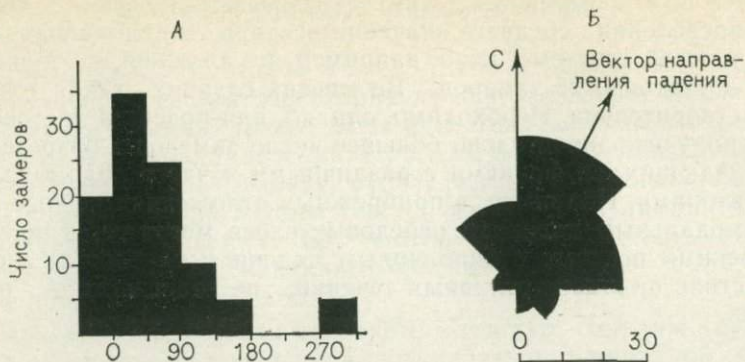
широкое поле деятельности для статистических подсчетов. Обычно для определения среднего значения вектора в однонаправленной косослоистой системе, как, например, в аллювии, с точностью $\pm 30^\circ$ достаточно 25 замеров. Во многих случаях такая точность удовлетворительна. Необходимо, однако, для подсчета достоверной моды получить значительно большее число замеров в разрезе с переслаивающимися фациями с различными и часто полимодальными векторами. Например, в прибрежных отложениях речные пески с унимодальным падением передовых слоев могут переслаиваться с морскими песками с биполярным падением передовых слоев — вследствие приливно-отливных течений, не зависящих от палеосклона.

Б. Анализ данных по изучению палеопотоков

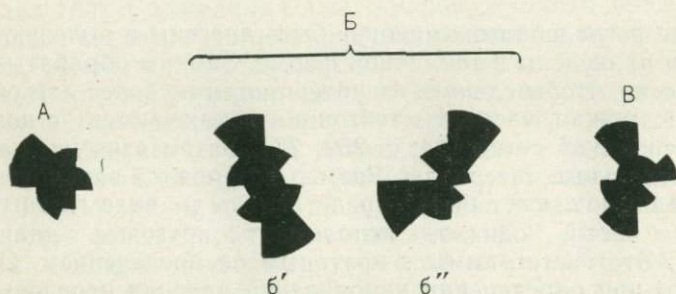
Данные по палеопотокам могут быть внесены в полевую книжку и затем приведены в табличной форме. Замеры обрабатываются статистически, чтобы сделать их интерпретацию более легкой. Там, где это возможно, элементы тектоники исключаются с помощью стереографической сетки [64, с. 259; 73]. Затем азимуты разбиваются на отдельные интервалы. Размер интервалов варьирует от 30° до 45° . Данные могут быть представлены в виде гистограммы. Наиболее часто, однако, используют круговые диаграммы (фиг. 90). Это гистограммы с круговым распределением. Они общеприняты при определении направлений падения передовых слоев. В противоположность розе ветров, по которой можно видеть, откуда дует ветер, роза направлений указывает на преобладающие направления падения, называемые модами. В азимутальных распределениях данных по палеопотокам различаются несколько типов диаграмм (фиг. 91). Для одномодальных данных средний вектор может быть определен статистически. Это может быть сделано математически или графически.

Графический метод рассмотрен Ричем [67] и Раупом и Мишем [66]. Начиная от любой точки по азимуту первого замера откладывается единичный отрезок (например, 1 см). Затем от конца этого отрезка проводится второй единичный отрезок по азимуту второго замера. Таким путем наносятся все замеры. Линия, соединяющая начальную точку с концом последнего замера, и будет графическим изображением среднего вектора (фиг. 92). Этот быстрый и простой метод используется большинством геологов. Он особенно полезен для выявления ложных углов падения (при резких вариациях углов падения по вертикали) полученных при измерениях в обнажениях или с помощью уклонометра в буровых скважинах.

Более строго средний вектор рассчитывается по следующей формуле [37]:



Фиг. 90 Данные по палеопотокам, основанные на одних и тех же замерах: А — гистограмма, Б — роза-диаграмма (интервал 45°).



Фиг. 91. Распределение азимутальных характеристик палеопотоков. По Селли [80]. А — унимодальное; Б — бимодальное: б' — биполярное, б'' — косое; В — полимодальное



Фиг. 92. Графический метод нахождения среднего значения вектора палеопотока. По Ричу [67] и Раупу и Мишу [66]

$$X_v = \operatorname{arctg} \left[\frac{\sum_{i=1}^n n_i \sin X_i}{\sum_{i=1}^n n_i \cos X_i} \right],$$

где X_v — средний вектор, n — общее число наблюдений; n_i — число наблюдений в каждом частотном классе и X_i — среднее значение азимута в каждом i классе.

Среднеарифметическое значение вектора можно определить путем сложения всех азимутов и деления суммы на общее число наблюдений. Этот метод непригоден, если азимуты разбросаны около направления 360° , так как мы вполне можем получить среднее направление около 180° , т. е. противоположное истинному. В таких случаях среднее арифметическое значение может рассчитываться путем применения ложных данных. Например, ко всем значениям азимутов добавляется 90° . Азимуты суммируются и сумма, как обычно, делится на общее число замеров. Истинное среднее арифметическое значение получается вычитанием 90° из полученного результата.

Для подсчета величины дисперсии среднего значения вектора имеются дополнительные статистические методы [64, с. 255; 37, с. 42].

Все эти методы применяются только при унимодальном распределении азимутов. Их нельзя применять при бимодальном или полимодальном распределениях. В таких случаях наиболее надежно представлять данные в виде розы направлений [90].

Данные по палеопотокам могут быть использованы при региональном картировании фаций. При унимодальном распределении и достаточном числе точек наблюдения средние значения векторов могут быть нанесены на карту и соединены изолиниями. Изолинии при этом представляют собой безразмерные уровни, которые будут отражать палеонаправления. Азимутальные векторы, надежно подтвержденные фациальным анализом, указывают падение палеосклона. Региональные карты палеопотоков можно обработать с помощью математических методов для анализа общего характера поверхности.

В. Интерпретация данных по палеопотокам

Прежде чем приступить к интерпретации данных анализа палеопотоков, проводятся следующие операции:

- а) замеры структур;
- б) определение условий палеопотока;
- в) статистическая обработка данных по палеопотоку;
- г) определение условий палеосклона.

Две дедуктивные стадии исследования (б, г) заслуживают специального рассмотрения. Давая заключение о направлении палео-

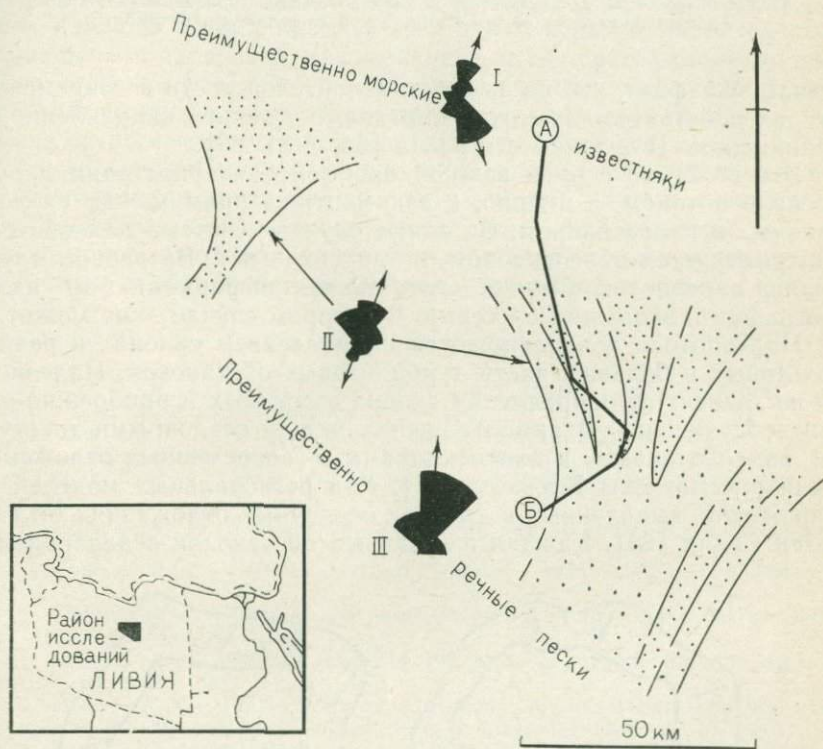
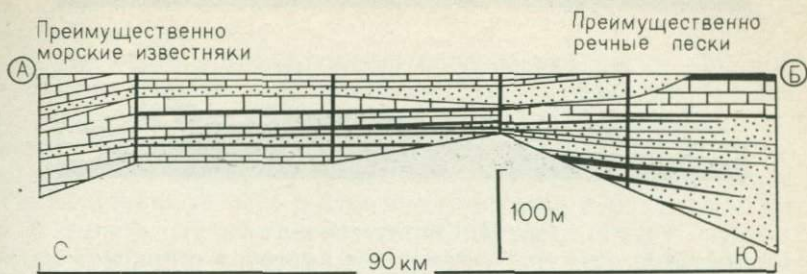
потока на основании осадочных текстур, нужно знать заранее, как располагаются передовые слои, косо или перпендикулярно к течению; антидюны указывают направление вверх по течению. Заключение о палеопотоках должно делаться внимательно, с учетом фактических измерений текстур. До начала измерений в поле следует изучить осадочные текстуры и рассмотреть их генезис. В настоящее время многие публикации включают розы направлений палеопотоков без четкого указания на то, являются ли они суммой замеров действительных текстурных ориентировок или дедуктивно отражают направления течений.

Дальнейшая работа заключается в оценке уровня значимости различных текстур. Рябь отражает более локальные и мелкие потоки, чем дюны. Дюны отражают, в свою очередь, более мелкие потоки, чем русла. Русло же может меандрировать и отклоняться от регионального направления топографического склона. Следовательно, можно полагать, что эти текстуры располагаются по иерархической лестнице в общей системе потоков [3]. Получение данных по измерению направления оси русла намного более важно, чем немногие данные по ориентировке косослоистых пластов, которые следует учитывать в большей степени, чем данные по тонкой косой слоистости. Немногие геологи занимались оценкой значимости разнообразных текстур разных порядков [43]. Тем не менее облада-

Таблица XXV

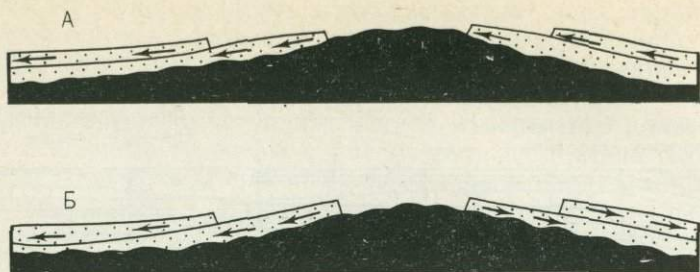
Классификация некоторых типов палеопотоков,
по данным Селли [80]

Обстановка	Локальный вектор потока	Региональный тип
Аллювиальная { Разветвленное русло { Меандры	Унимодальный, слабая изменчивость Унимодальный, сильная изменчивость	Часто веерообразная форма Контролируется склоном, часто центростремительное выполнение бассейна
Эоловая	Уни-, би- или полимо- дальный	Могут поворачиваться на 180° на протяжении сотен километров вокруг горных систем
Дельтовая Побережья и шельфы	Унимодальный Бимодальный (благодаря приливам-отливам), иногда униполярный или полимодальный	Регионально-радиальный В основном постоянно ориентирован к берегу, от берега или вдоль берега
Морские турбидиты	Унимодальный (за некоторыми исключениями, см. с. 284)	Веерообразная форма или, в крупном масштабе, простираение внутрь или вдоль оси трога



Фиг. 93. Пример анализа палеотечений совмещенного с палеографическим изучением ливийского миоценового берега. По Селли [81].

На севере площади морские калькарениты имеют биполярное распределение падений передовых слоев (I), отражающее приливно-отливные потоки. На юге в речных песках проявлено однополярное северное погружение передовых слоев (III). В комплексе экструаривных русел проявлено биполярное падение косой слоистости (II), отражающее приливно-отливные потоки с преобладанием отливных



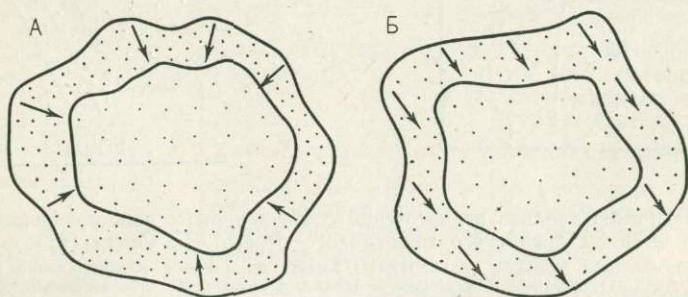
Фиг. 94. Структурные своды.

Там, где палеопотоки отражают палеосклоны, как например, в речных обстановках, они дают ключ к определению возраста региональных структурных сводов. Если вкrest свода направление палеопотока не изменяется, то свод постседиментационный (А), а если палеопотоки расходятся от оси свода, то он синседиментационный (Б)

живает тот факт, что по замерам косой слоистости в современных руслах действительно можно определить среднее направление падения, соответствующее оси русла [64, с. 81; 86].

Это ведет ко второй важной проблеме интерпретации данных по палеопотокам, а именно, к взаимоотношениям между палеопотоками и палеосклоном. В одних случаях система палеопотоков контролируется палеосклоном, в других — нет. В первом случае анализ палеопотоков может дать ценную информацию по палеогеографии и эволюции бассейна. Во втором случае — не может.

Палеопотоки контролируются направлением склона в речных, дельтовых и большей части турбидитовых обстановках. Палеопотоки не зависят от направления склона в эоловых и прибрежно-морских обстановках. Взаимоотношения между осадочными текстурами, палеопотоками и палеосклонами в современных отложениях были рассмотрены Клейном [47]. Ряд региональных моделей палеопотоков, выявленных в древних осадочных отложениях был выведен Селли [80]. Каждая из главных обстановок осадконакопле-



Фиг. 95. Осадочные бассейны.

Там, где палеопотоки отражают палеосклон, как, например, в речных обстановках, они дают ключ к определению возраста осадочных бассейнов. В синседиментационном бассейне (А) они конвергируют в зависимости от топографического центра бассейна. В постседиментационных бассейнах (Б) палеопотоки не зависят от существующей структурной обстановки

ния характеризуется собственной моделью палеопотока (табл. XXV).

На фиг. 93 приведены типичные примеры анализа палеопотоков при региональных исследованиях сложных полифациальных прибрежных отложений.

В еще более широком плане палеопотоки могут указывать на время образования тектонических структур. Особенно полезны они при определении времени образования палеовозвышенности — в течение осадконакопления или после осадконакопления (фиг. 94). Подобным же образом анализ палеопотока может указать на синседиментационные или постседиментационные осадочные бассейны. В первом случае палеопотоки сходятся к центру бассейна. Во втором случае палеопотоки пересекают бассейн с более или менее постоянным палеонаправлением (фиг. 95). В пенсильванском бассейне Южного Уэльса наблюдается центростремительное расположение речной палеосети, указывающее на его синседиментационное происхождение [15]. Бассейн Иллинойс представляет собой хороший пример постседиментационного тектонического бассейна с постоянным региональным направлением падения [65].

Такие выводы могут быть сделаны только на основании данных по палеопотокам, полученных при изучении осадков, отложенных в обстановках, контролируемых склоном. Эти примеры действительно показывают, насколько большое значение имеет анализ палеопотоков в общей системе фациального анализа.

Список литературы

1. Allen J. R. L. (1963). The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93—114.
2. Allen J. R. L. (1964). Primary current lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo-Welsh basin. *Sedimentology* 3, 89—108.
3. Allen J. R. L. (1966). On bedforms and palaeocurrent. *Sedimentology* 6, 153—190.
4. Allen J. R. L. (1968a). On criteria for the continuance of flute marks, and their implications. *Geologie Mijnb.* 47, 3—16.
5. Allen J. R. L. (1968). „Current Ripples“ North—Holland, Amsterdam. 433 pp.
6. Allen J. R. L. (1969). Some recent advances in the physics of sedimentation. *Proc. Geol. Ass.* 80, 1—42.
7. Allen J. R. L. (1970). „Physical Processes of Sedimentation“ Allen and Unwin, London. 248 pp.
8. Allen J. R. L. (1971). Transverse erosional marks of mud and rock: their physical basis and geological significance *Sedimentary Geol.* 5, 167—385.
9. Allen J. R. L. and Banks N. L. (1972). An interpretation and analysis of recumbent—folded deformed cross—bedding. *Sedimentology* 19, No. 3/4.
10. Anketell J. M., Gegla J. and Dzulinski S. (1970). On the deformational structures in system with reversed density gradients. *Ann. Soc. geol. Pologne.* 15, 3—29.
11. Bagnold R. A. (1954). „The Physics of Blown Sand and Desert Dunes“ Methuen, London. 265 pp.
12. Barratt P. J. (1966). Effects of the 1964 Alaskan earthquake on some shallow water sediments in Prince William Sound, S. E. Alaska. *J. sedim. Petrol.* 36, 992—1006.
13. Bigarella J. J. (1972). Eolian environments — their characteristics, recognition and importance. In „Recognition of Ancient—Sedimentary Environments“

(J. K. Rigby and W. K. Hamblin, Eds), 12—62. Spec. Publ. Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 16.

14. *Blanc J. J.* (1972). „Slumpings“ et figures sedimentaires dans le Cretace superieur du bassin du Beausset, France. *Sedimentary Geol.* 7, 47—64.

15. *Bluck B. H.* and *Kelling G.* (1963). Channels from the Upper Carboniferous coal measures of South Wales. *Sedimentology* 2, 29—53.

16. *Bouma A. H.* (1962). „Sedimentology of Some Flysch Deposits“ Elsevier, Amsterdam. 168 pp.

17. *Bromley R. G.* and *Asgaard U.* (1972). Freshwater Cruziana from the Upper Triassic of Jameson Land, East Greenland. *Gronl. geol. Undersogelse Rapp.* No. 49, 7—13.

18. *Bucher W. H.* (1919). On ripples and related sedimentary surface forms and their palaeogeographic interpretation. *Am. J. Sci.* 47, 149—210, 241—269.

19. *Campbell C. V.* (1967). Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology* 8, 7—26.

20. *Conybeare C. E. B.* and *Crook K. A. W.* (1968). „Manual of Sedimentary Structures“ Bull. Bur. Miner. Resour. No. 12. Canberra A. C. T. 327 pp.

21. *Crimes T. P.* and *Harper J. C.* (Eds) (1970). „Trace Fossils“ *Lpool geol. Soc.* 547 pp.

22. *Darwin G. H.* (1883). On the formation of ripple—mark in sand. *Proc. R. Soc.* 36, 18—43.

23. *Davies H. G.* (1965). Convolute lamination and other structures from the Lower Coal Measures of Yorkshire. *Sedimentology* 5, 305—326.

24. *Davies S. N.* (1971). Barbados: a major submarine gravity slide. *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 2593—2602.

25. *De Sitter L. U.* (1964). „Structural Geology“ McGraw—Hill, London. 551 pp.

26. *Donovan R. N.* and *Foster R. J.* (1972). Subaqueous shrinkage cracks from the Caithness Flagstone Series (Middle Devonian) of Northeast Scotland. *J. sedim. Petrol.* 42, 309—317.

27. *Dzulinski S.* and *Sanders J. E.* (1962). Current marks on firm mud bottoms. *Trans. Conn. Acad. Arts Sci.* 42, 57—96.

28. *Dzulinski S.* and *Slaczka A.* (1959). Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian flysch). *Ann soc. geol. Polska* 28, 205—260.

29. *Dzulinski S.* and *Walton E. K.* (1965). „Sedimentary Features of Flysch and Greywacke“ Elsevier, Amsterdam. 274 pp.

30. *Frazier D. E.* and *Osanik A.* (1961). Point—bar deposits. Old River Locksite Louisiana. *Trans. Gulf—Cst Ass. geol. Socs* 11, 127—137.

31. *Friend P. F.* and *Moody—Stuart M.* (1972). Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: regional analysis of a late orogenic basin. *Norsk Polarinstitutt Skrift.* No. 157. Oslo, 77 pp.

32. *Gill W. D.* and *Kuenen P. H.* (1958). Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. *Q. J. geol. Soc. Lond.* 113, 441—460.

33. *Gubler Y.* (Ed.) (1966). „Essai de Nomenclature et de Caracterisation des Principales Structures Sedimentaires“ Editions Technip, Paris. 291 pp.

34. *Hamblin W. K.* (1962). X—ray radiography in the study of structures in homogenous sediments. *J. sedim. Petrol.* 32, 201—210.

35. *Hand B. M.*, *Middleton G. V.* and *Skipper K.* (1972). Artidune cross—stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspe, Quebec. *Sedimentology* 18, 135—138.

36. *Hantzschel W.* (1962). Trace fossils and problematica. In „Treatise on Invertebrate Paleontology“ (R. C. Moore, Ed.), Part W, p. W177. *Geol. Soc. Am.* New York.

37. *Harbaugh J. W.* and *Merriam D. F.* (1968). „Computer Applications in Stratigraphic Analysis“ John Wiley, New York. 282 pp.

38. *Harms J. C.* and *Fahnestock R. K.* (1965). Stratification, bedforms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande) In „Treatise on Invertebrate Structures and their Hydrodynamic Interpretation“ (G. V. Middleton, Ed.), 84—115. *Spec. Publ. Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 12.*

39. *Harms J. C., MacKenzie D. B. and McCubbin D. G.* (1963). Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. 566—580.
40. *Heckel P. H.* (1972). Recognition of ancient shallow marine environments. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“ (J. K. Rigby and W. K. Hamlin, Eds) 226—286. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 16.
41. *Hulsemann J.* (1955). Grossrippeln und Schrägschichtungsgefüge im Nordsee—Watt und in der Molasse. *Senckenberg leth.* 36, 359—388.
42. *Imbrie J. and Buchanan H.* (1956). Sedimentary structures in Modern Carbonate sands of the Bahamas. In „Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation“ (G. Middleton, Ed.), 149—172. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 12.
43. *Iriondo H. H.* (1973). Volume factor in paleocurrent analysis. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 1341—1342.
44. *Jopling A. V.* (1965). Hydraulic factors controlling the shape of laboratory deltas. *J. sedim. Petrol.* 35, 777—791.
45. *Jopling A. V. and Walker R. G.* (1968). Morphology and origin of ripple—drift cross—lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. sedim. Petrol.* 38, 971—984.
46. *Kindle E. M.* (1917). Recent and fossil ripple marks. *Mus. Bull. Can. geol. Surv.* 25, 1—56.
47. *Klein G. de Vries* (1967). Paleocurrent analysis in relation to modern marine sediment dispersal patterns. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 51, 366—382.
48. *Klein G. de Vries de Melo U. and Favera J. C. D.* (1972). Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Reconcavo Basin, Brazil. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 1469—1492.
49. *Krumbein W. C. and Graybill F. A.* (1965). „An Introduction to Statistical Methods in Geology“ McGraw—Hill, New York. 475 pp.
50. *Kuenen P. H.* (1948). Slumping in the Carboniferous rocks of Pembroke-shire. *Q. Jl geol. Soc. Lond.* 104, 365—385.
51. *Kuenen P. H.* (1958). Experiments in geology. *Trans. geol. Soc. Glasg.* 23, 1—28.
52. *Lewis K. B.* (1971). Slumping on a continental slope inclined at 1°—4°. *Sedimentology* 16, 97—110.
53. *Lyell Sir C.* (1865). „Elements of Geology“ John Murray, London, sixth edition. 794 pp.
54. *Macar P. and Antun P.* (1949). Pseudonodules et glissements sous—aquatiques dans l'Emsian inferior de l'Oesling. *Ann. Soc. geol. Belg.* 73, 121—150.
55. *Martinsson A.* (1965). Aspects of a Middle Cambrian Thanatotope in Oland. *Geol. För. Stockh. Förh.* 87, 181—230.
56. *McBride E. F. and Hayes M. O.* (1962). Dune cross—bedding on Mustang Island, Texas. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 46, 546—551.
57. *McKee E. D. and Weir G. W.* (1953). Terminology for stratification and cross—stratification. *Bull. geol. Soc. Am.* 64, 381—390.
58. *McKee E. D., Crosby E. J. and Berryhill H. L.* (1967). Flood deposits. Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. sedim. Petrol.* 37, 829—851.
59. *Miller R. L. and Kahn J. S.* (1962). „Statistical Analysis in the Geological Sciences“ John Wiley and Sons, New York. 483 pp.
60. *Otto G. H.* (1935). The sedimentation unit and its use in field sampling. *J. Geol.* 46, 569—582.
61. *Payne T. G.* (1942). Stratigraphical analysis and environmental reconstruction. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 26, 1697—1770.
62. *Pettijohn F. J. and Potter P. E.* (1964). „Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures“ Springer—Verlag, Berlin. 370 pp.
63. *Picard M. D.* (1966). Oriented, linear—shrinkage cracks in Green River Formation (Eocene). Raven Ridge area, Uinta basin, Utah, *J. sedim. Petrol.* 36, 1050—1057.
64. *Potter P. E. and Pettijohn F. J.* (1963). Paleocurrents and Basin Analysis Springer—Verlag, Berlin. 296 pp.

65. *Potter P. E., Nosow E., Smith N. W., Swann D. H. and Walker F. H.* (1958). Chester cross-bedding and sandstone trends in Illinois basin. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 42, 1013—1046.
66. *Raup O. B. and Miesch A. T.* (1957). A new method for obtaining significant average directional measurements in cross-stratification studies. *J. sedim. Petrol.* 27, 313—321.
67. *Reiche P.* (1938). An analysis of cross-lamination of the Coconino sandstone. *J. Geol.* 44, 905—932.
68. *Reineck H. E.* (1961). Sediment bewegungen an kleinrippeln im watt. *Senckenberg leth.* 42, 51—67.
69. *Reineck H. E. and Wunderlich F.* (1968). Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11, 99—104.
70. *Rittenhouse G.* (1972). Cross-bedding dip as a measure of sandstone compaction. *J. sedim. Petrol.* 42, 682—683.
71. *Roberts D. G.* (1972). Slumping on the eastern margin of the Rockall Bank, North Atlantic Ocean. *Mar. geol.* 13, 225—237.
72. *Rodriguez J. and Gutschick R. C.* (1970). Late Devonian—early Mississippian ichnofossils from Western Montana and Northern Utah. In „Trace Fossils“ (T. P. Crimes and J. C. Harper, Eds.), 407—438. *Lpool geol. Soc.*
73. *Schlumberger Ltd* (1970). „Fundamentals of Dipmeter Interpretation“ Schlumberger Ltd, New York. 145 pp.
74. *Schumm S. A.* (1969). River metamorphosis. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. civ. Engrs* 95, 255—273.
75. *Seilacher A.* (1964). Biogenic sedimentary structures. In „Approaches to Paleocology“ (J. Imbrie and N. D. Newell, Eds), 296—315. *John Wiley and Sons, New York.*
76. *Seilacher A.* (1967). Bathymetry of trace fossils. *Mar. geol.* 5, 413—428.
77. *Selley R. C.* (1965). Diagnostic characters of fluviatile sediments in the Precambrian rocks of Scotland. *J. sedim. Petrol.* 35, 366—380.
78. *Selley R. C.* (1967). Palaeocurrents and sediment transport in the Sirte basin, Libya. *J. Geol.* 75, 215—223.
79. *Selley R. C.* (1968a). Facies profile and other new methods of graphic data presentation: application in a quantitative study of Libyan Tertiary shoreline deposits. *J. sedim. Petrol.* 38, 363—372.
80. *Selley R. C.* (1968b). A classification of palaeocurrent models. *J. Geol.* 76, 99—110.
81. *Selley R. C.* (1968c). Nearshore marine and continental sediments of the Sirte basin, Libya. *Q. Jl geol. Soc. Lond.* 124, 419—460.
82. *Selley R. C.* (1969). Torridonian alluvium and quicksands. *Scott. J. geol.* 5, 328—346.
83. *Selley R. C.* (1970). Ichnology of Palaeozoic sandstones in the southern desert of Jordan: a study of trace fossils in their sedimentologic context. In „Trace Fossils“ (T. P. Crimes and J. C. Harper, Eds), 477—488. *Lpool geol. Soc.*
84. *Selley R. C., Sutton J., Sherman D. J. and Watson J.* (1963). Some underwater disturbances in the Torridonian of Skye and Rassay. *Geol. Mag.* 100, 224—243.
85. *Skipper K.* (1971). Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspé, Quebec. *Sedimentology* 17, 51—68.
86. *Smith N. D.* (1972). Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *J. sedim. Petrol.* 42, 624—634.
87. *Smyers N. B. and Peterson G. L.* (1971). Sandstone dikes and sills in the Moreno Shale, Panoche Hills, California. *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 3201—3221.
88. *Sorby H. C.* (1859). On the structures produced by the currents present during the deposition of stratified rocks. *The Geologist* 2, 137—149.
89. *Southard J. B. and Dingler J. R.* (1971). Flume study of ripple propagation behind mounds on flat sandbeds. *Sedimentology* 16, 251—263.
90. *Tanner W. F.* (1959). The importance of modes in cross-bedding data. *J. sedim. Petrol.* 29, 211—226.
91. *Tanner W. F.* (1967). Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology* 9, 89—104.

92. *Terwindt J. H. J.* and *Breusers H. N. C.* (1972). Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology* 19, 85-98.

93. *White G.* (1961). Colloid phenomena in the sedimentation of argillaceous rocks. *J. sedim. Petrol.* 31. No. 4, 560-565.

94. *Williams G. E.* (1970). Origin of disturbed bedding in Torridon Group Sandstones. *Scott. J. geol.* 6, 409-410.

95. *Williams P. B.* and *Kemp P. H.* (1971). Initiation of ripples on flat sediment beds. *J. Hydroul. Div. Am. Soc. civ. Engrs* 97 (NY4) Proc. Paper 8042, 502-522.

1. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

А. Определение понятия обстановки

Современная земная поверхность для геолога является его лабораторией. Именно здесь мы можем изучать осадочные процессы и образующиеся осадки. Используя принцип актуализма («ключ к прошлому находится в настоящем»), мы можем определить происхождение древних осадочных пород. По этой причине геологи и ученые других специальностей интенсивно изучают современные осадочные процессы и их продукты.

На поверхности Земли геоморфологи выделяют определенные физиографические единицы, такие как горные хребты, песчаные пустыни, дельты. Таким же образом океанографы различают морфологические типы морского дна: континентальные шельфы, подводные конусы выноса и абиссальные равнины. При самом поверхностном рассмотрении исследований оказывается, что имеется ограниченное число таких физиографических типов. Например, один из них включает озера и дельты большинства континентов; широким распространением на Земном шаре пользуются подводные конусы выноса и коралловые рифы.

Из этого наблюдения следует, что поверхность Земли может быть разделена на различные области или обстановки осадконакопления. Под обстановкой осадконакопления подразумевается «часть земной поверхности, которая по физическим, химическим и биологическим признакам отличается от соседних площадей» [144]. Как уже отмечалось, песчаные пустыни, дельты и подводные конусы выноса — все это примеры различных обстановок осадконакопления. Три выделенных выше параметра являются многообразными и сложными.

Физические параметры осадочных обстановок включают скорость и направление ветра, волн и текущей воды; сюда же относятся климатические и погодные условия во всех их незначительных отклонениях: температура, дожди, снегопады и влажность.

Химические параметры обстановок включают состав слоя воды участков осадконакопления, а также геохимию пород площади водосбора для континентальных обстановок.

Биологические параметры охватывают как фауну, так и флору. На суше они могут оказаться главными факторами, влияющими на осадочный процесс. Вытаптывание пастбищ, листопад, обезлесение, избыточная культивация почв животными могут вызвать катастрофическое усиление эрозии в одном районе, сопровождающееся ростом скорости осадконакопления в другом. И, наоборот, ко-

лонизация пустынь новой флорой оказывает сдерживающее влияние на осадочные процессы.

В морских обстановках многие низшие формы жизни важны как из-за их способности образовывать скелеты, слагающие горные породы, так и из-за того, что их присутствие в воде влияет на химическое равновесие хемогенных осадков (см. с. 113). История и морфология органогенных рифов очень сложно связаны с экологией их биоты.

Б. Обстановки эрозии, равновесия и осаднения

К вопросу о классификации обстановок осадконакопления по их физическим, химическим и биологическим параметрам мы еще вернемся. Сейчас же рассмотрим их несколько в другом плане. Изучение современной поверхности Земли показывает, что имеются обстановки с преобладанием эрозии, равновесные обстановки и обстановки преимущественного отложения осадков.

Эрозионные обстановки типичны для континентов и охватывают главным образом горные районы. В таких обстановках выветривание протекает интенсивно и эрозия идет быстро. Местами здесь отлагаются осадки из ледников, грязевых потоков, селей. Однако благодаря возобновлению эрозии такие отложения эфемерны, а почвенный профиль не успевает образовываться ни на коренных породах, ни на этих отложениях. Эрозия происходит также на обрывистых берегах и под водой — в подводных каньонах и на размываемых шельфах. Однако в этих прибрежных и подводных обстановках осаднение преобладает над эрозией. Субаквальные осадки составляют около 90% всего осадочного покрова Земли. Вероятно, около 60% из них представлены морскими и прибрежными осадками. Ясно, что обстановки накопления осадков являются преимущественно подводными.

К обстановкам эрозии и отложения должна быть добавлена третья категория, которая может быть определена как обстановка равновесия. Сюда относятся участки Земли на суше и под водой, которые длительное время не подвергались эрозии, но на них не происходило и осадконакопления. В таких условиях, из-за их стабильности, часто наблюдается интенсивное химическое изменение субстрата. Обстановки равновесия на поверхности представлены обширными пенепами во внутренних частях континентов [91]. К ним относятся, например, участки земной поверхности Центральной Африки, находившиеся в субаэральной обстановке миллионы лет. Продолжительное нахождение пород на поверхности приводит к развитию профилей выветривания и образованию почв на этих породах. Горизонты латеритов и бокситов образуются при специфических климатических условиях при наличии пород субстрата соответствующего состава (с. 60). Эти образования могут рассматриваться как продукты равновесных обстановок.

Осадочные равновесные обстановки можно найти и под уровнем моря. Как на континентальных шельфах, так и в абиссальных

равнинах имеются широкие площади, подвергающиеся действию течений, достаточно энергичных, чтобы удалить любой осадок, который мог бы отложиться из суспензии, но слишком слабых, чтобы эродировать субстрат. Эти поверхности смыва восприимчивы к химическим реакциям с морской водой, ведущим к формированию марганцовистых корок, фосфатизации и другим диагенетическим изменениям [106]. В геологической колонке обстановки равновесия фиксируются по поверхностям перерыва, или «твердым горизонтам» (с. 128). Эти сцементированные слои, обычно встречающиеся в известняках, часто изобилуют следами роющих организмов и перекрыты тонким конгломератом, сложенным обломками субстрата. Такие примеры для шельфовой зоны известны в меловых отложениях северной Европы [83], а также в юрских пелагических осадках Альп [54].

В табл. XXVI перечислены обстановки эрозии, равновесия и отложения.

Совершенно очевидно, что геология осадочных пород имеет дело прежде всего с обстановками осадконакопления. Они должны быть отнесены к особому типу осадочных обстановок.

Это различие важно делать при интерпретации обстановок образования древних осадочных пород. То, что мы наблюдаем, это не только результат осадочного процесса, при котором отложена данная порода. Об этом недвусмысленно говорят осадочные текстуры. Осадок сам по себе и содержащиеся в нем окаменелости в значительных масштабах могут образовываться в эрозионной и равновесной обстановках по соседству с той обстановкой, в которой он был отложен в действительности. Рассмотрим, например, древнее разветвленное речное русло. Здесь на направлении, силу и

Таблица XXVI

Классификация обстановок эрозии, отложения и равновесия

Эрозия		Равновесие	Осаждение
Наземная	Субаэральная	Преобладает	Встречается редко (золотые и ледниковые отложения)
	Субаквальная	Локальная	
Морская		Встречается редко	Образование «твердых горизонтов», часто с конкрециями и минерализацией

природу осаждающего потока будет указывать именно косая слоистость. Особенности состава и структуры песка уже сами по себе обычно свидетельствуют об эрозионной обстановке. Стволы окаменелого дерева, включенные в русловые пески, указывают на существование, хотя и временное, равновесной обстановки.

В. Классификация обстановок осадконакопления

Еще в самом начале геологических исследований обстановки осадконакопления разделялись на различные группы и подгруппы. Такой подход позволил в последующем более детально анализировать обстановки осадконакопления. В табл. XXVII дан пример обычной классификации обстановок, приводимой во многих руководствах [135, с. 784; 97, с. 196; 121, с. 633; 40; 18, с. 195].

Составленная таким образом общая схема, хотя и помогает при изучении современных обстановок осадконакопления, мало приемлема для изучения древних осадочных пород. Во-первых, как уже было показано, классификация осадочных обстановок ограничена только качественными параметрами. Так, породы пещерного, ледникового и абиссального происхождения очень редки в геологических разрезах. Второй причиной трудности применения этой классификации к древним осадочным отложениям является то, что чрезвычайно нелегко определять глубину вод, в которых осаждались древние морские осадки. Относительное положение последо-

Таблица XXVII

Пример классической систематики обстановок осадконакопления

Континентальная	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Наземная} \\ \\ \text{Водная} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Пустынная} \\ \text{Ледниковая} \\ \\ \text{Речная} \\ \text{Болотная (маршевая)} \\ \text{Озерная} \\ \text{Пещерная (подземная)} \end{array} \right.$
Переходная		$\left\{ \begin{array}{l} \text{Дельтовая} \\ \text{Эстуариевая} \\ \text{Лагунная} \\ \text{Литоральная (приливо-отливная)} \end{array} \right.$
Морская		$\left\{ \begin{array}{l} \text{Рифовая} \\ \text{Неритовая (от нижней} \\ \text{границы отлива до} \\ \text{185 м)} \\ \text{Батинальная (от 185 до} \\ \text{1850 м)} \\ \text{Абиссальная (глубже} \\ \text{1850 м)} \end{array} \right.$

вательности фаций и расположение берега обычно распознать можно, но часто очень трудно сопоставить эти данные с абсолютными глубинами моря [69]. По этой причине систематика обстановок с выделением неритовых, батинальных и абиссальных условий едва ли применима к древним осадкам.

В обзоре проблем классификации обстановок осадконакопления Кросби [30] приводит новый вариант классификации, заимствованный у Шепарда и Мак-Ки. В нем приводится много второстепенных обстановок осадконакопления, которые были выделены в период усиленного изучения современных осадков за последние 15 лет (табл. XXVIII). Кросби (там же) разработал также удобную классификацию морских осадочных обстановок, основанную на параметрах глубинности, циркуляции воды и энергетического уровня. Эти три параметра определяют границы ряда обстановок осадконакопления, которые обычно различаются по осадочным породам.

Классификация главнейших обстановок осадконакопления дана в табл. XXIX. В нее включены лишь те обстановки, в которых накапливается большая часть отложений и которые можно уверенно идентифицировать по древним осадкам. В этой схеме различаются три главных типа обстановок: континентальный, переходный, прибрежный и морской.

Среди континентальных обстановок не выделены относительно редкие ледниковые и пещерные. Исключены из таблицы болотные отложения, которые в общем могут рассматриваться как подтипы речных, озерных и прибрежных отложений.

Прибрежные отложения четко разделены на линейные прибрежные бары и отложения лопастных дельт. Если отложения эстуариев легко распознаются по современным осадкам, то по древним отложениям определить такие обстановки очень трудно, так как их параметры не определены. Отложения береговых обрывов исключены потому, что они в основном не относятся к участкам аккумуляции осадков. Плоские участки русла приливно-отливной зоны, лагуны, соляные марши, косы являются подтипами дельтовых или линейных прибрежных зон.

В классификациях морских обстановок зоны по глубинности не выделяются. Шельфовые отложения можно определять по литологическим, палеонтологическим и структурно-текстурным характеристикам осадков, и по их структурному положению. Терригенные и карбонатные шельфы различаются легко. Рифы вообще известны большинству геологов. Рифы более правильно следовало бы относить к образованиям шельфовой обстановки. Турбидиты, строго говоря, являются продуктом специфического осадочного процесса, который имеет место в различных обстановках. Однако огромные толщи турбидитов были отложены у подножий дельт и на континентальных склонах. Пелагические осадки буквально являются осадками «открытого моря». Это преимущественно тонкозернистые химические осадки, глинистые, известковистые или кремнистые. Они отлагаются вне зоны влияния суши, но могут быть отложены

Перечень обстановок осадконакопления, по Шепарду и Мак-Ки,
из Кросби [30, с. 9—10]

Наземная	<ul style="list-style-type: none"> { Оползни { Осыпи { Аллювиальные конусы и равнины { Речные русла { Затопляемые равнины { Ледниковые морены { Зандровые равнины { Дюны 	<ul style="list-style-type: none"> { Односторонний ветер { Ветер двух направлений { Ветер многих направлений
Дельтовая	<ul style="list-style-type: none"> { Участки, удаленные от берега 	<ul style="list-style-type: none"> { Приустьевые бары { Платформенный фронт дельты { Придельтовый склон
Прибрежная зона Удаленная от берега зона	<ul style="list-style-type: none"> { Тыловая зона пляжа { Бермы { Нижний пляж 	<ul style="list-style-type: none"> { Придельтовый склон
Бары (подводные)	<ul style="list-style-type: none"> { Береговые бары { Косы — бары 	<ul style="list-style-type: none"> { Придельтовый склон
Лагуны	<ul style="list-style-type: none"> { Пересыщенные солями { Соленоводные { Пресные 	<ul style="list-style-type: none"> { Придельтовый склон
Континентальные шельфы Эпиконтинентальные моря	<ul style="list-style-type: none"> { Мелководные { Глубоководные 	<ul style="list-style-type: none"> { Придельтовый склон
Континентальные окраины	<ul style="list-style-type: none"> { Троги { Бассейны 	<ul style="list-style-type: none"> { Придельтовый склон

Континентальные склоны

Глубокое море	{	Глубоководные конусы
		Абиссальные равнины
		Участки моря, граничащие с ледниками
Рифы	{	Линейные
		Изолированные
		Береговые

Таблица XXIX

Классификация обстановок осадконакопления, по Селли [фиг. 1, 2]

Континентальная	{	Фангломераты	{	Разветвленные русла
		Речные		Меандрирующие русла
		Озерные		
		Эоловые		
Прибрежная	{	Дельтовые	{	Терригенные
		Линейные (косы)		Смешанные карбонатно-терригенные
				Карбонатные
Морская	{	Рифы	{	Терригенные
		Шельфы		Карбонатные
		Турбидиты		
		Пелагические илы		

либо на большом расстоянии от нее, либо на большой глубине. Название «пелагические» помогает избежать этой дилеммы.

Классификация обстановок осадконакопления в табл. XXIX имеет определенные ограничения. Тем не менее она является полезным каркасом, на котором базируется последующее обсуждение главных моделей осадконакопления.

II. ОСАДОЧНЫЕ ФАЦИИ

Изучив концепцию обстановок осадконакопления и их классификацию, рассмотрим теперь древние продукты этих обстановок. Осадочные породы геологи начали довольно детально изучать в самом начале прошлого века. Вильям Смит опубликовал «Геологическую карту Англии и Уэльса и частично Шотландии» в 1815 г. Принципы составления этой карты заключались в том, что слои залегают в виде определенной последовательности различных типов пород; слои прослеживаются на разные расстояния и могут быть закартированы; они характеризуются наличием различных сообществ ископаемых организмов.

С развитием стратиграфической палеонтологии стало очевидным, что некоторые виды ископаемых организмов характерны для

ограниченных интервалов геологического времени, тогда как другие встречаются в более широких интервалах, но приурочиваются к определенным типам горных пород.

В 1838 г. Прево учел эти факты в своих выводах. Для литостратиграфических единиц им было предложено название «формация». На основе данных биостратиграфии он показал, что различные формации были образованы в одни и те же геологические «эпохи» и что сходные формации могли образоваться в разные эпохи.

К такому заключению пришел почти одновременно Гресли [67], работавший в Альпах. Он присвоил название «фация» стратиграфическим толщам горных пород, которые характеризовались сходными литологическими и палеонтологическими признаками. Это первоначальное определение (приводится из Тейчerta [181]) гласит: «Прежде всего всю сумму изменчивых признаков, которую я называю фацией или аспектами стратиграфической толщи, характеризуют два главных факта: во-первых, определенный вид стратиграфической толщи тесно связан с определенными палеонтологическими ассоциациями; во-вторых, виды и роды ископаемых организмов, обычные для других фаций, из таких ассоциаций неизменно исключаются». Гресли заимствовал термин «фация» из рукописей Стено 1869 г. и показал закономерное вертикальное и горизонтальное размещение фаций, хотя он не учитывал различия между зональным и фаціальным распределением ископаемых организмов.

К середине XIX века было установлено, что по определенным сочетаниям литологических и палеонтологических признаков ясно могут выделяться и картироваться тела горных пород. Эти тела разными геологами называются формациями, или фациями. Эти два термина, однако, с годами стали толковаться различно. «Формация» приобрела более строгое определение, тогда как «фация» стала использоваться в более широком смысле.

Еще в 1865 г. Лайель писал: «Термин «формация» в геологии выражает определенную ассоциацию пород, которые имеют общие черты, например, в отношении происхождения, возраста или состава. Отсюда мы говорим о стратифицированных и нестратифицированных, пресноводных и морских, водноотложенных и вулканогенных, древних и современных металлоносных и неметаллоносных формациях». В современном понимании это определение лучше подходит для фации, а не формации.

Однако со временем под формацией стали все больше понимать дискретные группы пород. Такое понятие термина формация было окончательно сформулировано в пункте 6 Инструкции Американской комиссии по стратиграфической номенклатуре: «Формация — это основная единица в стратиграфической классификации пород. Формация представляет собой комплекс пород, характеризующихся литологической однородностью. Обычно, но не всегда, она представляет собой плоское тело, выходящее на поверхность земли, или прослеживаемое под поверхностью». Подобное же определение дает Лондонское геологическое общество: «Формация — это

основное практическое подразделение в литостратиграфической классификации. Она должна иметь определенную внутреннюю литологическую однородность или четкие литологические признаки, характеризующие ее целостность в сравнении с окружающими горизонтами горных пород» (Лондонское геологическое общество. Рекомендации по стратиграфической номенклатуре, 1969).

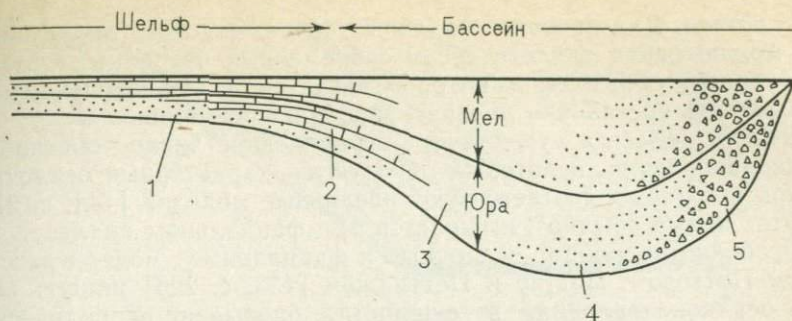
Таким образом, выдвинутый первоначально Прево термин, использовавшийся для описания массивов пород по литологическим и палеонтологическим признакам, ограничился понятием литостратиграфической единицы.

В то же время термину Гресли «фация» придавались различные значения. Фазию особенно часто выделяли только по литологическим или палеонтологическим признакам. Затем в содержание этого термина вошли палеогеографическая или тектоническая обстановки [172]. Начинают появляться термины «геосинклинальная, орогеническая и шельфовая» фации. Понятие фация применяется также к метаморфическим породам [48].

О широком содержании термина «фация» можно судить по терминам «литофация», «биофация», «тектофация», предложенных Крумбейном и Шлоссом [97]. «Литологические изменения отражают литофации, биологические изменения — биофации» [97, с. 268]. «Тектофация определена как изменяющаяся в боковых направлениях по условиям залегания стратиграфическая толща» [97, с. 383].

Содержание термина «фация» расширилось с выделением в обстановках осадконакопления дополнительных признаков. Еще в 1879 г. Мейшисович [110] писал: «Следуя за Гресли и Оппелем, сейчас принято применять термин фация к отложениям, образованным при различных условиях осадконакопления». По мере углубления анализа обстановок осадконакопления этот подход к фациям становился все более употребительным до тех пор, пока отдельные группы пород не стали выделять как «шлишевую» фацию, «геосинклинальную» фацию или «турбидитовую» фацию. Лишь первое из этих определений согласуется с первоначальным понятием фации. Термины «геосинклинальная» и «турбидитовая» придают дополнительный генетический оттенок этому понятию, раскрывая тектонические условия и процесс осадконакопления. Тейчерт [171] и Эрбен [47] рассмотрели происхождения такого понятия фации и последующего его видоизменения.

Вероятно, было бы целесообразно сохранить за термином «фация» его первоначальное содержание. В данной книге термин используется как описательный, согласно определению Мура [113]: «Под осадочной фацией понимается любая ограниченная по площади часть определенной стратиграфической толщи, которой присущи черты, существенно отличающиеся от характеристик других частей этой же толщи». Уточнение этого определения заключалось в том, что фации стали определяться по пяти параметрам, а именно, геометрии, литологии, палеонтологии, осадочной текстуре, типу палеопотока [144, с. 1].



Фиг. 96. Поперечный разрез осадочного бассейна с указанием взаимоотношений фаций, обстановок и времени

1 — косослоистая песчаная фация (прибрежная обстановка); 2 — биогермная известняковая фация (рифовая обстановка); 3 — черно-сланцевая фация (пелагическая обстановка); 4 — градационная песчаная фация (турбидиты); 5 — конгломератовая фация (обстановка подводных русел)

Следовательно, можно говорить о красноцветных фациях, эвапоритовых фациях или флишевых фациях. Термины типа «шельфовая» или «геосинклиальная» фации являются необязательными и их следует исключить. Подобным же образом такие термины, как речная или турбидитовая фации, считаются неприемлемыми. Они являются генетическими и противоречат принятому определению. Однако, вероятно, правильно сделать такое заключение: «гальечно-песчаная фация была отложена в речной обстановке, а флишевая фация — турбидитовым потоком».

На фиг. 96 показаны различия между фациями и обстановками осадконакопления.

III. МОДЕЛИ ОСАДОЧНЫХ ОБСТАНОВОК

А. Концепция модели

На основе интерпретации геологических данных геологи делают прогнозы с учетом модели осадконакопления.

Концепция осадочной модели основывается на двух главных фактах и гипотезе.

Факт 1. На Земле имеется ограниченное число обстановок осадконакопления.

Детальные исследования показывают, что нет двух идентичных обстановок осадконакопления, имеются как резкие, так и постепенные переходы между разными обстановками.

Факт 2. Имеется ограниченное число осадочных фаций, которые повторяются во времени и пространстве.

Детальные исследования показывают, что нет двух идентичных осадочных фаций; между разными фациями существуют как резкие, так и постепенные переходы в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Гипотеза. Для древних осадочных фаций неясного происхождения можно найти аналоги среди современных осадочных отложений, условия образования которых известны. Следовательно, можно выяснить обстановки древнего осадконакопления.

Вывод. «Всегда существует ограниченное число обстановок осадконакопления, в которых образуются характерные осадочные фации, и которым соответствуют идеальные модели» [144, с. 213].

Этот вывод обычно учитывается при фациальном анализе.

Особенно подробно осадочные и фациальные модели рассмотрены Поттером. Поттер и Петтиджон [133, с. 226] пишут: «Модель осадконакопления, в сущности, описывает периодическую картину образования осадков», «главное допущение в концепции модели — существование зависимости между характером распределения осадконакопления в бассейне и ориентировкой текстур, поскольку и то и другое суть производные общей дисперсной системы». Осадочные или фациальные модели обсуждаются во многих работах [130; 188; 144; 122, с. 523; 18, с. 185].

Следующая часть этой главы посвящена рассмотрению тех главных моделей осадконакопления, которые можно описать. Классификация этих моделей базируется на классификации обстановок осадконакопления, приведенной в табл. XXIX. Каждая из главных обстановок осадконакопления сопоставляется с определенной моделью осадконакопления.

Б. Некоторые описанные модели

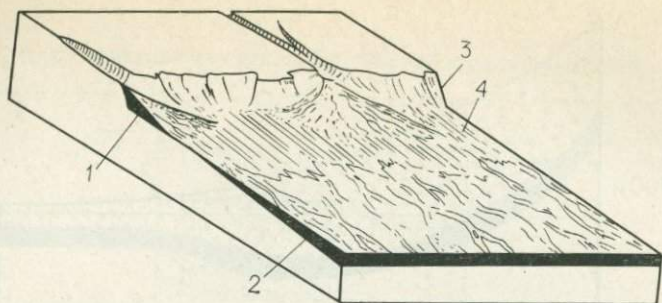
1. Предгорные фангломераты

Между горами и прилегающими низменностями часто можно наблюдать определенную полосу, известную под названием предгорья, или педимента (от латинского слова *Pedimentum* — подножье горы).

У подножий гор осадки через долины выносятся на равнину. Предгорная зона характеризуется небольшими аллювиальными конусами, которые выносятся из русел и выстраиваются на предгорной поверхности, почти горизонтально срезающей коренные породы. Более крупные аллювиальные конусы образуются сложными системами долин и постепенно переходят в отложения аллювиальных равнин (фиг. 97)

Углы падения поверхности осадков в предгорной зоне крутые, до 30° в краевых частях каменистых осыпей, но уменьшаются радиально к периферии конусов. Этим изменениям углов наклона поверхности соответствуют изменения в осадочных процессах и типах осадков.

Аллювиальные конусы и вершины речных долин характеризуются валунными отложениями и конгломератами, образованными в результате гравитационных оползней с близлежащих горных склонов. Оползни через конус выноса постепенно переходят в конгломераты и массивные или грубослоистые глинистые галечнико-



Фиг. 97. Морфологическая схема предгорной зоны. В аллювиальных конусах выноса отлагаются грубые пески и гравий в результате оползней, грязевых потоков и селей. В системе разветвленного русла и временных потоков на безводной равнине отлагаются пески с примесью алевритового материала.

1 — аллювиальные вееры, или конусы; 2 — аккумулятивная аллювиальная равнина; 3 — уступ; 4 — размывтый педимент

вые песчаники и алевролиты. Отложения этого типа называются «диамиктитами», они образуются из грязевых потоков (с. 185). Они, в свою очередь, ниже переходят в слабо сортированные массивные или горизонтально-слоистые песчаники с галькой. В них иногда отмечаются неправильные размывы и алевриты с тонкой слоистостью. Эти слои отличаются от селевых отложений; они переходят ниже по склону в аллювий разветвленного русла.

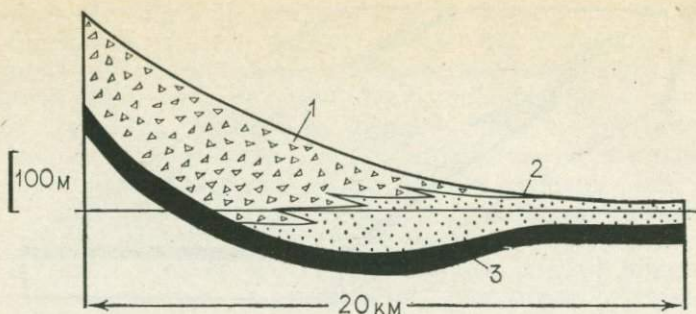
Таким образом, отложения предгорной зоны характеризуются чрезвычайной крупностью обломочного материала и слабой его сортировкой, массивностью или субгоризонтальной слоистостью и отсутствием ископаемых организмов. Отложения предгорной зоны выделяются под названием «фангломераты», соответственно указывающим на их литологию и геометрию [100].

Предыдущее описание основано большей частью на опубликованных работах по изучению современных предгорных зон, особенно в Скалистых горах [17, 19, 20, 34, 174].

Отложения предгорья широко распространены вокруг современных горных цепей от Арктики до экватора.

Отложения предгорной зоны часто встречаются в древних осадочных толщах (фиг. 98). Они особенно характерны для внутрикратонных рифтов, ограниченных зонами разломов. Такие образования обнаружены в девонских отложениях района Мидленд-Валлей в Шотландии [21] и в триасовом трого Коннектикут на востоке Северной Америки [91]. Благодаря неоднократным подвижкам вдоль тектонических уступов могут накопиться очень мощные толщи фангломератов.

Вторым общим признаком зоны предгорья является наличие тонкого, но протяженного слоя осадочных отложений, залегающего на поверхности размыва фундамента в основании мощной континентальной толщи. Примеры такого типа зафиксированы в отложениях торридонской группы (докембрий) на северо-западе Шот-



Фиг. 98. Разрез плейстоценового комплекса аллювиального конуса выноса у подножья Сьерра-Невада. По Маглеби и Клейну [104].

1 — осадки аллювиального конуса выноса; 2 — осадки речной долины; 3 — озерные глины

ландии Вилльямсом [188] и в области предкембрийского несогласия в Иордании [145].

Имеется много других примеров отложений древних фангломератов в предгорных зонах.

2. Речная модель

По ряду причин процессы и отложения современных рек изучены весьма детально. Многие густонаселенные участки расположены на главнейших речных системах, таких как Ганг, Инд, Нил и Миссисипи. Следовательно, изучение здесь речных процессов и отложений связано с расселением людей, сельским хозяйством, орошением, потреблением воды, коммуникациями и загрязнением окружающей среды.

а) Речные процессы и современный аллювий

Изучение современных речных отложений показало, что они могут быть разделены на ряд субфаций. Каждая из субфаций характеризуется своей геометрией, типом осадков, биотой, типом и ориентировкой осадочных текстур. Можно видеть и в настоящее время, что каждая субфация образуется в различных физиографических субобстановках аллювиальной системы. В табл. XXX дана классификация речных субобстановок осадконакопления.

На фиг. 99 показаны соотношения между этими субобстановками. Теперь рассмотрим субфации каждой субобстановки и объясним их происхождение с позиции речных процессов.

Берег реки, по существу, не является стабильным из-за воздействия эродирующей силы потока, что особенно хорошо видно там, где реки текут по собственным осадкам. Это непостоянство проявляется и в неожиданных перемещениях русел с места на место, и в постепенной боковой эрозии стенок русла. Здесь необходимо остановиться на некоторых деталях. В определенных условиях реке присуще свойство меандрировать по пойме. Поскольку река те-

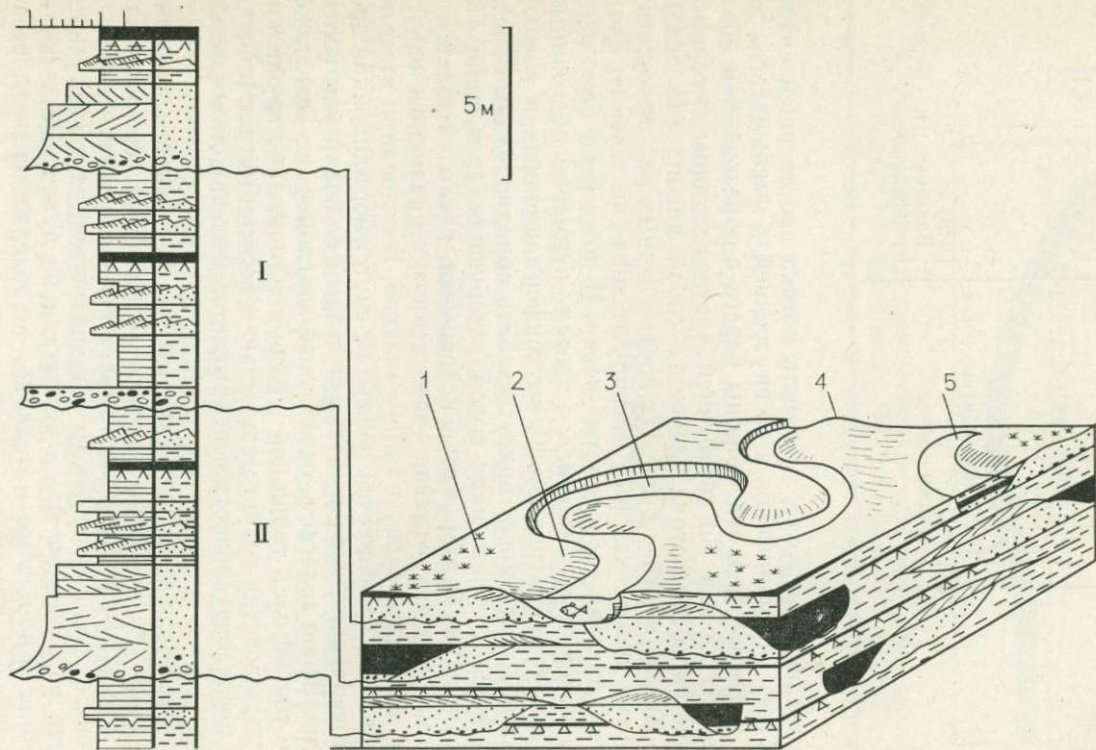
Классификация речных субобстановок осадконакопления

Русла	<ul style="list-style-type: none"> { Активные { Отмершие русла и старичные озера 	<ul style="list-style-type: none"> { Дно русла { Перекаты { Косы
Поймы	<ul style="list-style-type: none"> { Намывные валы { Песчаные конусы расседлин { Бассейн поймы 	<ul style="list-style-type: none"> { Пруд { Болотные и маршевые торфяники

чет по извилистому руслу, скорость потока во внешней части излучин будет увеличиваться, а во внутренней — уменьшаться. Это приводит к эрозии внешней стороны берега с образованием почти вертикального обрыва. Во внутренней части излучины (меандры) уменьшение скорости потока влечет за собой накопление осадка и формирование отлогого бара. На косах главных рек присутствуют подводные дюны, которые мигрируют вниз по течению вдоль изгиба реки, отлагая косослоистые пески. В ложе реки близ центра русла поперечный профиль остается примерно постоянным. Вместе с остаточным гравием из внутриформационных и внеформационных обломков могут присутствовать абрадированные кости, зубы, раковины и принесенная водой затонувшая древесина. Поскольку процесс меандрирования непрерывен, русло смещается в боковых направлениях, отлагая определенную по размерам зерен и текстурам последовательную толщу осадков. В основании этой последовательности фиксируется размытая внутриформационная эрозионная поверхность, косо срезающая старый аллювий или коренные породы. Выше залегает остаточный конгломерат. Это может быть либо тонкий слой толщиной в один обломок, либо грубослоистая или косослоистая толща мощностью в десятки метров и более. Выше эта последовательность перекрывается косослоистыми песками баров.

В некоторых исследованиях современных и древних отложений кос отмечается уменьшение по вертикали размеров зерен и высоты серий. Это отражает постепенное латеральное уменьшение скорости потока от его ложа к косам и к внутренней части излучины. Уменьшение размеров зерен по вертикали не будет иметь места, если источник обломочного материала не содержит зерен, резко различающихся по размеру.

Расход воды в речном русле редко остается постоянным. Уменьшение его вызывает понижение уровня воды в пределах главного русла. Река начинает течь, минуя разветвленную сеть баров, которые были отложены в период полной воды. Увеличение расхода



Фиг. 99. Физиография и фации речной поймы, прорезанной меандрирующими руслами.

I — разрез отмершего русла, II — разрез активного русла. 1 — пойменное болото; 2 — коса; 3 — русло; 4 — намывной вал; 5 — старичное озеро отмершей меандры. Боковая миграция русла приводит к уменьшению размера зерен вверх по разрезу на внутренней выпуклой банке. По Вишеру [180]

воды, наоборот, вызывает повышение уровня реки вплоть до выхода из берегов. После переката скорость реки уменьшается, следовательно, здесь будет наблюдаться уменьшение размеров зерен с увеличением расстояния от порога. В результате возникают насыпные валы, которые становятся все выше и выше по обеим сторонам русла. Они отделяют русло от низко расположенной, заливаемой в паводок части долины, по обеим сторонам аллювиальной равнины.

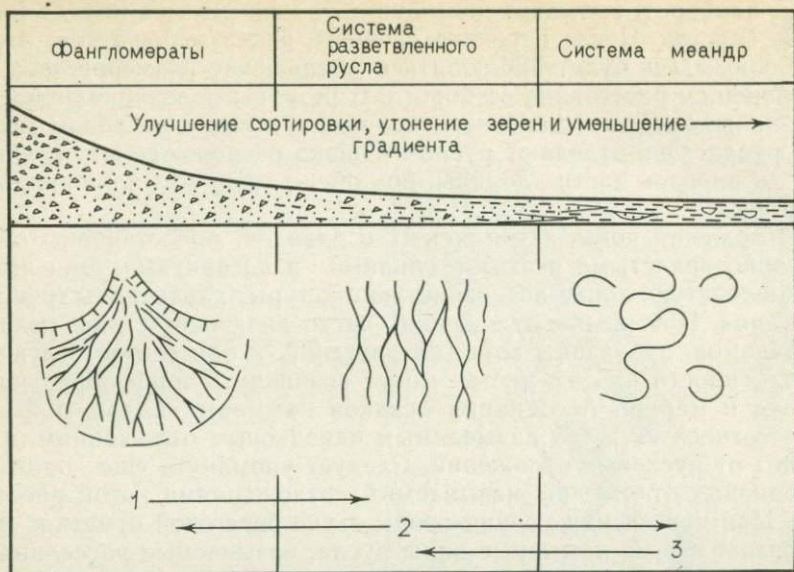
Отложения пойм, затопляемых в паводок, представлены обычно тонкозернистыми песками, глинами и алевролитами. Они имеют тонкослоистую, тонко-косослоистую текстуры, характерны трещины усыхания. Пойменные отложения часто включают следы роющих организмов, пронизаны корнями растений, и при соответствующей обводненности на их месте могут возникнуть торфообразующие болота и марши. Ассоциация осадков намывных валов, поймы и болот относится к так называемым паводковым отложениям, в отличие от русловых отложений. Следует упомянуть еще один тип паводковых отложений, называемый «отложениями косой расселины». При повышении уровня воды выше береговой отметки река прорезает сквозь намывные валы русла, называемые расселинами; в тех местах, где расселины выходят в пойму, образуются валы тонкозернистого песка и других тонкозернистых отложений. Эти отложения аналогичны по происхождению (хотя они значительно меньше по масштабам) отложениям дельтовых лопастей.

Возвращаясь к процессам осадконакопления в руслах, следует обратиться к классификации, приведенной в табл. XXX, соответственно которой русла делятся на активные и отмершие. Только что описанные осадочные процессы в русле могут внезапно прекратиться при смене или отчуждении русла. Это может произойти несколькими путями. В почти замкнутой излучине река может в конце концов размыть перешеек и будет течь по более короткому пути. Направление русла может измениться и тогда, когда река поднимает сама себя путем создания намывного вала, поднимающегося над поймой. В намывном вале может образоваться настолько широкая и глубокая промоина, что даже если вода спадет до обычного уровня, то река все равно потечет через нее, а не по старому приподнятому ложу. Такого рода изменения направления русла часто происходят в результате катастрофических наводнений.

Эти два типа изменения направления речного русла характерны для меандрирующих речных систем.

В слабо извилистой системе разветвленного русла отмирание русла происходит, наоборот, при увеличении речных баров до тех пор, пока они не преграждают путь потоку, и он сменяет русло. Поочередно головная эрозия промоин в мягком материале приводит к перехвату прежнего активного русла.

Как в меандрирующих, так и в разветвленных речных системах эти процессы вызывают резкие спады активной русловой седиментации до полного ее прекращения. В некоторых случаях нижний участок отмершего русла входит в главное русло. Со временем,



Фиг. 100. Диаграмма перехода между конусами предгорной зоны, системами разветвленного и меандрирующего русла и фациями.

1 — осыпи, грязевые потоки и паводковые покровы; 2 — твердый сток русла; 3 — паводковые взвеси

однако, оно может полностью изолироваться и превратиться в старичное озеро, находящееся в пределах поймы вдали от главного русла. Отложения отмерших русел сходны с осадками поймы. Они характеризуются тонкой слоистостью, тонкой косой слоистостью, трещинами усыхания, наличием ходов организмов в тонких песках, алевритах и глинах, которые местами пронизаны корнями растений и переслаиваются с торфами. Однако по морфологии отложения отмерших русел отличаются от осадков паводковых площадей, а кроме того, они книзу резко переходят в базальный гравий ложа русла, а не сменяются постепенно косослоистыми песками речных кос.

Приведенный обзор процессов и продуктов современного речного осадконакопления базируется на многочисленных публикациях. Особенно важные исследования были выполнены Е. В. Шандером [146], Сандборгом [166], Леопольдом и др. [101] и Алленом [3].

Условия отложения в современных реках весьма разнообразны. Можно выделить непрерывный ряд отложений от предгорных фангломератов, отложений разветвленных рек и меандрирующих русел и до дельтовых отложений (фиг. 100). Ниже будут описаны меандрирующие и разветвленные речные системы и соответствующие им аллювиальные осадки.

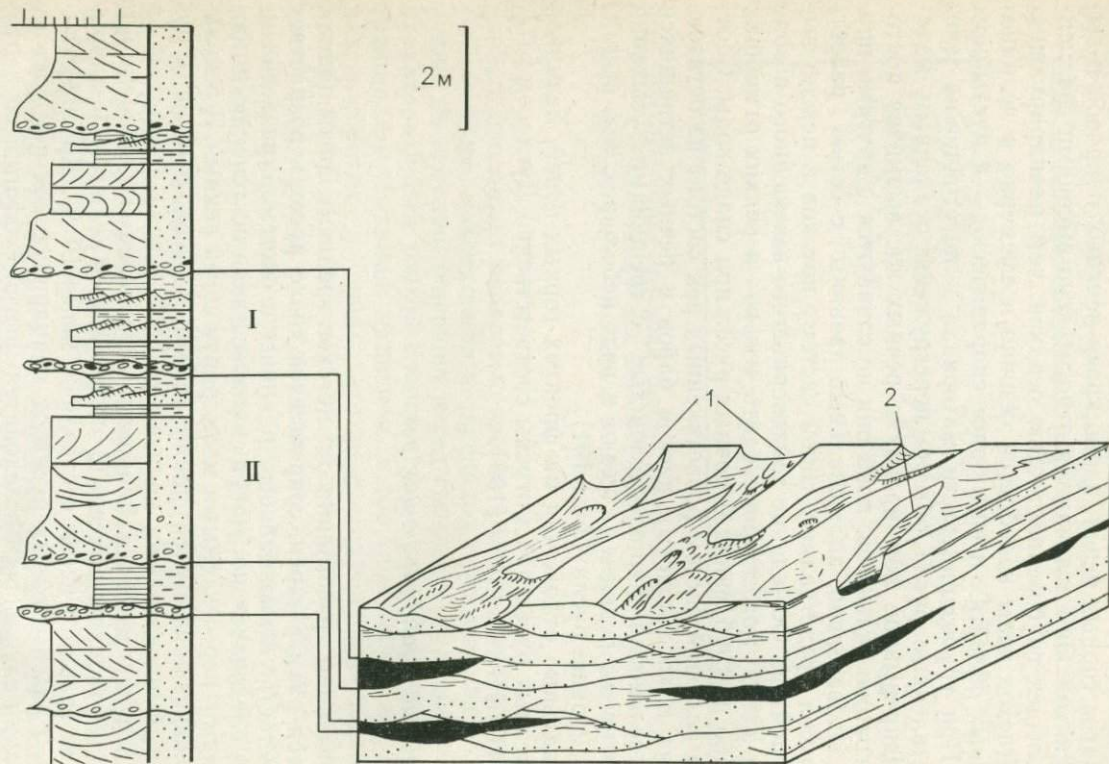
б) Аллювий разветвленных рек

Разветвленные русловые системы характеризуются постоянно смещающимися слабо извилистыми соединяющимися потоками. Современные примеры таких систем встречаются на аллювиальных конусах выноса в районах с полуаридным или аридным климатом вдоль фронтов горных цепей, вдоль краев ледяных покровов и выступов ледников. Они отличаются относительно высокими градиентами и большей грубозернистостью осадков, чем меандрирующие системы. Расход воды колеблется сезонно и эфемерно в ледниковых и горных областях и еще более спорадически — в пустынном климате. При грубозернистости материала и неустойчивом течении разветвленные русла обычно перегружены осадочным материалом. Непрерывное формирование речных кос вызывает постоянную миграцию тальвегов, пока они не сливаются с другими протоками. Следовательно, аллювиальные равнины с сетью разветвленных русел представляют собой систему потоков с неясно выраженной поймой. Осаждение тонкозернистого взвешенного в воде материала здесь может происходить только в редких отмерших руслах, либо в углублениях основных русел при спаде воды. Соответственно аллювий систем разветвленных рек состоит из остаточного гравия и косослоистых песков баров и речных ветвящихся кос. Тонкослоистые, тонкосослоистые с трещинами усыхания пески и алевриты редки и залегают в виде небольших тел, выполняющих отмершие русла (фиг. 101).

Аллювиальные отложения на фронтах горных цепей, ледников и разветвленных русел рассмотрены соответственно Дугласом [37], Растом [141] и Вильямсом [189].

в) Аллювий меандрирующих рек

С увеличением расстояния от истоков градиент реки падает, уменьшается размер зерен, сокращается число русел и возрастает их извилистость. Аллювиальные равнины с системой разветвленных русел, следовательно, могут сменяться вниз по течению широкими поймами, пересекаемыми меандрирующими реками. В результате в аллювии появляются фации активных русел, отмерших русел и пойм. Следовательно, количество илов и глин возрастает, а гравия и песка становится меньше по сравнению с отложениями системы разветвленных русел. В современном аллювии меандрирующих рек гравий и песок составляют менее 10 %. Другое отличие системы разветвленных русел от меандрирующих рек состоит в образовании случайных последовательностей субфаций по вертикали из-за миграции русел. В меандрирующих реках более спокойная боковая миграция русел дает правильную последовательность с уменьшением зерен осадка кверху и соответствующим набором осадочных текстур.



Фиг. 101. Физиография и фация системы разветвленного речного русла.

I — разрез отмершего русла; II — разрез активного русла. Осаждение песка (1) происходит почти целиком в быстро смещающихся комплексах русел, и изредка в отмерших руслах откладываются алевриты и илы (2). Пойма отсутствует

2) Цикличность речных отложений

При изучении осадков древних речных фаций оказывается, что циклы с уменьшающимися кверху размерами зерен повторяются в разрезах большой мощности. Классические примеры таких циклов известны в девонских древних красных песчаниках на восточной окраине Аппалачей [4], в Южном Уэльсе [2], на Шпицбергене [57]. Средняя мощность циклов варьирует от 1—2 до 20 м.

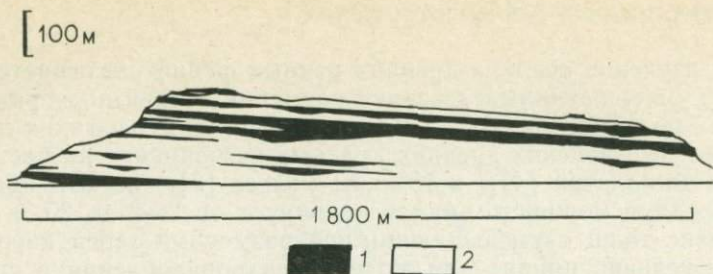
Генезис толщ с уменьшающимися размерами зерен кверху по разрезу условно принят для модели осадконакопления в системе латерально мигрирующего русла. Причины повторения циклов являются предметом споров.

В четвертичном аллювии р. Миссисипи четыре цикла с уменьшающимися кверху размерами зерен сопоставляются с эвстатическими колебаниями уровня моря в течение ледникового периода [184]. Имеются также веские основания считать, что случайные понижения уровня бассейна, ограниченного системой активных разломов, могут вызвать повторную сортировку осадков поймы, соответственно вызывая накопление мощных циклотем с уменьшающимися размерами частиц вверх по разрезу. Циклические климатические изменения, особенно в количестве осадков, могут приводить к изменению величины стока. Это в свою очередь обусловит периодические колебания в поступлении осадков, в которых снова будет отмечаться уменьшение размера зерен вверх по разрезу.

Бирбауэр [10] полагает, однако, что причиной повторения аллювиальных циклов не обязательно являются такие внешние процессы. Причина может быть просто в возвратно-поступательной миграции русла реки по пойме в сочетании с постепенным изостатическим повышением ложа бассейна из-за увеличения массы осадочной толщи. Индивидуальные циклотемы должны были бы распространяться на весь бассейн, если бы они были обусловлены внешними тектоническими факторами (аллоциклические, по Бирбауэру). И, наоборот, циклотемы, обусловленные боковой миграцией русел, прерываемой их отмиранием на фоне постепенного опускания (автоциклические, по Бирбауэру), могут иметь только локальное распространение.

Интересно отметить, что немногие имеющиеся данные по изучению мелкомасштабных фациальных изменений в древнем аллювии указывают на несопоставимость разрезов, расположенных на расстоянии всего нескольких сотен метров [86; 58, фиг. 21]. В формации Мориссон в Колорадо вдоль далеко простирающегося палеоклифа также в любой точке отмечаются повторяющиеся циклы с уменьшением размеров зерен кверху, но они чрезвычайно ограничены по масштабам (фиг. 102).

Древние осадочные фации в сравнении с современным аллювием широко распространены во времени и пространстве. Классическими примерами фаций, принадлежащих к системам разветвленных русел, являются отложения Торридонской группы (докемб-



Фиг. 102. Клиф в отложениях речной формации Моррисон, Слик-Рокк, Колорадо.

1 — русловые пески с конгломератом в основании; 2 — паводковые илы пойм. В любой точке клифа можно наблюдать серию циклотем (циклов) с уменьшающимися кверху размерами зерен. Отложения отдельных русел ограничены только по горизонтали, чем подтверждается отсутствие внешнего (аллоциклического) контроля. По Шейву и др. [149]

рий) на северо-западе Шотландии и кембро-ордовикские песчаники Сахары и Аравийского полуострова [188, 12, 145].

Фации, принадлежащие меандрирующим речным системам, имеются в девонских отложениях вдоль атлантического побережья Северной Америки.

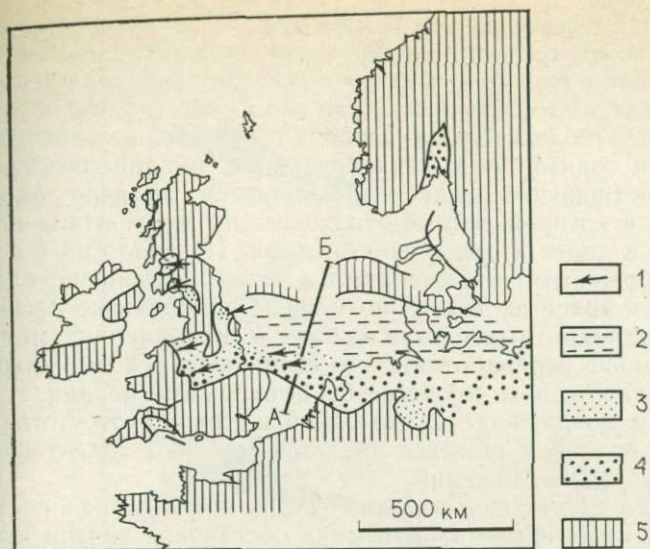
3. Эоловые отложения

Процессы ветровой седиментации и образуемые текстуры описаны на с. 178. Значительное количество данных собрано на основании изучения современных эоловых дюнных полей. Эти данные были использованы при диагностике древних дюнных отложений в геологическом разрезе, особенно в работах Гленни [61] и Бигарелла [15]. Эоловой седиментацией объясняют образование трех главных серий пород. Первая из них включает ряд формаций от пенсильванского до юрского возраста, обнажающихся в районе плато Колорадо в США. Эта толща тщательно задокументирована и описана Опдайком [120], Пулом [129] и Селли [144, с. 52—58].

Эоловая седиментация предполагается также в пермо-триасовых отложениях бассейна Северного моря в Европе. Описания этих пород, составленные на основании изучения обнажений в Англии, приведены Шоттоном [157], Ламингом [99] и Томпсоном [173]. Эоловое происхождение предполагается для части пермской газонесущей формации красный лежень близ южной границы Северного моря [62] (фиг. 103).

Позднеюрские — раннемеловые песчаники формации Ботукату в Южной Америке также относятся к эоловым отложениям [16].

Несмотря на широкие исследования, еще не создано удовлетворительной модели осадочного эолового процесса. Это, возможно, обусловлено двумя причинами. Прежде всего эоловые осадки являются, вероятно, одной из труднейших для диагностики групп древних отложений, так как нет признаков, которые присущи исключительно эоловым отложениям. Эоловое происхождение посту-



Горы — Аллювий — Песчаное море — Сабкха и плайя — Приподнятые участки



Хребет Лондон-Брабант — Южный бассейн Северного моря — Центральное поднятие Северного моря

500 км

Фиг. 103. Карта и палеогеографический разрез с указанием распределения фаций и обстановок осадконакопления в песчаниках формации красного лежня (пермь) бассейна Северного моря. По Гленни [62]

1 — среднее направление падения косої слоистости в чистых (дюнных) песчаных фациях; 2 — красноцветные ангидритные сланцы (сабкха); 3 — чистые косослоистые пески (дюны); 4 — глинистые песчаники с галькой (речные); 5 — отсутствие формации красный лежень

лируется для тех фаций, для которых отсутствуют признаки их образования в водной среде. Не является бесспорным ветровое происхождение и классических «эоловых» отложений. Вишер [180], Стенли и др. [159] и Джордан [85] ставят под сомнение эоловое происхождение песчаниковых формаций плато Колорадо. Эоловое происхождение пермских желтых песчаников северо-вос-

точной Англии также ставится под сомнение [135]. В обоих случаях предполагается, что зрелость осадка, хорошая сортировка и высокие передовые слои этих фаций являются следствием осаждения в подводных дюнах в зоне шельфа. При этом обе группы пород залегают в сходных геологических условиях и встречены совместно с красноцветными горизонтами, эвапоритовыми и карбонатными фациями. Это соотношение осадков предполагает наличие такой палеообстановки, в которой речные отложения по горизонтали переходят в себкху и далее в отложения шельфа. По аналогии с современными прибрежными отложениями в такой обстановке следует ожидать как эоловые, так и подводные прибрежные пески, которые при неоднократных наступлениях и отступлениях моря могли быть настолько переработаны, что становится невозможным указать, в результате какого процесса были отложены осадки.

Таким образом можно видеть, что одной из причин отсутствия принятой модели эолового процесса является трудность идентификации древних эоловых отложений.

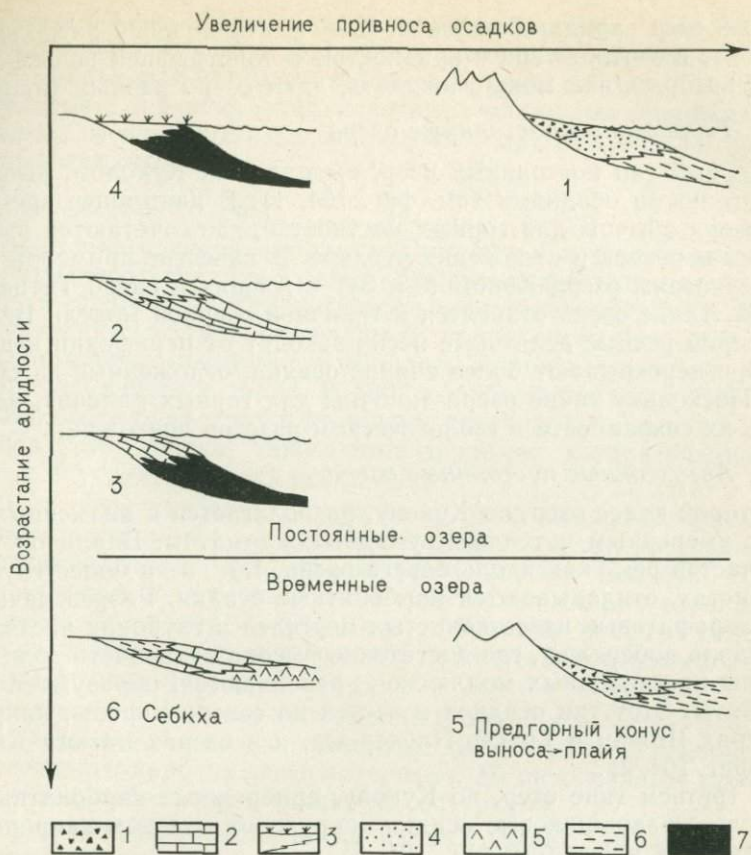
Вторая причина отсутствия модели — очень широкое распространение в современных песчаных пустынях обстановок эрозии или равновесия. Районы действительного накопления эоловых осадков редки и не изучены. В большинстве работ описываются изолированные дюны, мигрирующие по дефляционным поверхностям. Возникает вопрос: возможно ли сохранение эоловых отложений? Эоловые процессы могут играть большую роль в определении структур, формы и сортировки осадков, но, может быть, эти пески, сохранившиеся в геологической колонке, отложены в результате катастрофических наводнений, а не ветром?

4. Озерные модели

Озерные отложения, в отличие от эоловых, легко распознаются при геологической документации. Их диагностика основывается на признаках отложения в водной среде, отсутствия морской биоты и наличия пресноводных ископаемых организмов. Обычно озерные отложения мелкозернистые и тонкослоистые.

Озерные осадочные модели описаны Вишером [180], Куколом [98], Пикардом и Хайхом [126]. Пикард и Хайх писали: «Поскольку все озера заполнены осадками, регрессия преобладает в истории озер». Вишер сделал сходное заключение, основываясь на сравнении озерных осадков с регрессивными толщами прибрежных морских отложений.

В соответствии с этими концепциями идеальная модель озерного осадконакопления предусматривает последовательность, начинающуюся с тонкослоистых осадков, которые откладываются в глубокой центральной части озера. По мере заполнения озера осадками с периферии к центру начинают наступать речные, дельтовые и болотные обстановки осадконакопления. Тонкослоистые осадки сверху могут смениться турбидитовыми песками, подобны-



Фиг. 104. Модели осадочных озер (1—4) построены на основании концепции Вишера [180] о регрессивном выполнении озера и классификации озер, по Куколу [98], базирующейся на центростремительных литологических вариациях. Модели 5—6 относятся к озерам плайи и себкхи (эфемерные озерные бассейны аридной зоны)

1 — конгломерат; 2 — известняк; 3 — угольное болото; 4 — песок; 5 — эвапориты; 6 — алеврит; 7 — глинистые породы

ми пескам озер Зуг и Мид, и выше — прибрежными песками, кослоистыми речными дельтовыми песками и маршевыми торфяниками.

По сравнению с этой простой моделью Кукол [98] выделяет четыре различных типа озер, основываясь на данных по площадному распространению разных типов осадков в современных озерах. На основе изучения древних озерных отложений и осадконакопления в современных озерах можно выделить ряд моделей осадконакопления (фиг. 104). На схеме в дополнение к четырем классам озер Кукола показаны две дополнительные модели эфе-

мерных озер аридных районов. Все шесть моделей расположены на схеме в соответствии с аридностью и топографией рельефа районов, которые, как можно ожидать, дают озера разных типов.

а. Терригенные постоянные озера

Первый тип постоянных озер, выделяемый Куколом, выполнен терригенными осадками (см. фиг. 104, 1). В настоящее время такие озера обычны для горных местностей, где сочетаются высокие уровни переноса и отложения осадков. В качестве примеров могут быть указаны озера Констанс и Зуг в Альпах и озеро Титикака в Андах. Такие озера относятся к типичной озерной модели Вишера, в которой речные дельтовые пески заходят от периферии к центру озера и перекрывают более тонкие осадки, отложенные из суспензии. Поскольку такие озера типичны для горных районов, вероятность их сохранности в геологическом разрезе ничтожна.

б. Автохтонные постоянные озера

Второй класс озер, по Куколу, располагается в низменных местах с умеренным и теплым гумидным климатом. Вдали от устьевых частей рек как вдоль берега озера, так и в более глубоких его частях, откладываются карбонатные осадки. Разрез начинается с харофитовых известковистых мергелей в глубоких частях озера. Вдоль побережья, где достаточно высока активность волн и раковины пресноводных моллюсков разбиваются, образуются калькарениты. Этот тип осадков известен на севере Европы, например в озерах Шонау и Гросер-Плёнер-зее, и в озерах на юге Канады (см. фиг. 104, 2).

В третьем типе озер, по Куколу, прибрежные карбонатные водорослево-ракушняковые осадки окружают кольцом сапропелиты центральной части (см. фиг. 104, 3).

Хорошие примеры постоянных озер с повсеместным автохтонным осадконакоплением известны в третичных бассейнах предгорий Скалистых гор. Наиболее хорошо известно озеро Уинта, покрывавшее в эоцене площадь в 23 000 кв. км на территории штатов Юта и Колорадо и отложившее толщу различных осадков мощностью в 2000 м. Она включает дельтовые пески и углеобразующие болотные отложения периферических частей, переслаивающиеся выше с горючими сланцами формации Грин-Ривер. Эти регрессивные фазы чередовались с трансгрессивными, при которых карбонатные мергели центральной части бассейна сменялись органогенными песками и водорослевыми оолитами. Благодаря наличию нефтяных залежей в периферических фациях озеро Уинта очень хорошо изучено [23, 124, 125, 127, 49].

Горючие сланцы, подобные сланцам формации Грин-Ривер, обнаружены также в пермо-карбоновых озерных осадках Нового Южного Уэльса и в карбоновых осадках озера Каделл в Мидленд-Воллей в Шотландии [66].

Четвертый тип озер сложен по периферии маршевыми осадками, которые центриклинально перекрывают органогенные илы, от-

ложенные в центральных частях озерных бассейнов (см. фиг. 104, 4). Примеры этого типа известны в холодноводных сапропелевых озерах северной Канады и на севере Европы и Азии. Так как сапропелевые и горючие сланцы являются обычными озерными отложениями, то они обычно ассоциируют с другими типами древних озерных отложений.

в. Эфемерные озера

Современные озера, которые возникают и исчезают эпизодически, включают «плайи» Северо-Американской пустыни, кевирсы Ирана и крупные внутриконтинентальные дренирующиеся бассейны внутренних частей Австралии. В такой пустынной климатической обстановке дожди могут выпадать лишь раз за несколько лет, но это могут быть и ливни. В 1967 г. в бассейне озера Эйр в Австралии был зарегистрирован ливень, когда за ночь выпало 150 мм осадков [198]. Ливни такого типа приводят к образованию эфемерных внутриконтинентальных озер.

Межгорные плайевые озера типа озер Северо-Американской пустыни часто окружены аллювиальными конусами предгорной зоны, седиментация в которых уже была описана (см. фиг. 104, 5). Ширина таких периферических фаций может сильно варьировать. В плайях Ква-Салейб и Ква-Диси в Южной пустыне Иордании илестые равнины местами граничат с почти отвесными обрывами высотой в сотни метров.

Типичные отложения современных плайевых озер — это твердые красноцветные глины, состоящие из глинистого, алевроитового и рассеянного карбонатного материала. Не исключается присутствие принесенного ветром песчаного материала.

Вследствие высыхания во временных озерах могут осаждаться эвапоритовые минералы. В результате образуются содовые равнины Северо-Американской пустыни и внутриматериковые себкхи Сахары и Аравийской пустыни (см. фиг. 104, 6). Древние озера, аналогичные современным плайям аридных районов, хорошо изучены, особенно в триасовых породах Европы и Северной Америки.

Особыми примерами являются пачка Попо-Аги формации Чу-гуотер в Вайоминге [125], формация Локатонг группы Ньюарк в Нью-Джерси и Пенсильвании [186] и красные мергели Кейпер и ассоциирующие с ними эвапориты северо-западной Европы.

Итак, очевидно, что еще нет твердо установленной модели озерного осадкообразования. Аргументация может сводиться к тому, что озерные осадки имеют тенденцию к увеличению крупности зерен осадков в регрессивной последовательности. Эта модель не выдерживает критики при более внимательном изучении, поскольку при различных параметрах озер образуется широкий круг аллохтонных и автохтонных литологических типов. Более того, чувствительность озер к климатическим изменениям может привести к изменениям уровня озера. Это отражается в трансгрессивно-регрессивных циклах, прерывающихся при наложенной регрессивной миграции озерных фаций.

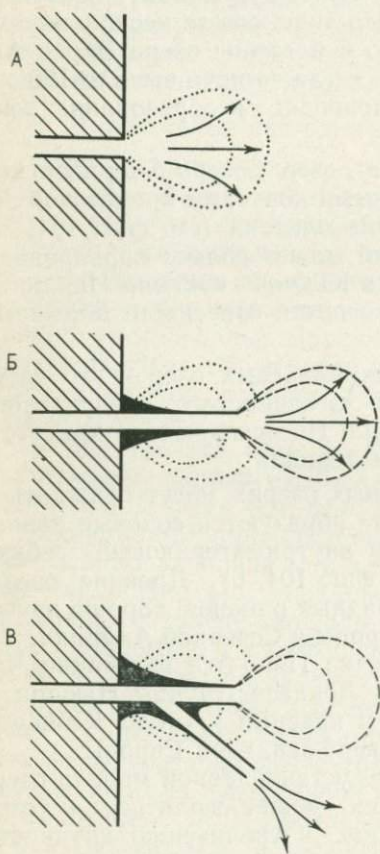
5. Дельтовые модели

Термин «дельта» происходит от греческого знака «Δ»; он был использован около двух с половиной тысячелетий назад Геродотом при описании устьевой части Нила. Подобным же образом термин все еще используется географами и геологами. В современном понимании дельта рассматривается как «субаэральная или подводная масса осадочного материала, отложенная рекой под толщей воды (морской или озерной)» [112]. Это определение, хотя и соответствует первоначальному определению Геродота, не подчеркивает треугольной формы. Не все дельты, известные в настоящее время, имеют такую форму.

а. Процессы в дельте

Если отбросить все детали, можно сказать, что дельта образуется в местах, где струйный поток нагруженной осадочным материалом воды входит в толщу стоячей воды (фиг. 105).

Скорость течения уменьшается в радиальных направлениях от устья струйного потока и в отлагающемся осадке, вследствие различных скоростей осаждения, размеры зерен уменьшаются в тех же направлениях. Отлагающиеся осадки нагромождаются вплоть до уровня воды, но поток все же прокладывает русло через эти отложения. Удлиненные возвышенности по обеим сторонам русла называются «намывными валами». По мере накопления осадков дельта продвигается в сторону открытой воды. Здесь можно различить три основные детали строения дельты. Дельтовая платформа представляет собой субгоризонтальную поверхность, ближайшую к устью потока. Она сложена в основном песками и пересекается дельтовым рукавом и окаймляющими его намывными валами. Дельтовая платформа далее сменяется дельтовым склоном, на котором накапливаются более мелкие пески



Фиг. 105. Стадии развития идеальной дельтовой системы:

А — от устья по радиальным направлениям скорость потока уменьшается, в виде концентрических полос осаждаются песок, алеврит и глина; Б — дельта продвигается, прокладывая русло через краевые намывные валы; В — устье русла перекрывается; намывный вал прорывается и из промывны строится новая дельта



Фиг. 106. Номенклатура элементов дельты

и алевриты. Дельтовый склон далее переходит в продельту, где отлагаются глинистые осадки. Следовательно, в вертикальном сечении, проходящем через вершину дельты, будет наблюдаться постепенное увеличение размеров зерен осадка. Продельтовые глины у основания дельты кверху будут сменяться алевритами и песками дельтового склона и затем песками дельтовой платформы. Эти три типа отложений принято называть придонным дельтовым слоем, отложениями склона или передовыми слоями и поверхностными отложениями дельты (фиг. 106).

Постепенно дельтовый рукав становится настолько длинным, что его устье заполняется осадками. Намывной вал в ослабленном участке разрушается, и образуется новый дельтовый рукав. Отмерший рукав заполняется осадками из суспензии, и все это отмершее дельтовое лопастное тело уплотняется и погружается под воду.

Этот процесс может продолжаться неопределенно длительное время, по мере того как рукава перемещаются из стороны в сторону от первоначального участка привноса осадка. Такая идеальная модель лопастной дельты состоит из серии переплетающихся слоев, размеры зерен в которых постепенно увеличиваются вверху по разрезу и уменьшаются к периферии дельты.

Теперь эту идеальную модель сопоставим с современными дельтами.

б. Современные дельтовые системы

Дельта Миссисипи — одна из наиболее изученных современных дельт. Изучению дельты Миссисипи посвящен ряд работ [56, 28, 95 и 65].

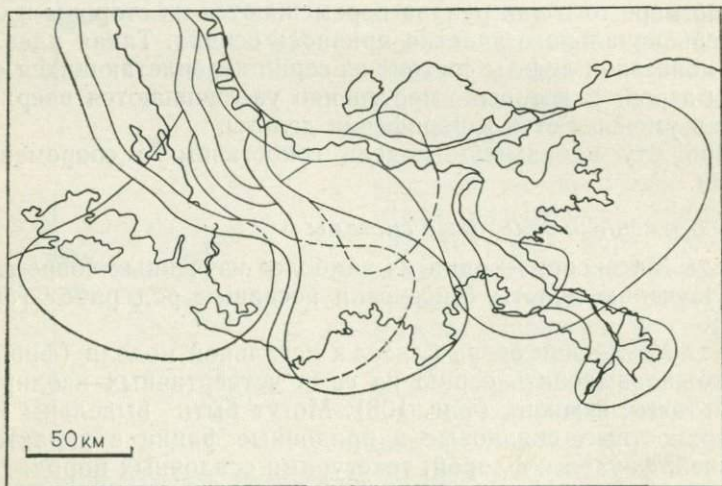
Дельта Миссисипи очень близка к идеальной модели (фиг. 107). Здесь можно выделить серию из семи четвертичных изолированных дельтовых языков (фиг. 108). Могут быть выделены также приповерхностные, склоновые и придонные фации с характерной литологией, фауной и флорой, текстурами осадочных пород.

Около 25 % твердого стока Миссисипи составляет песок, а остальную часть — алеврит и глина. Это означает, что лишь очень небольшая часть каждой дельтовой лопасти слагается песком. Почти весь песчаный материал откладывается в устьях рукавов, где образуются удлиненные линзовидные песчаные тела. Поскольку рукава распространяются в направлении моря, эти песчаные тела



Фиг. 107. Карта современной дельты Миссисипи, показывающая распределение главных песчаных фаций.

1 — илы и торфяники между рукавами; 2 — пески рукавов; 3 — граница плейстоценового фундамента; 4 — граница песков фронта дельты со стороны континента (скрыта более молодыми осадками); 5 — граница морских песков со стороны континента (переработанные пески фронта дельты)



Фиг. 108. Карта распределения постплейстоценовых языков современной дельты Миссисипи. По Колбу и Ван-Лопику [95]

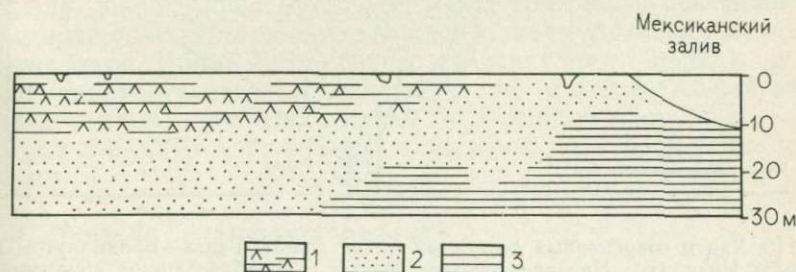
имеют линейную форму. Смещение дельты обуславливает образование общей системы радиально расположенных песчаных тел подобно пальцам на руке.

В более древних лопастных дельтах Миссисипи песок отлагался в основном у края дельтовой платформы, где можно наблюдать дугообразный пояс песчаных слоев на фронте дельты, отложенных в устьевых частях дельтовых рукавов (фиг. 109). Эти слоистые пески распространяются по направлению к берегу и перекрываются перемежающимися алевритами, глинами и торфяниками, отложенными в намывных валах, в межукавных и в болотных обстановках. Продвижение дельты в море, следовательно, приводит к накоплению толщ осадков с увеличивающимися кверху размерами зерен, начиная от морских глин, прodelьты до поверхностных песков на фронте дельты. Эти пески перекрываются тонкозернистыми отложениями солоноватоводных и неморских фаций, расчлененными радиально расходящимися телами песков рукавов дельты.

К востоку от сегодняшнего активного устья Миссисипи лежит дугообразный архипелаг островов Чэнделер. Он маркирует край отмершего языка древней дельты Сент-Бернард. Ясно, что после прекращения поступления осадков в дельту она стала размываться под действием приливов и волн. По мере уплотнения и погружения отложений дельты море наступало и переоткладывало близповерхностные осадки. Тонкозернистые осадки переотлагались в более глубокой и спокойной воде. Пески переотлагались в виде трансгрессивного покрова, который может несогласно перекрывать различные фации дельты.

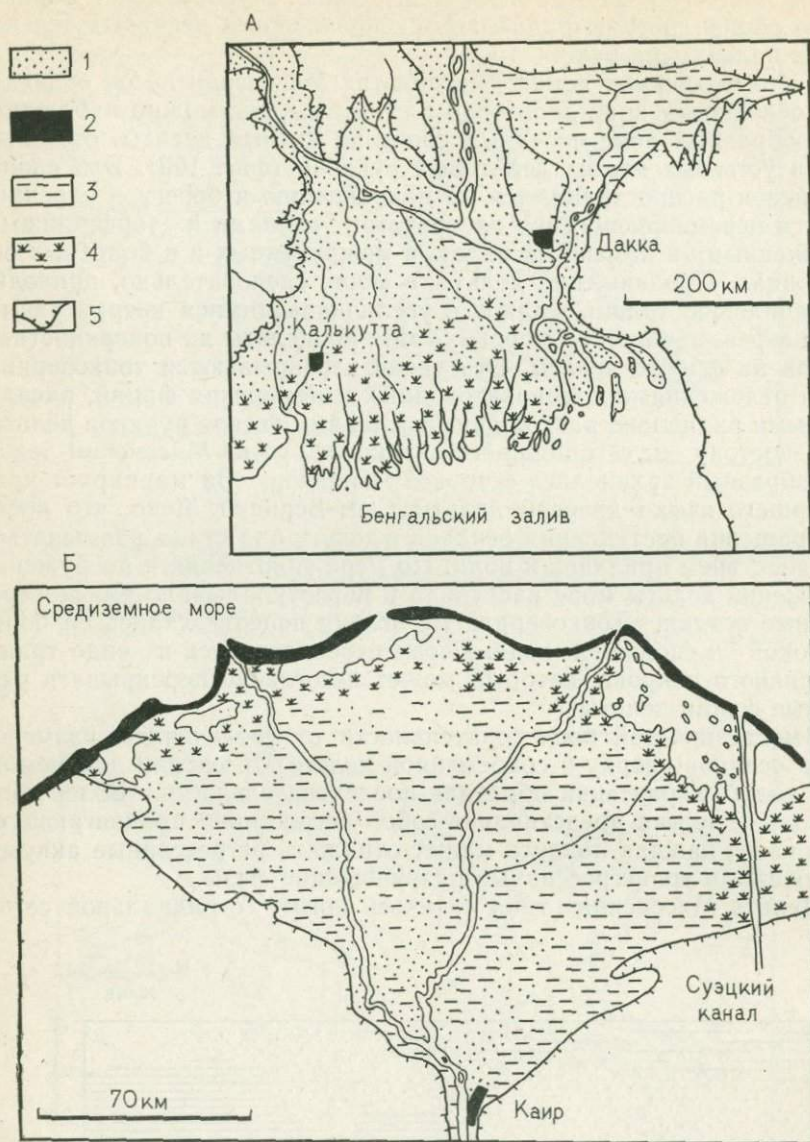
Вместо простой последовательности с увеличением размеров зерен осадков кверху в современной дельте Миссисипи для неморских толщ характерна обратная последовательность. Более того, поскольку дельта представляет собой регрессивно продвигающуюся призму, каждая лопасть может отражать регрессивные аккумулярующие и трансгрессивные разрушающие фазы.

Дельта Миссисипи типа «птичьей ноги», с радиальной сетью



Фиг. 109. Разрез субдельты Лафурше современной Миссисипи, показывающий главные участки отложения песка (2) в виде покрова на фронте дельты (3). Покров постепенно захороняется под наступающими слоями илов и торфяников дельтовой равнины (1), отлагающимися в расположенных между рукавами залива и болотах, и небольшими телами русловых песков, отложенных в рукавах.

По Гюлду [65]



Фиг. 110. Карты современных дельтовых фаций дельты Ганга—Брахмапутры (А) и дельты Нила (Б). Первая — пример дельты с преобладающим приливно-отливным режимом и разветвленной системой русловых песков, простирающихся в сторону моря. В дельте Нила преобладает волноприбойный режим и образуются обширные окаймляющие барьерные валы песков. Составлено по данным Морганна [114], Колемана и др. [29] и Райта и Колемана [194].

1 — русловые пески рукавов; 2 — морские барьерные пески; 3 — илы дельтовой равнины; 4 — болота; 5 — граница дельтовых пород

рукавов, в общем редко встречается в современной обстановке и, вероятно, дельты такого типа более характерны для озер, чем для морей, например дельта реки Сент-Клер в Канаде [123]. Причин две. Во-первых, не все реки несут такой тонкий материал, как Миссисипи. Гравийные дельты Арктики и дельты пустынных пологих побережий типа дельт восточной части залива Акваба приобретают в основном форму аллювиальных конусов. От горных склонов до дна моря они могут не проявлять никакой дифференциации на различные субобстановки осадконакопления, характерные для илистой Миссисипи.

Другой главный фактор, влияющий на морфологию дельты, — это влияние моря и рек. Дельта Миссисипи приобрела форму «птичьей ноги» благодаря ее относительно укрытому положению в Мексиканском заливе.

Более открытые дельты, такие как у Нила или Нигера, характеризуются пологой дугообразной береговой линией (фиг. 110). Это происходит из-за того, что скорость отложения песка у устья рукавов превышает скорость его перемыва и переотложения вдоль фронта дельты, часто в форме барьерных островов. На открытых побережьях морское воздействие может быть волновым или приливно-отливным при высоком уровне прилива. У дельты Миссисипи высота прилива составляет всего лишь около 1 м. В Бенгальском же заливе высота прилива варьирует от 3 до 5 м. Из-за этого главным образом дельта Бенгальского залива резко отличается от дельты Миссисипи. Это дельты Ганга и Брахмапутры, Кланга, Лангата и Меконга [114, 29]. Размывающее действие мощных приливно-отливных течений приводит к перераспределению речного материала на заливной равнине, где развитие мангровых болот способствует накоплению осадков. Дельтовые рукава сами по себе широкие, прямые и разветвляющиеся эстуарии (см. фиг. 110).

Как показывает анализ, лопастные дельты состоят из слоев обломочных осадков, в которых размер зерен увеличивается вверх по разрезу и по направлению к континенту. Эти языки, существенно регрессивного происхождения, могут содержать поверхностные тонкозернистые дельтовые отложения и аккумулятивные и деструктивные фазы. Кроме того, обстановки осадконакопления и фации дельт широко варьируют в соответствии с относительной значимостью речных, приливно-отливных и волновых процессов.

В табл. XXXI предложена классификация возможных типов дельт.

в. Древние дельтовые отложения

Многие осадочные фации принадлежат к дельтовому типу. Они не только широко распространены в геологической истории, но и являются также весьма промышленно важными, так как содержат большую часть запасов угля в мире, а также значительные ресурсы нефти и газа. Быстрая седиментация богатых органикой осадков преимущественно в восстановительной среде ведет к метамор-

Классификация дельт по преобладающим процессам
По данным Фишера и др. [55], Моргана [114], Райта и Колемана [29].

Преобладающий процесс	Обстановка осадконакопления	Песчаные фации	Примеры
Речной	Радиальная система рукавов и намывных валов типа «птичьей ноги»	Радиальные приустьевые песчаные бары	Миссисипи
Морской	Действие волн Рукава дельт срезаются барьерными песками	Дугообразное распределение песков по фронту дельты	Нил, Нигер
	Действие приливов и отливов Широкие отливные равнины и промытые разветвленные эстуарии	Песчаный покров на фронте дельты	Меконг Ганг — Брахмапутра

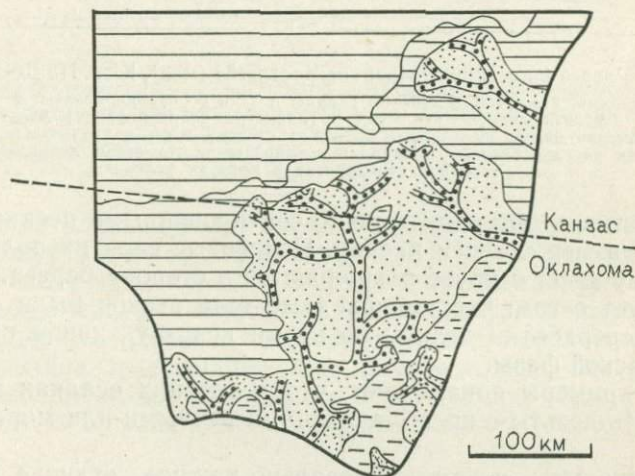
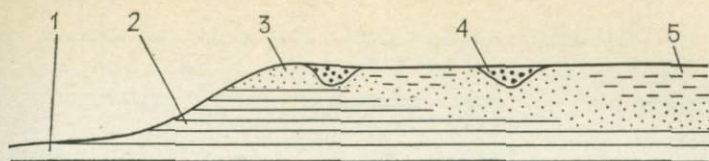
физму торфяников с образованием углей, а также к генерации нефти и газа.

Достаточно полные сведения о дельтовой седиментации, как древней, так и современной, имеются в обзорах составленных под редакцией Ширли и Рагсдейла [156], Морганом и Шейвером [115] и Фишером и др. [55].

В общем можно различать дельты речного и морского происхождения. Хорошие примеры циклических дельтовых осадков известны в Пенсильванской толще бассейна Иллинойс [131, 184].

Детальное картирование осадочных пород регионально распространенных маркирующих угольных горизонтов показывает радиальное распространение песчаных удлиненных тел, аналогично дельте Миссисипи (фиг. 111). Седиментологические исследования и полевые наблюдения говорят, что это скорее русловые пески, чем песчано-линзовидные тела дельтового типа, и хотя Пенсильванские пески и отличаются от современных песчаных образований Миссисипи, следует полагать, что они были отложены в существенно речной дельтовой обстановке.

Примеры дельт, переработанных морем, найти также нетрудно, например, в верхнем мелу вдоль восточного края гор Роки-Маунтинс, от Арктической Канады до Мексиканского залива. При подъеме суши во время ларамийской фазы орогенеза огромные количества осадочного детритуса были вынесены в открытое море с запада. Отложение происходило в широком диапазоне обстановок осадконакопления — от фангломератов предгорной зоны группы Месаверд до прибрежных морских глинистых сланцев формаций Пьер и Левис. Переходные береговые отложения были образо-

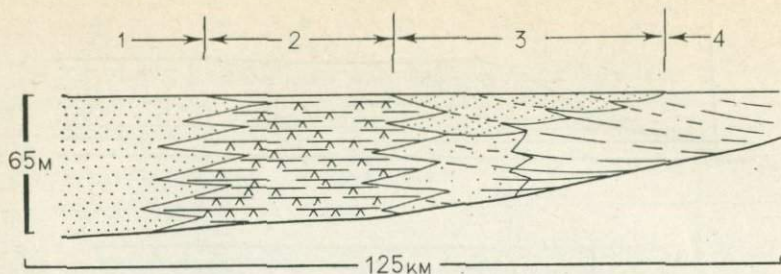


Фиг. 111. Схема обстановок осадконакопления и фациальная карта дельтовых отложений горизонта песчаников Нокси, группа Канзас-Сити и синхронные отложения. По Хорне, см. [193].

На карте видно продвижение серии дельтовых языков в общем северо-западном направлении. Морфология песчаных тел рукавов и явное отсутствие морских мелководных песков дельтового фронта заставляют предполагать, что это была дельта с преобладанием флювиального режима при небольшом воздействии прибоа и приливно-отливных течений.

1 — морские глинистые сланцы; 2 — глинистые сланцы фронта дельты; 3 — дельтовые пески; 4 — пески рукавов; 5 — неморские глинистые сланцы

ваны в чрезвычайно разнообразных условиях. Распознаются как линейные прибрежные осадки, так и осадки береговых выступов. Дельтовые осадки были отложены, вероятно, в преобладающих морских условиях, подобных обстановке дельт Нила и Нигера. Хорошие описания этих отложений даны Веймером [186] и Асквитом [7]. Примером таких отложений могут служить песчаники Кастлгейт в штате Юта (фиг. 112). Они рассматриваются как конструктивная дельта, в которой речные пески по направлению к морю сменяются дельтово-платформенными углями, песками, глинистыми сланцами и затем фациями переслаивающихся мелкозернистых песков и илов, тонкослоистых и содержащих органическое вещество и пронизанных с поверхности ходами роющих организмов. Эта последняя ассоциация интерпретируется как отложения фронта и склона дельты. Однако в верхах толщи песчаников Кастлгейт начинают преобладать чисто морские условия. Углистые осадки основания дельты отделены от склоновых отложений гру-



Фиг. 112. Разрез формации песчаников Кастлгейт (мел), Юта. По Де-Грааффу [33].
 1 — речные пески; 2 — пески глинистые сланцы и угли основания дельты; 3 — морские пески фронта дельты; 4 — пески и глинистые сланцы фронта дельты.
 Пологое падение песков дельтового фронта в сторону моря и крутое — в сторону берега, наряду с их распределением, заставляет предполагать, что пески дельтового фронта подверглись переработке в морских условиях

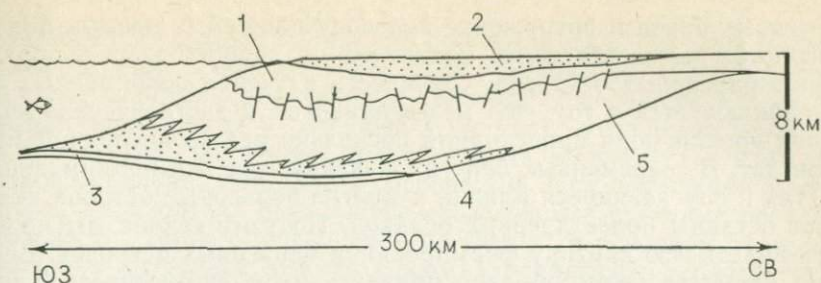
бозернистыми, чистыми, хорошо сортированными песками с увеличением размеров зерен кверху. Передовые слои их полого падают в сторону моря и круто погружаются в сторону берега. Это свидетельствует о том, что мелководные тела песков были образованы путем переработки дельты во время конструктивной преобладающей морской фазы.

Эти примеры показывают, что в древних осадках можно распознавать дельты с преобладающими речными или морскими условиями.

Однако есть и другое довольно важное отличие. Отложения двух главных описанных типов дельт по направлению к морю постепенно переходят в илистые осадки открытого моря. Другие дельты, подобные пенсильванским или района Аппалачского плато, а также серии Иоридэйл в северной Англии, продвигаются в море по карбонатным платформам [53, 111].

Имеется и еще один тип дельт, в основании которых формируются турбидитовые пески. В современных дельтах известно развитие процессов обрушения и оползней, а также транспортировка этого материала турбидитовыми потоками на дно бассейна. Такие явления описаны для дельт Миссисипи, Фразера и Нигера [153, с. 494, 500; 25]. Большая глубина воды и осадков делает трудным изучение турбидитов на фронтах современных дельт. Однако примеры древних отложений известны и в карбоновых отложениях Англии [181, 36], в ордовикских породах Аппалачей [75], в формации Коаледо в Орегоне [38] и в третичных дельты Нигера (фиг. 113).

В заключение отметим: в простейшем случае процесс развития лопастной дельты приводит к образованию слоев отложений с укрупняющимися зернами вверх по разрезу; вверх и к побережью морские илы переходят к неморским пескам, илам и часто углям. Такая простая модель может усложняться при воздействии разрушающих агентов моря. Кроме того при достаточно неустойчивом склоне дельты и образовании оползней у подножья дельты могут присутствовать переотложенные турбидитовые пески.



Фиг. 113. Разрез третичной — современной осадочной призмы дельты Нигера — турбидитовые пески конусов выноса у основания склона дельты. По Бурке [25]. 1 — формация Агдаба (дельтовая равнина); 2 — формация Бенин (речные отложения); 3 — пелагические глины; 4 — глубоководные турбидитовые пески конусов выноса; 5 — формация Аката (склон дельты)

Выявление моделей дельт имеет большое значение для эффективной эксплуатации нефтегазовых залежей в отложениях древних дельт. Песчаные накопления в дельтах с преобладающим речным режимом образуют радиально расходящиеся удлиненные тела в основании дельты. Дельты с преобладающим морским режимом имеют тенденцию к дугообразному распределению мелководных песков. Дополнительное накопление песков может быть в подводных каньонах и конусах дельт с высоким склоном (см. с. 340).

6. Линейные барьерные берега

С увеличением воздействия моря дельта может постепенно превратиться в линейную цепочку барьерных островов. На современных побережьях и в древних породах можно найти все переходные образования; однако достаточно иметь начальное и конечное образование, чтобы построить определенную модель.

Современные дельты, которые вдоль берега переходят в прибрежные линейные барьерные острова, можно видеть по обеим сторонам дельты Миссисипи в Мексиканском заливе, на побережье Дании к северо-востоку от дельты Рейна, на Синайском побережье к востоку от дельты Нила и на побережье к западу от дельты Нигера.

Кроме того, имеется много современных береговых барьеров, не связанных с какой-либо крупной дельтой. В качестве примеров можно указать на восточное побережье Северной Америки между Нью-Джерси и Флоридой, участки побережий на севере Германии и Польши, и на полуострове Янгхазбенд в Южной Австралии. На этих побережьях, тем не менее, отмечается значительный привнос осадков реками, дренирующими внутренние участки суши.

а. Современные барьерные побережья

Новейшие барьерные острова и процессы, которые приводят к их образованию, хорошо изучены. Имеются значительные противоречия во взглядах на их генезис. Прогрессивное построение близ-

береговых баров и погружение под воду пляжей и дюнных поясов считаются двумя главными механизмами, приводящими к образованию барьерных островов. Сложность изучения современных баров заключается в том, что межледниковые и эвстатические колебания уровня моря происходили несколько раз за последний миллион лет. В современных берегах фиксируются как поднимающиеся, так и опускающиеся пляжи, а многие барьерные острова включают останцы более древних осадков. Поэтому сейчас мы не можем видеть всю картину формирования барьерных островов. Вероятно наиболее целесообразно признать их полигенетическое происхождение [143]; дополнительные данные о строении и генезисе барьерных островов можно найти в ряде работ [90, 162, 68, 77].

Наиболее хорошо изученные современные комплексы барьерных островов находятся у побережья Мексиканского залива в западном Техасе, в особенности острова Падре и Галвестон [152, 14]. На восточном барьерном побережье Северной Америки самым изученным является остров Сапело [79, 78]. Вне пределов Северной Америки лучше всего изучены барьерные берега Голландии и Германии [178, 73].

Сопоставление исследований современных побережий с их древними аналогами и создание четкой модели осадконакопления в барьерных островах сделано Вишером [179], Поттером [132], Шелтоном [151] и Дэвисом и др. [32].

Существенным является то, что барьерный остров представляет собой линейное песчаное тело, обнажающееся при высоком приливе и вытянутое параллельно берегу, отделяющее скрытые заливы, лагуны и приливно-отливные равнины от открытого моря. На большинстве современных барьерных берегов наблюдается чередование по горизонтали двух высокоэнергетических обстановок и двух низкоэнергетических. С материковой стороны — это речные прибрежные равнины, сложенные песками, алевритами, глинами и торфяниками, которые по направлению к морю сменяются соляными маршевыми отложениями и далее осадками приливно-отливных равнин и лагун. Осадки этих фаций состоят из тонкокосослонстых и полосчатослонистых тонкозернистых песков, алевритов и глин. Эта зона характеризуется интенсивной биотурбацией, наличием ракушняковых слоев, часто устричных и мидиевых, и постепенно уменьшающимися кверху следами приливно-отливных течений [50].

Барьерные острова состоят из ряда определенных физико-географических единиц. На стороне, обращенной к берегу, могут быть сложные, скрытые водой конусы и плоские участки между барьером и лагуной, сложенные песками, переброшенными через барьер во время штормов. Гребень барьерного острова часто сложен песчаными дюнами ветрового происхождения, хотя здесь иногда имеется устойчивый почвенный профиль и растительность.

Пески барьерных островов обычно зрелые и хорошо сортированные. Сделаны попытки различать по гранулометрии пески пляжей, дюн и рек (с. 20). Внутреннее строение пляжных песков ха-

характеризуется горизонтальной или субгоризонтальной слоистостью, полого погружающейся в море. В подчиненных количествах присутствуют плоскопараллельные и троговые передовые слои. Барьерные острова иногда пересекаются приливно-отливными руслами: они могут иметь подводные дельты как на морском, так и на материковом склонах барьерного острова [5]. При наращивании этих русел по горизонтали образуются косослоистые русловые последовательности. Такие образования сложены в основном песками барьерного острова и действительно сохраняются в геологических разрезах [78].

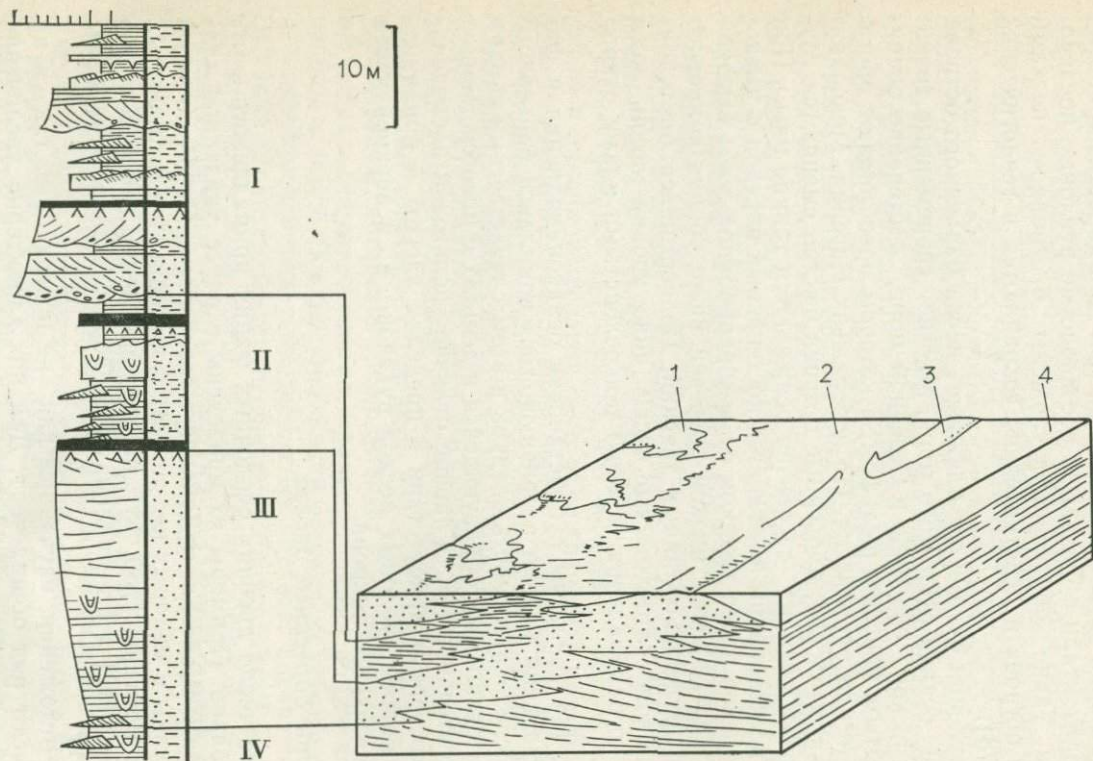
В направлении от берега пляжные пески барьерного острова переходят в осадки открытого моря. Многие современные толщи барьерных песков, особенно в Северном море, постепенно сменяются размытым морским шельфом, в котором преобладают обстановки эрозии или равновесия. На побережьях Нигерии, Мексиканского залива, наоборот, барьерные острова быстро сменяются глубоким морем. Здесь из суспензии осаждаются тонкие илы. При детальном исследовании выявляется постепенный переход с уменьшением размеров зерен осадков от волноприбойной зоны высокой энергии до обстановки с низкой энергией ниже уровня волнового действия и приливно-отливных течений. Подвергшиеся биотурбации илистые полосчато-слоистые пески ниже уровня малой воды сменяются по направлению к морю тонкослоистыми илами открытого моря.

На фиг. 114 показаны субобстановки осадконакопления и фации для идеальной модели развивающегося комплекса барьерного острова. Последовательность осадков в этом случае весьма сходна с последовательностью, образующейся в дельтах с преобладающей волновой деятельностью. Главное отличие дельтовой последовательности состоит в присутствии в пределах лагуны и приливно-отливной равнины русловых песков рукавов, а в верхней части разреза — песчаного покрова.

б. Древние барьерные берега

Огромное число древних осадочных фаций принадлежит к отложениям баров. Примеры их приведены в ранее указанных статьях Вишера и Шелтона, и Дэйвиса с соавторами. Особенно хорошо они описаны в меловых песчаниках формации Игл и глинистых песчаниках Монтаны [150, 13], на месторождении нефти Бисти в Нью-Мехико [142] и в песчаниках Ред-Форк бассейна Энид в Оклахоме [191].

Все эти отложения, изученные как на поверхности, так и на глубине, имеют ряд общих черт. Для них характерно увеличение крупности зерен вверх по профилю. В основании песчаных тел наблюдается переход в глинистые сланцы открытого моря. Вершины песчаных тел срезаны, что часто отмечается перерывами в седиментации, и перекрыты морскими или неморскими глинистыми сланцами. Во внутренних частях песчаных тел отмечается биотур-



Фиг. 114. Обстановки осадконакопления, фации и вертикальный профиль, образующиеся при наступании на море комплекса отложений барьерного острова.

I — аллювиальная прибрежная равнина; переслаивание глинистых сланцев и углей паводковых равнин, уменьшение размеров зерен русловых песков кверху. II — лагуны и приливно-отливные равнины; пески, глинистые сланцы и угли. III — барьерный остров; увеличение размера зерен песка кверху. IV — открытое море; глинистые сланцы. 1 — аллювиальная прибрежная равнина; 2 — лагуна и приливно-отливная равнина; 3 — барьерный остров, прорезанный приливно-отливными руслами; 4 — открытое море

бация нижних горизонтов и появление массивных или субгоризонтально-слоистых текстур вверх. Однако наиболее характерной чертой является то, что эти песчаные тела вытянуты в виде узких линз параллельно местной береговой линии.

Современные геоморфологи, специалисты по изучению побережий, строго подразделяют тела береговых песков на барьерные острова, береговые бары, намывные косы или стрелки и насыпные перемычки, соединяющие острова между собой или с материком. Для современных образований это различие сделать легко. Для древних отложений — трудно, из-за того что их пространственные взаимоотношения не всегда достаточно ясны. Большинство геологов дают им общее название «барные пески».

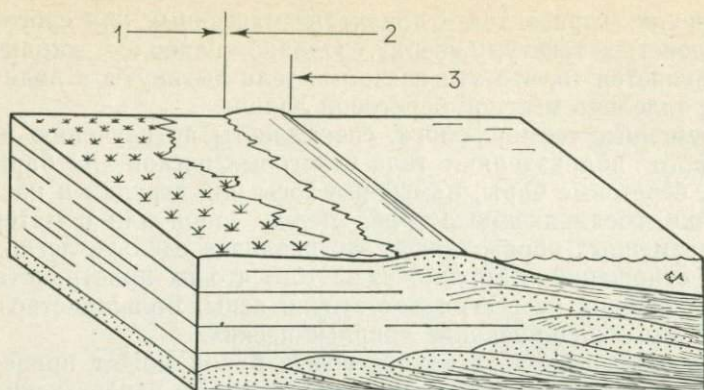
Горизонтальное развитие береговых баров может привести не только к образованию вытянутых параллельно берегу узких линз песков, но и покровных песчаных тел. Это зависит от условий равновесия между привнесом осадочного материала и его усадкой. Однако примеры древних песчаных барьерных покровов известны в меловых отложениях всхолмленных предгорий Скалистых гор [186, 72, 7] и в третичных отложениях побережья Мексиканского залива [22, 26].

Исследования показали, что песчаные барьерные покровы встречаются не только в регрессивных последовательностях с переходами книзу в морские, а кверху — в неморские фации, но и в трансгрессивных песчаных образованиях, сменяющихся кверху морскими фациями. Однако трансгрессия более часто сопровождается эрозией поверхности, чем накоплением осадков, поэтому трансгрессивные барьерные песчаные покровы развиты хуже. Тщательное исследование трансгрессивных песчаных тел показывает, что они действительно состоят из серии узких линзовидных тел, в которых кверху отмечается увеличение крупности зерен и которые по вертикали расположены «эшелонам» [7]. Из этого следует, что отложение песков во время морской трансгрессии в действительности имеет место только в момент, когда берег еще не перемещается и бары могут продвигаться в сторону моря (фиг. 115).

Тем не менее в барьерном берегу часто можно наблюдать серии трансгрессивных и регрессивных циклов. В отличие от дельтовой осадочной модели, в барьерной модели нет генератора для образования циклов. Такие циклы обычно связаны с внешними причинами, такими как тектонические движения и эвстатические колебания [170].

Древние пески баров часто опознаются по присущей им последовательности в размерах зерен и по осадочным текстурам. При наличии узких линзовидных песчаных тел, заключенных среди глинистых сланцев и простирающихся параллельно линии древнего берега, остается мало сомнений в их происхождении как баров. Трудно и часто невозможно показать, является ли такое песчаное тело образованием берегового бара или барьерного острова.

Песчаные покровы, отделяющие морские сланцы от неморских осадков, могут быть образованы как при продвижении дельт с



Фиг. 115. Регрессивно-трансгрессивные барьерные тела песков, сложенные многочисленными дискретными наступающими песчаными барями.

1 — неморские пески и илы; 2 — песчаное тело барьерного рифа; 3 — илы открытого моря

преобладающим морским режимом, так и на побережьях с барьерными островами.

При детальном изучении таких песчаных тел выявляется, что барные пески образуют составную часть общей продвигающейся призмы осадков, и различие дельтовых и барьерных типов осадков затруднительно и может быть ошибочным. Точная диагностика дискретности песчаных линз важна для того чтобы предсказать их морфологию. Классическая расшифровка береговых баров и русловых песков приливно-отливного происхождения, сделанная Вебером [185] для третичных отложений поверхности дельты Нигера, иллюстрирует эту точку зрения.

7. Модель морского шельфа

Для отложений континентальных шельфов может быть представлена четкая модель [178]. Точно также, как современные берега не совсем удобны для изучения эволюции барьерных отложений, современные шельфы не являются идеальными для изучения в качестве аналогов древних образований. В современных шельфах встречаются эрозионные, равновесные и седиментационные обстановки осадконакопления. Шельфы унаследовали те черты, которые приобрели во время последнего оледенения при низком уровне моря. Существующие сейчас осадки континентального шельфа большей частью были отложены в речных, перигляциальных и лагуновых условиях. Впоследствии они были переработаны в период постледникового подъема уровня моря. Расчеты показывают, что почти 70% территории континентальных шельфов покрыты такими «реликтовыми» осадками [46].

Учитывая эти данные, современные шельфовые осадки можно разделить на три вида: осадки, которые были отложены в плей-

стоцены и затем были переработаны настолько, что находятся в равновесии с современной гидродинамической обстановкой; действительно «реликтовые» осадки, оставшиеся почти неизменными при современном режиме моря; осадки, которые сейчас погребены под покровом илов [31].

Равновесные с современной гидродинамической обстановкой шельфовые осадки являются в основном прибрежными и мелководными, тогда как неизменные реликтовые отложения сохраняются большей частью в глубоких водах около границ континентальных шельфов. Захоронение реликтовых плейстоценовых осадков под покровом илов отмечается около устьев крупных рек на участках с низкими скоростями течений.

Рассмотренные фациальные типы находятся в противоречии с концепцией «сортированного» шельфа, согласно которой в идеальном случае осадочный чехол шельфа при равновесии с гидродинамическим режимом должен иметь размеры зерен осадков, уменьшающиеся по направлению к морю [177]. Примером такого сортированного шельфа служит шельф Берингова моря [147].

а. Современные шельфовые отложения

Из-за неустойчивости уровня моря за последний миллион лет трудно изучать эволюцию осадков континентального шельфа во времени. Тем не менее процессы и структура отдельных обстановок осадконакопления могут быть изучены и перенесены на древние осадочные фации.

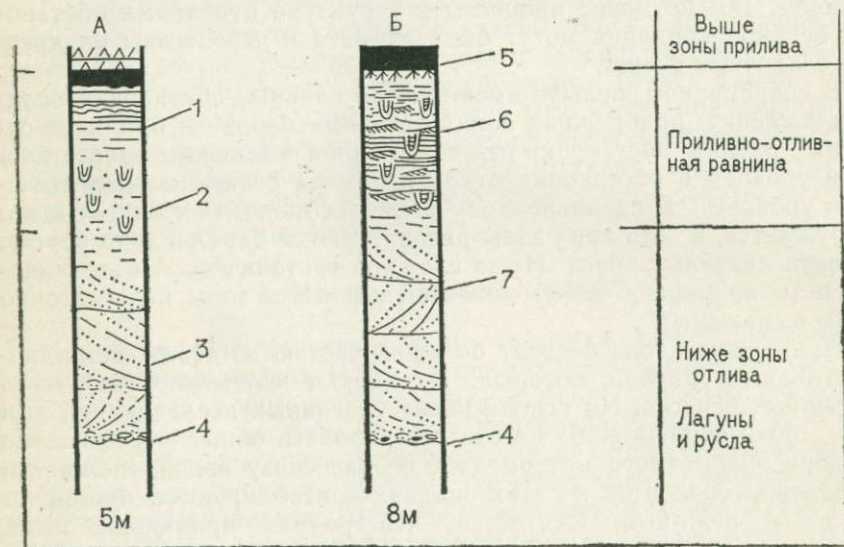
В современном шельфе имеются три главные обстановки осадконакопления: прибрежная зона песчаных баров и приливно-отливных равнин, обстановка открытого моря с высоким энергетическим уровнем и обстановка открытого моря с низким энергетическим уровнем. В идеальном случае шельф полого и однообразно погружается, а эти три зоны располагаются параллельно берегу, образуя линейные пояса. Из-за сложной тектонической и ледниковой истории многих современных шельфов эти зоны недостаточно четко выражены.

Прибрежная зона состоит большей частью из осадков приливно-отливных равнин, которые составляют неотъемлемую часть барьерных берегов. На основе ранее указанных исследований для этих отложений можно продемонстрировать общее уменьшение размера обломочного материала в осадке снизу вверх. Мощности отдельных горизонтов в этих осадках контролируются приливно-отливным режимом. Считается, что размах приливов-отливов прошлого может быть определен именно по этим мощностям [93]. На терригенных побережьях в отложениях приливно-отливных равнин кварцсодержащие пески сменяются глинами и далее маршевыми торфяниками. Вдоль аридных побережий развиваются соляные марши и себкхи (как их называют в Аравии). Для них также характерно уменьшение зерен обломочного материала сверху, но в основании залегают органогенные карбонатные пески. Они выше переходят в карбонатные илы, часто доломитизированные, с

желваковыми горизонтами гипса и ангидрита (фиг. 116). Могут присутствовать тонкие прослои торфяников водорослево-строматолитового типа [52]. Древние циклические осадки типа себкхи были описаны Вудом и Вулфом [193].

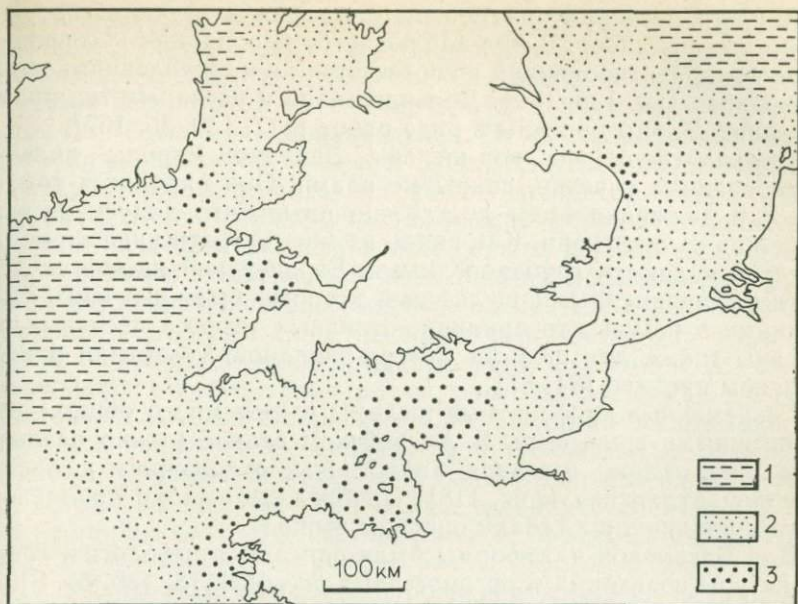
В относительно изолированных прибрежных обстановках приливо-отливных равнин осадки не подвергаются сильному воздействию открытого моря. Воздействия вод моря ослабляют барьерные острова. Сохранности осадков могут способствовать как рифовые породы, так и зоны подводных мелководных песков. Обстановка осадконакопления с высоким энергетическим уровнем может быть эрозионной, когда морская терраса срезает породы фундамента; это может быть и обстановка равновесия, когда мелководные пески перемещаются вперед и назад приливо-отливными течениями; изредка это может быть обстановка накопления осадков.

Современные шельфы с высоким энергетическим уровнем хорошо изучены. Из них наиболее хорошо известен континентальный шельф Западной Европы [162, 89, 11]. Многие из этих шельфов покрыты плейстоценовыми ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Различаются три главных зоны осадков, в первой зоне преобладает гравий, во второй — пески, в третьей — илы (фиг. 117).



Фиг. 116. Сравнительное сопоставление профилей отложений приливо-отливной равнины в аридных себкхах, включающих карбонатные осадки (А), и кластических отложений (Б), осажженных на побережьях Абу-Дхаби и Северного моря. По Ивенсу [51].

1 — карбонаты и ангидриты, водорослевая покрывка (строматолиты); 2 — пелмикриты с ходами организмов; 3 — косослоистые органогенные пески; 4 — эрозионная поверхность; 5 — угли (болото); 6 — пески и глинистые сланцы с чешуйчато-ленточной слоистостью и ходами организмов; 7 — пески с градационной косой слоистостью. Мощность отложений зависит от высоты прилива



Фиг. 117. Карта распределения типов осадка у южного берега Англии. Распределение осадков не коррелируется с глубиной вод, так как оно так же зависит от приливно-отливных течений и наследует характер распределения ледниковых отложений. По Страйду [164].

1 — илы; 2 — пески и их гребни; 3 — гравий

Участки шельфа с гравийным чехлом подвержены наиболее сильным приливно-отливным течениям. Это существенно эрозивные участки, из которых ил и песок вымываются и образуется остаточный гравий. Этот пласт гравия пересекается эфемерными песчаными лентами длиной до 2,5 км и шириной 100 м, которые совпадают с осевыми участками приливно-отливных течений.

Участки шельфа, покрытые песками, в основном представляют собой обстановки равновесия. Здесь осадочный материал перемещается вперед и назад, но почти не накапливается. Песок залегает в виде волнистого горизонта, представляющего собой крупные подводные дюны высотой до 20 м и длиной волны дюн до 1 км. Поверхность дюн осложняется более мелкими дюнами и рябью.

Акустическим и электронским методами показано, что эти пески имеют малые углы падения. В керне с ненарушенной структурой обнаруживаются косослоистые серии насыщенных ракушками песков. При детальном исследовании этих песчаных образований вскрыты сложные взаимоотношения между их внешней формой и внутренним строением [76]. Корреляция между высотой дюн и глубиной воды отсутствует [165]. Сложность морфологии и текстур песчаных волн обусловлена изменениями приливно-отливных течений.

Аналоги песчаных тел меньшего масштаба изучались в участках малых приливов. В них наблюдается биполярная косослоистая текстура, ориентированная в соответствии с направлениями прилива и отлива [80, 138, 139]. Древние аналоги песчаных тел приливо-отливной зоны описаны в ряде работ [117, 139, 35, 167].

Третьим типом осадков шельфа Западной Европы являются изолированные участки, покрытые илами. Они находятся там, где скорости движения воды достаточно низки, что допускает осаждение ила из суспензии. Как видно из фиг. 117, эти участки не обязательно являются глубоководными. Европейский шельф сходен с другими современными шельфами, которые были изучены. Образованные в результате приливо-отливных течений песчаные тела описаны также для шельфа Северо-Западной Атлантики и в Малаккском проливе [84, 87].

Современные карбонатные шельфы имеют много общих черт с терригенными шельфами. В Аравийском заливе можно различить зоны илов, песков и гравия, аналогичные отложениям шельфа в Северной Атлантике (фиг. 118). Прибрежные осадки приливо-отливных равнин типа себкхи описаны выше.

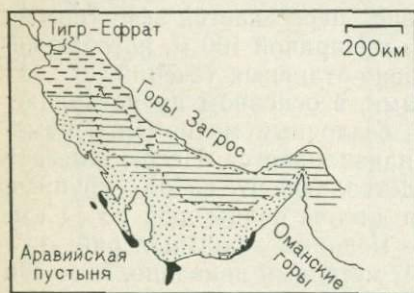
Для Багамской платформы были описаны морфология, генезис и текстуры оолитовых и органогенных песков [118, 136, 81, 9].

Приведенный обзор отложений современных шельфов показывает, что в них различают три характерных типа: участки отложения илов, равновесные или с небольшим преобладанием осаждения песчаные отмели высоких энергетических уровней и равновесные или эрозийные участки распространения гравия или коренных пород. Эти зоны различаются как в терригенных, так и в карбонатных шельфах.

Быстро сменяющиеся регрессии и трансгрессии на современных шельфах, происшедшие на протяжении последнего миллиона лет, делают трудным составление пространственной модели фациальных обстановок. Это, однако, может быть сделано исходя из данных изучения древних шельфов, которые были подвержены менее резким колебаниям уровня моря.

б. Древние шельфовые отложения

Общая теория осадконакопления в шельфах была выдвинута на основе изучения главным образом древних пород [148, 82, 71]. Основной тезис, на котором базируется эта теория, заключается в том, что в эпохи отсутствия тектонических движений существовали широкие субгоризонталь-



Фиг. 118. Карта распределения современных осадков в Аравийском заливе. По Эмери [45]. Сравни с фиг. 119.

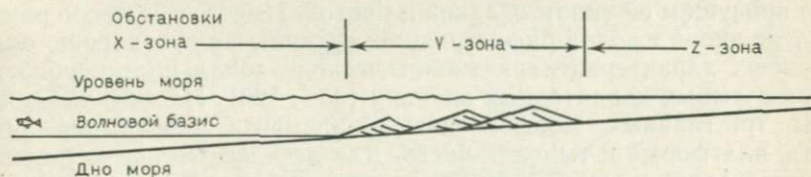
1 — терригенные илы; 2 — известковые илы; 3 — известковые пески; 4 — эвапориты себкхи

ные шельфы с уклонами менее чем 1 : 1000. Эти пологие склоны пересекались с двумя важными горизонтальными поверхностями: уровнем моря и поверхностью основания активной волновой зоны.

Участки пересечения этих поверхностей с дном моря определяют три обстановки осадконакопления. В самых глубоких частях шельфа ниже активной волновой зоны из суспензии осаждаются илы. Результирующей осадочной фацией являются тонкослоистые глинистые сланцы и кальцилиты, иногда с полосами кремня, и остатками жизнедеятельности в виде редких, хорошо сохранных крупных раковин моллюсков и пелагических фораминифер. Выше точки, в которой происходит соприкосновение зоны активного действия волн с морским дном, располагается обстановка осадконакопления с высоким энергетическим уровнем. Этот пояс может иметь ширину в десятки километров, поскольку угол склона очень мал. Это зона отмелей и баров. Результирующими осадочными фациями здесь являются кослоистые оолиты биогенных рифов, органогенные и зрелые кварцевые пески. С подветренной стороны этого пояса с высоким энергетическим уровнем располагается спокойная защищенная зона, которая может протягиваться на расстояние в несколько сотен километров от береговой линии. В этой зоне с низким энергетическим уровнем отлагаются пелмикриты, микриты, доломикриты и эвапориты лагун, приливно-отливных равнин и себкх в аридных карбонатных участках. В аналогичных обстановках терригенных областей отлагаются глины, пески и торфяники (фиг. 119).

Регрессии и трансгрессии приводят к миграции всех трех указанных фаций.

Впервые модель эпиконтинентального шельфового моря была создана для карбонатных толщ палеозоя бассейна Уиллистон в Северной Америке. Ее простота была привлекательна и привела к тому, что модель была применена к терригенным шельфовым отложениям типа нижнепалеозойских пород Аравийского щита [144, с. 145].



Фиг. 119. Схема осадконакопления на эпиконтинентальном морском шельфе. По данным Ирвина [82].

- X-зона. Низкий энергетический уровень, волновой базис. Фации. Кластическая: тонкослоистые глинистые сланцы; карбонатная: тонкослоистые микриты.
 Y-зона. Высокий энергетический уровень, песчаные банки и рифы. Фации. Кластическая: песчаные банки; Карбонатная: органогенные пески песчаных банок и рифы.
 Z-зона. Низкий энергетический уровень, лагуны, приливно-отливные равнины и марши. Фации: Кластическая: пески тонкослоистые с чешуйчато-ленточной слоистостью и ходами организмов, илы, торфяники; Карбонатная: или с галькой, доломиты, строматолитовые известняки и эвапориты

Фации и процессы эпиконтинентальных морей могут быть изучены на современных континентальных шельфах, но из-за резких колебаний уровня моря в плейстоцене взаимоотношения шельфовых фаций лучше изучать в древних породах.

8. Рифы

Рифами называют «выходы горных пород у поверхности или близ поверхности воды; отмели или банки» (Словарь Гемберса, 1972). В этом коротком определении не указываются органическое происхождение или сопротивляемость рифа волновому воздействию.

Геологи, однако, считают, что риф означает всегда сопротивляющуюся волновому воздействию органогенную постройку, сложенную главным образом кораллами.

Рифы, их генезис и диагенез являются важными из-за того, что рифовые породы часто содержат рудную минерализацию, нефть и газ (с. 126 и 346). Здесь мы рассмотрим главным образом номенклатуру и морфологию рифовых образований.

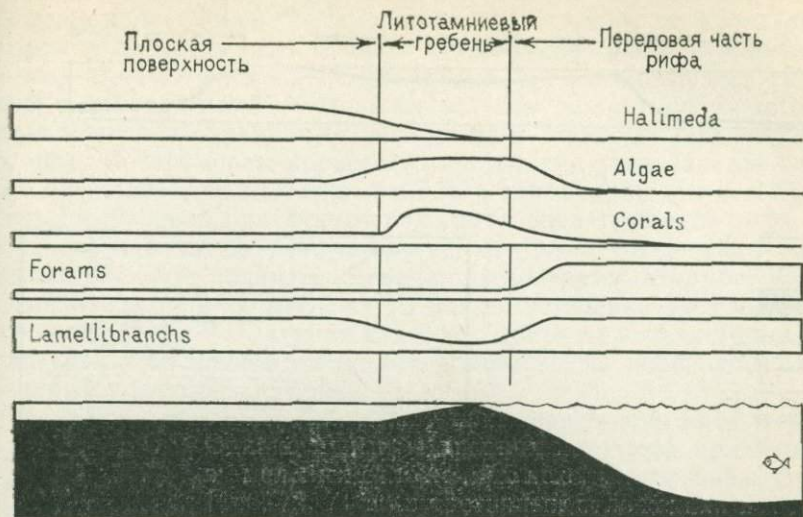
а. Современные рифы

Современные рифы хорошо изучены как биологами, так и геологами, интересующимися карбонатным осадконакоплением.

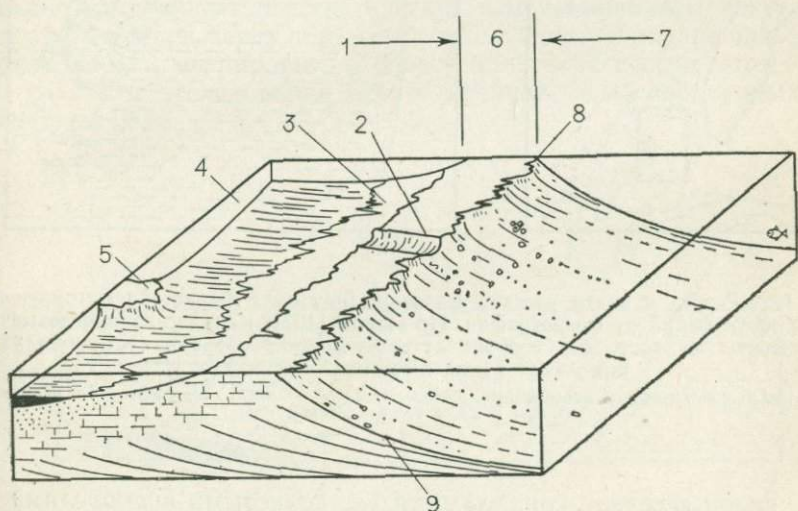
Хорошо известны морфология, текстура и экология современных рифов. Принято считать, что органогенные рифы образуются в широком интервале глубин, температур и солености воды. Рифы из известковистых водорослей и моллюсков могут расти в озерах. Морские рифы могут быть созданы почти любыми откладывающимися известь малоподвижными беспозвоночными организмами. Кораллы могут расти в глубокой холодной воде [172, 105]. Тем не менее большинство современных рифов находятся в теплой чистой воде мелководных морей и содержат в значительных количествах коралловые организмы, строящие их каркас.

Современные коралловые рифы разделяются на ряд определенных физиографических групп. Каждая такая группа характеризуется присущим ей типом осадков и биотой. Имеется большое разнообразие видов и родов рифостроящих организмов при хорошо определенных характеристиках экологической зональности субобстановок в любых характерных случаях (фиг. 120). На фиг. 121 показаны три главных морфологических элемента рифов: передовая часть, платформа и тыловая часть. Для деталей меньшего порядка имеются дополнительные термины.

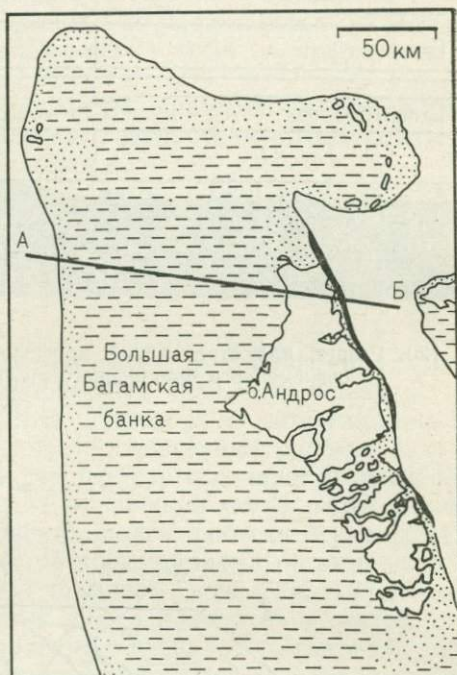
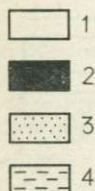
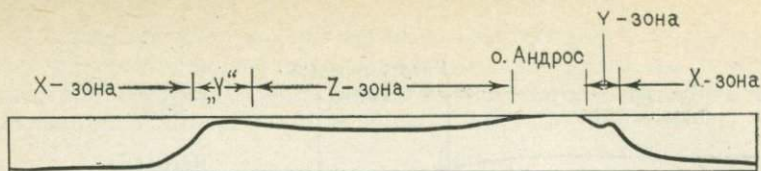
Передовая часть рифа, или склон, наклонена в сторону моря и уходит в глубину. Склон этой зоны книзу все более выполаживается. Он покрыт главным образом детритусом самого разрушающегося рифа, наподобие подводной каменистой осыпи. У основания склона рифа могут присутствовать валуны рифовых пород, но размеры обломочного материала вниз по склону уменьшаются и кальцирудиты сменяются калькаренитами и далее кальцилютитам.



Фиг. 120. Разрез, иллюстрирующий морфологию и экологическую зональность современного Флоридского рифа. По Гинзбургу [60]



Фиг. 121. Физиография и фации современного органогенного рифа.
 1 — тыловая лагуна; 2 — приливо-отливное русло; 3 — коралловый песок; 4 — пеллетовые илы; 5 — изолированный риф; 6 — платформа рифа; 7 — передовая часть рифа; 8 — фронт рифа; 9 — склоновая осыпь рифа



Фиг. 122. Разрез и карта участка Большой Багамской банки, иллюстрирующие зависимости фаций от физиографии. По Парди [137]. Коралло-водорослевые рифы развиты на восточной стороне острова Андрос, образуя составную часть комплекса фаций в зонах «X», «Y», «Z».

X-зона: 1 — пелагические известковые пески и лавы. Y-зона: 2 — рифы, 3 — оолитовые отмели; Z-зона: 4 — пеллетевые илы

Сам склон заселен кораллами, известковистыми водорослями и другими беспозвоночными животными, которые скрепляют материал осыпи. Сортировка материала осыпи означает, что в рифе может сохраняться наклоненная в сторону моря слоистость.

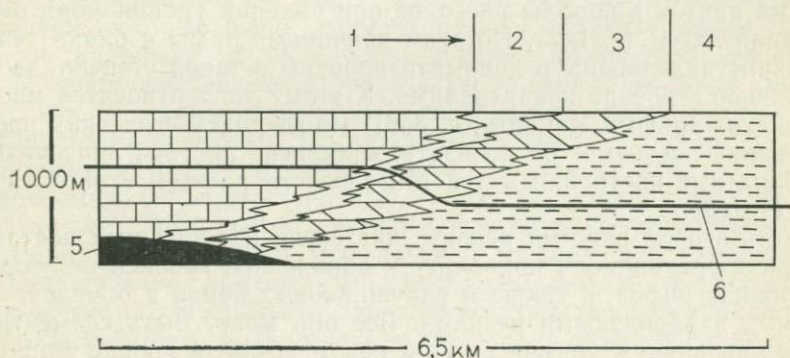
Сам риф сложен главным образом известковистым каркасом, образованным прикрепленными организмами. Характерно, что фронтальная часть современных рифов инкрустирована литотам-

ниевыми водорослями, обладающими высокой стойкостью к воздействию волн. Другие организмы располагаются за фронтальной частью в экологических нишах. Поверхность рифа плоская, поскольку его биота не может выдержать продолжительного нахождения в субаэральной обстановке; эта поверхность обнажается во время отлива. Современные рифы имеют высокую первичную пористость. Со временем пористость постепенно уменьшается благодаря инфильтрации известкового ила и цементации (см. с. 126).

Сзади рифовой платформы находится зона тылового рифа. Непосредственно же за растущим рифом — зона совершенно разрушенных рифовых обломков, перемытых во время штормов. Размер частиц отложений тыловой части рифа постепенно уменьшается в сторону от рифа и в лагунах залегают микриты и пеллетовые илы. В лагунах в тыловой зоне иногда присутствуют небольшие изолированные рифовые постройки.

Определенная последовательность от передовой зоны к рифовой платформе и тыловой зоне местами нарушается приливно-отливными руслами, которые пересекают поверхность рифа. Важно помнить, что рифы не растут изолированно, а образуют неотъемлемую часть шельфа и краевых шельфовых отложений (фиг. 122).

В плане различаются три главных типа современных рифов, называемых атоллами, барьерными рифами и береговыми рифами. Оказалось, что современные рифы имеют сложную геометрию, отражающую изменения уровня моря в плейстоцене. Соответственно сложна и история их диагенетических изменений. Рифы могут продвигаться в море через передовой склон и могут наращаться по вертикали или мигрировать к берегу при трансгрессии моря — все это показали исследования скорее древних, чем современных рифов (фиг. 123).



Фиг. 123. Схематический разрез рифового комплекса Оскар-Рэндж (девон), Западная Австралия. На разрезе видно наступление в бассейн рифовых фаций, образующихся путем сокращения морских обстановок. По Плейфорду [128].

1 — лагуноно-шельфовая фация; 2 — рифовая фация; 3 — передовая часть рифа; 4 — фация бассейна; 5 — фундамент; 6 — линия профиля для произвольного момента времени

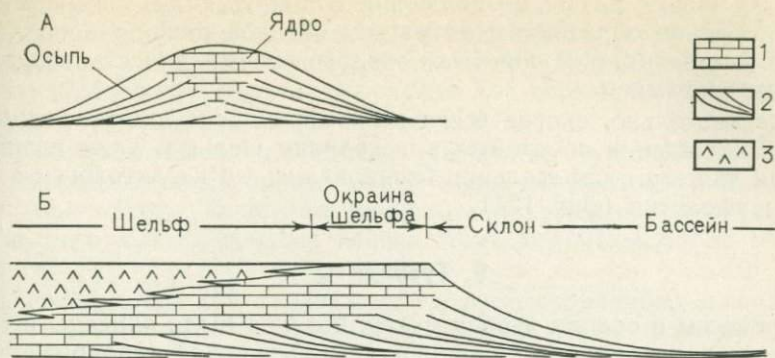
Во многих частях мира среди разных осадочных фанерозойских пород обнаружены линзы карбонатных пород. При тщательном изучении ископаемой фауны, литологии и соотношений фаций некоторые из линз были определены как древние рифы. Если пользоваться строгими определениями, рифовое происхождение для многих карбонатных линз доказать невозможно. Например, «риффы — это тела пород, сложенные из скелетов организмов, которые имеют экологический потенциал для строительства сооружений, обладающих стойкостью к воздействиям волн» [102]. Чтобы избежать такой строгости определения и часто непригодных интерпретаций, геологи применяют ряд удачных названий (постройка, биостром, биогерма, органогенный риф, постройка органического происхождения, стратиграфический риф, экологический риф и т. д.).

Имеются две основных трудности в проблеме создания удовлетворительной модели древнего рифа. Первая заключается в смешении понятий «фация» и «обстановка осадконакопления»; вторая — в том, что многие из этих массивов пород так интенсивно перекристаллизованы, что их первичная природа неопределима.

Широко используются термины типа «рифогенный известняк», «внутририфовый детритус» и «фация фронта рифа». Многих проблем можно было бы избежать, если описывать древние карбонатные породы только с помощью литофациальных терминов. Хотя и неудачный, термин «карбонатная постройка» привлекателен для использования его при описании линзовидных тел карбонатных органогенных пород неопределенного происхождения [160].

Вторым фактором, который усложняет изучение древних рифов и банок, является широкий диагенез. Он проявляется благодаря разнообразным факторам, включая высокую первичную пористость, неустойчивый (преимущественно арагонитовый) состав и частый приток в породы рассолов при падении уровня моря и высыхании лагун (с. 142). По этим причинам рифы и банки часто перекристаллизованы и доломитизированы в такой степени, что их первичное строение неопределимо. К этому типу относятся многие девонские «риффы» Канады (с. 346). Из-за диагенетических преобразований невозможно доказать, являлись ли эти линзовидные карбонатные постройки в действительности рифами в экологическом смысле.

Есть второй важный аспект диагенеза карбонатных построек. Падение уровня моря приводит к обнажению гребней не только настоящих рифов, а также и ракушняковых банок и отмелей, сложенных карбонатными песками. Все они могут быть сцементированы при раннем диагенезе. При новом подъеме уровня моря все они, если не вдаваться в их генезис, будут представлять собой массивы, устойчивые к воздействию волн, с завершёнными склонами осыпей и лагунами. Повторение этих процессов может привести к образованию широких шельфов с образованными при ранней цементации морскими карбонатными породами различных фаций и



Фиг. 124. Терминология для карбонатной постройки (А) и переходной зоны между шельфом и бассейном (Б). При описании использованы литологические и физиографические термины. Для описания рифогенных образований генетические термины не приводятся.

1 — биолититы; 2 — биомикриты с наклонной слоистостью; 3 — пелмикриты, доломиты и эвапориты

со ступенями склоновых отложений, которые постепенно уходят в бассейн. Так, формация Капитан в Западном Техасе интерпретировалась как классический пример барьерного рифа, отделяющего бассейн Делавэр от северо-западного шельфа [119]. Сейчас появилась тенденция интерпретировать образование этой толщи, которая имеет крутые устойчивые к действию волн борта, как органические отмели и банки, которые приобрели свою прочность не при сингенетическом действии инкрустирующих водорослей, а при цементации во время морских регрессий [1, 41, 88].

Предполагалось, что эти данные могут помочь при выявлении различий между стратиграфическими и экологическими рифами [42]. Стратиграфические рифы представляют собой карбонатные постройки, которые были сцементированы неорганическим материалом (например, крупнокристаллическим кальцитом). Экологические рифы действительно образованы *in situ* строящими каркас скелетами, связанными органическим способом, например инкрустирующими водорослями. По словам Данхэма (41, с. 1931): «Стратиграфический риф — это объективное понятие массива с тремя измерениями. Экологический риф — это субъективное понятие заключенных в нем взаимодействий организмов и топографической эволюции. Одно означает морфологию, другое — топографию».

В заключение заметим, что осадочная модель органического рифа основана на изучении современных тропических коралловых рифов. Применение этой модели к древним осадкам затруднительно [44]. Линзовидные массивы карбонатных пород встречаются часто, но трудно доказать, что они всегда были топографическими телами, устойчивыми к волновому воздействию, сложенными *in situ* органическими скелетами, поскольку многие постройки при диагенезе потеряли свои первичные осадочные черты. Однако мо-

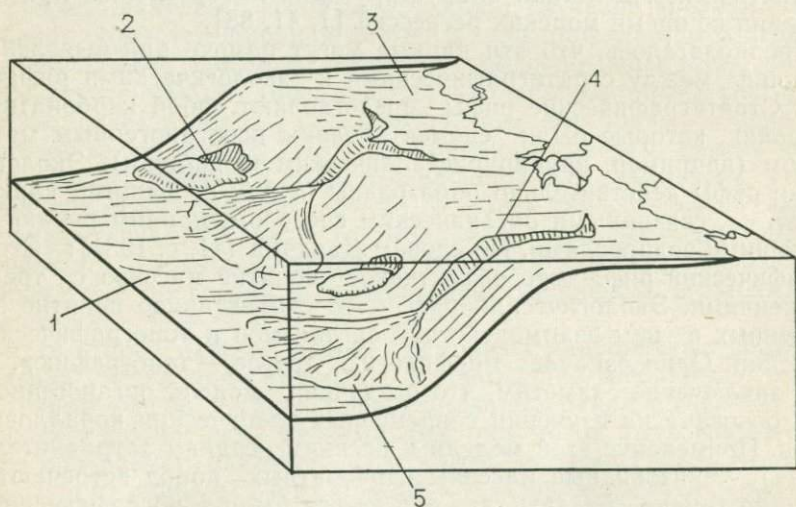
гут быть важны факты, позволяющие отличить, были ли постройки первоначально образованы из мягких осадков ракушняковых или оолитовых банок, или они были экологическими или стратиграфическими рифами.

Следовательно, скорее всего невозможно определить специфику происхождения постройки, или границу шельфа, даже если бы модели для этого определения базировались на их литологии и общей морфологии (фиг. 124).

9. Турбидиты

Процессы и осадки турбидитовых потоков были описаны в главе 6, где подчеркивался широкий ряд обстановок осадконакопления. Тем не менее имеется особый тип осадочной модели с преобладающей турбидитовой седиментацией. Это можно видеть сегодня на земной поверхности, а продукты самого процесса — определить при геологической документации. Обратимся к осадочной модели турбидитов при условии, что турбидитовые процессы также происходят повсюду. Эта модель объединяет характерные осадочные фации, определяемые общим термином «флиш» [43, с. 1—12].

Для этой модели существенно наличие подводных систем русел, пересекающих границы бассейна. По ним осадки транспортируются вниз при обрушении, оползнях и суспензионными потоками, возникающими у устьевых частей русел в виде истинных турбидитовых потоков. Они создают подводные конусы выноса турбидитов, которые на расстоянии переходят в пелагические илы дна бассейна [154, 63] (фиг. 125).



Фиг. 125. Модель образования турбидитово-склоновой ассоциации осадков.
1 — пелагические илы на дне бассейна; 2 — оползни и обрушения илов склона; 3 — перенос осадков потоками водочения на шельфе; 4 — перенос осадков по долине в виде зернового потока; 5 — турбидитовый конус выноса в устье долины

Примеры этой осадочной модели обнаруживаются в двух ситуациях: на континентальных окраинах, где склон срезает коренные породы, и в краевых частях некоторых продвигающихся дельт. Такие образования уже были описаны как составная часть модели дельты с крутым склоном (см. также с. 267).

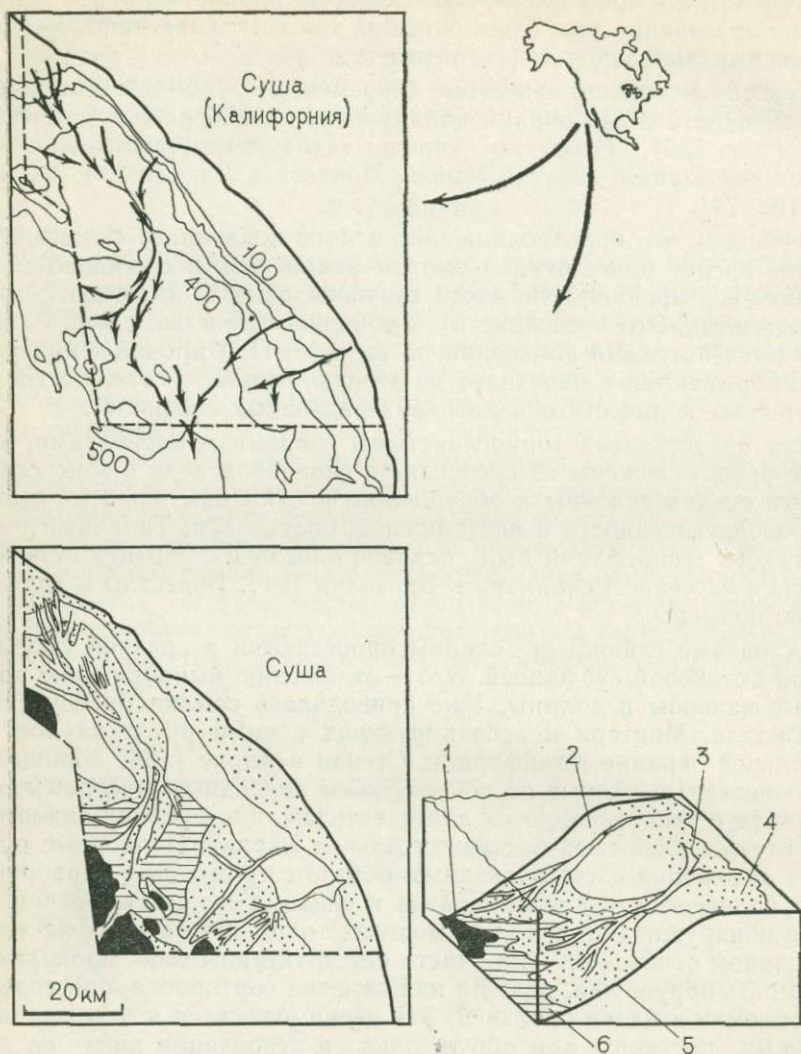
Некоторые хорошо известные современные турбидитовые системы континентальных окраин обнаружены на побережье Калифорнии (фиг. 126). Особенно хорошо задокументированы системы подводных долин и конусов выноса Монтери и Ла-Джолла [64, 70, 155, 192, 74].

Очевидно, что при продвижении в море подводного склона этого типа вверху будет откладываться фация песков с тенденцией к хорошей сортированности, часто глауконитовых и с включениями органогенных. Это косослоистые и тонкослоистые слои. Фация отлагается потоками волочения на шельфе. При продвижении они резко обрываются и переходят во вторую фацию, составленную из переменных количеств осадков двух различных субфаций.

Она представлена тонкослоистыми глинами и алевролитами, которые были отложены из суспензий в спокойной воде в зоне склона. Эти осадки склонны к обрушениям и оползням из-за их высокой водонасыщенности и нестабильной обстановки. Типичный пример такого типа фаций был недавно описан на фронте меловой дельты в бассейне Реконкава в Бразилии [94]. Известны и многие другие примеры.

Склоновые глинистые сланцы прорезаются в разной степени второй склоновой субфацией. Это — отложения, выполняющие подводные каньоны и долины. Уже приводилась ссылка на изучение Ла-Джолла, Монтери и ассоциирующих с ними русел на континентальной окраине Калифорнии. Стенли и Анраг [158] обобщили многочисленные данные по современным подводным русловым отложениям и использовали их для идентификации древних аналогов в третичных флишевых бассейнах Альп и Карпат. Подводные русловые отложения состоят главным образом из песков с варьирующими количествами конгломератов и следами глинистых сланцев. Пески обнаруживаются в виде мощных толщ, залегающих на эродированном основании. Они часто бесструктурны или проявляют слоистость обрушения, редко в них заметна сортировка, они содержат обломки и блоки оползней. Эти пески относятся к отложениям зерновых потоков; при обрушениях и сползании вниз по долине они переходят в состояние истинных водонасыщенных турбидитовых потоков. Иногда они рассматриваются как флюксотурбидиты (см. с. 185).

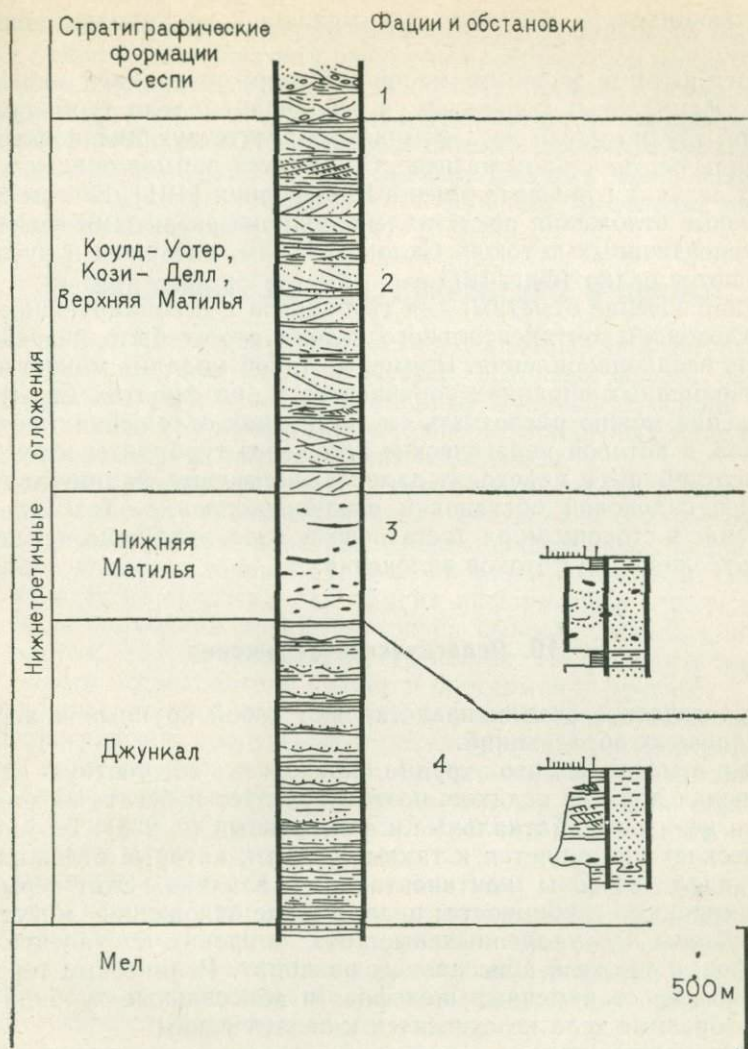
Книзу эти фации переходят в настоящие турбидитовые отложения подводных конусов у окончаний русел. При этом отмечается уменьшение размеров зерен и мощности слоев с улучшением градиционной слоистости и появлением перемежающихся участков глинистых сланцев; одновременно русла становятся более мелкими и широкими. Примеры переходов от русловых к конусовым отло-



Фиг. 126. Физиография континентального склона у Калифорнии. По Хэнду и Эмери [70].

Батиметрическая карта главных путей транспортировки осадка (цифры при контурах даны в фатоммах) и физиографические элементы, показывающие сложные зависимости между склоновыми руслами и ассоциирующимися с ними подводными намывными валами и конусами выноса на дне бассейна.

1 — коренные породы; 2 — склон; 3 — подводное русло; 4 — морской шельф; 5 — намывной вал и конус выноса; 6 — равнина бассейна



Фиг. 127. Стратиграфическая колонка турбидитового склона в третичных отложениях гор Санта-Инез, Калифорния. По Стауфферу [170]

1 — речные красноцветы; 2 — отложение потока волочения на морском шельфе; 3 — склоновые отложения мутовых потоков; 4 — турбидитовые пески основания склона и пелагические илы. Эта последовательность отложений отражает наступление в бассейн пелагических илов, турбидитовых песков основания склона, склоновых песков, отложенных из зерновых потоков, морских шельфовых песков и аллювия

жениям описаны в Апеннинском флише в Италии [116] и в разных отложениях фронтов дельт (с. 267).

Пески и глинистые сланцы фаций конусов выноса ниже переходят в еще более тонкослоистые турбидиты удаленной зоны, в которых возрастает количество тонкозернистых пелагических илов,

осаждающихся в бассейне на удалении от продвигающегося склона.

Хотя имеется много примеров описания по крайней мере одного из фациальных переходов в осадочной модели турбидитового склона, трудно найти весь комплекс, присутствующий в каком-либо одном вертикальном разрезе. Один такой пример описан в эоценовых осадках гор Санта-Инез в Калифорнии [161]. В этом случае склоновые отложения представлены широко развитыми песчаниками суспензионных потоков. Склоновые илы, алевроиты и русла наблюдаются редко (фиг. 127).

В заключение отметим: для турбидитов и ассоциирующих с ними отложений континентального склона может быть разработана модель осадконакопления. Примеры такой модели можно видеть на современных окраинах континентов и на фронтах дельт. Эти отложения можно распознать и в древних отложениях в толще осадков, в которой пелагические илы через турбидиты и русловые флюксотурбидиты переходят далее в оползневые фации глинистых сланцев склоновой обстановки осадконакопления. Там, где продвижение в сторону моря достаточно полное, эта толща перекрывается отложениями потоков волочения.

10. Пелагические отложения

Пелагические осадки представляют собой крупный класс среди осадочных образований.

Уже отмечалось, что трудно определить абсолютную глубину отложения древних осадков, поэтому следует избегать их разделения на неритовые, батинальные и абиссальные (с. 235). Термин «пелагические» применяется к таким осадкам, которые отложились в море вдали от зоны континентального влияния. Этот термин не имеет оттенка глубинности; пелагические отложения могут быть обнаружены на удаленных выступах широких континентальных шельфов, а также в абиссальных равнинах. Реликтовые терригенные осадки современных шельфов и абиссальные турбидитовые клинообразные тела не относятся к пелагическим.

Современные пелагические осадки хорошо известны и изучены [6, 140, 106, 98]. В отличие от других осадков, пелагические не могут быть представлены динамической осадочной моделью, так как они находятся на месте своего отложения.

Существуют определенные осадочные фации, которые с долей уверенности могут быть причислены к осадкам, образованным в пелагических обстановках. Они представлены переслаивающимися тонкослойными радиоляриевыми кремнями, микритами и железисто-марганцовистыми глинистыми сланцами. Такой тип ассоциации отлагается в основном на ранних стадиях геосинклинального цикла совместно с подушечными лавами. Они перекрываются флишевыми фациями и обычно деформируются тектонически. Древние пелагические отложения описаны в немногих работах [8, 59, 190].

К специфическим примерам пелагических фаций могут быть отнесены «аммонитико-россо» в позднемезозойских отложениях Альп и красные цефалоподовые известняки герцинской геосинклинали в Северной Европе. Эти типы отложений сопоставимы с современными карбонатными и кремнистыми илами и красными железисто-марганцовистыми глинами. Хотя древние фации и могут интерпретироваться как пелагические, глубинность их образования является предметом дискуссий.

IV. ОСАДОЧНЫЕ МОДЕЛИ, ИНКРЕМЕНТЫ И ЦИКЛЫ

На предыдущих страницах описаны осадочные модели, которые могут распознаваться как генераторы основных фаций. Сейчас уместно рассмотреть в целом принципы, лежащие в основе этого подхода, прежде чем приступать к проверке осадочных моделей на более широком круге тектонических обстановок.

Основной принцип, лежащий в основе этой главы, заключается в том, что имеется ограниченное число обстановок осадконакопления, которые образуют конечное число определенных фаций. Эта концепция является хорошим слугой, но плохим хозяином. Она полезна в качестве средства для обмена информацией при условии, что модель подводной долины — конуса выноса, составленная одним геологом, сходна с моделями его коллег. Но бывает и так, что риф у одного исследователя является биогермой у другого.

Осадочные модели полезны для демонстрации отношений между физиографией, процессами и результирующими фациями. Поскольку исследователь имеет дело с реальными породами, он должен выбрать наиболее подходящую модель для них, а не наоборот. Он должен вовсе отбросить модель, если она оказывается непригодной даже в случае веских данных.

Из осадочных моделей, описанных в этой главе, можно понять один очень важный принцип. Здесь показаны образцы обстановок осадконакопления, которые, продвигаясь в стороны, образуют серии фаций, расположенных в ожидаемой вертикальной последовательности. Такая концепция является ключевой для современного динамического стратиграфического анализа.

А. Закон Вальтера

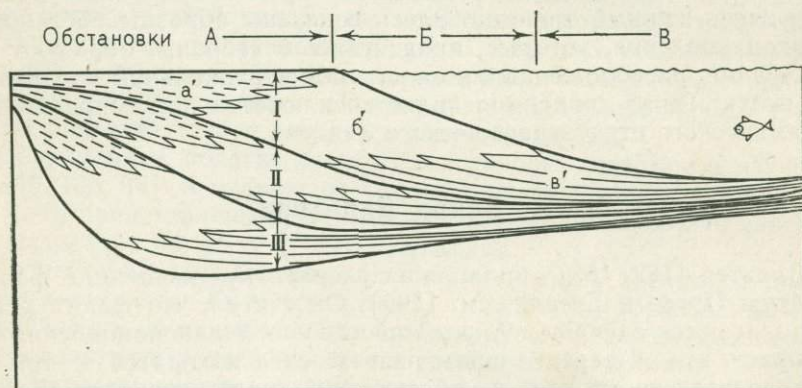
Вальтер [182, 183] продолжал разработку концепций фаций, начатую Прево и Гресли, см. [109]. Он считал, что фации редко располагаются случайно. Анализ обстановок осадконакопления показывает, что в вертикальном разрезе слои находятся в той же последовательности, что и обстановки на поверхности Земли. Вальтер ввел термин фациальный интервал (*facies bezirk*) для соответствующих вертикальных последовательностей генетически родственных фаций. Он различал обстановки эрозии, равновесия и отложения и ввел понятие межформационного эрозивного интер-

вала как неотъемлемой части фациального интервала. Вальтер [183, с. 979], осознавая значение этой систематизации, писал: «Различные отложения одних и тех же фациальных площадей и, таким образом, сумма пород различных фациальных площадей были образованы в пространстве рядом друг с другом, но в вертикальном профиле осадков мы видим их лежащими один на другом... Это основное положение имеет далеко идущий вывод, заключающийся в том, что одна на другую первично могут быть наложены только те фации и фациальные площади, которые могут наблюдаться в настоящее время рядом одна с другой» [18]. Этот принцип именуется законом Вальтера и в сжатом виде может быть сформулирован так: «вертикальные последовательности фаций образуются в соответствии с горизонтальными последовательностями осадконакопления». Он является важным для анализа обстановок осадконакопления. Один из путей расшифровки фациальных обстановок — это анализ фаций по разрезу.

Б. Генетические инкременты седиментации

Концепция фациальных интервалов Вальтера была широко использована в фациальном анализе. Она с успехом может быть распространена не только на вертикальную последовательность, но и на тело горных пород в целом; это тело названо генетическим инкрементом слоистой толщи пород [27].

Генетический инкремент стратотолщи — это массив осадочных пород, в котором фации или субфации генетически связаны друг с другом. Типичный генетический инкремент стратотолщи мог бы состоять из последовательности единичной продвинутой дельты, содержащей осадки дельтовой платформы, фронта дельты и продельты (фиг. 128).



Фиг. 128. Разрез, иллюстрирующий связь между обстановками, фациями и инкрементами осадконакопления. По Бушу [27].

В обстановках А, Б и В, в которых отложились соответственно фации a' , b' и v' выделены инкременты. Инкременты I, II и III совместно составляют генетическую последовательность толщи осадков

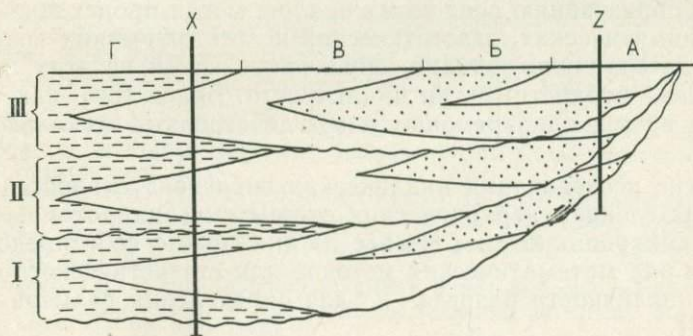
Генетические последовательности стратотолщи включают больше одного инкремента того же самого генетического типа. Эти термины были приняты при картировании приповерхностных дельтовых отложений. С помощью изопакит генетических инкрементов стратотолщи выявляются отдельные дельтовые языки. Карты изопакит генетических последовательностей стратотолщ выявляют более крупные морфологические единицы, например, шельф, шарнирная линия и бассейн.

Инкременты осадконакопления состояются из многих моделей осадконакопления. Следовательно, картирование инкрементов в действительности возможно для многих осадочных фаций. Концепция картируемых инкрементов, хотя и редкая в формальной терминологии, широко применяется в фациальном анализе. Она составляет важнейшую часть анализа обстановка осадконакопления, палеогеографического анализа, определяя место фаций, благоприятных как вместилища нефти и газа.

В. Последовательности и циклы

Цикличность, повторение генетических инкрементов в стратотолще является обычной чертой многих стратиграфических разрезов. Эта тема была предметом широкого изучения и описания [107, 39].

Имеется тенденция различать симметричные мотивы или циклы, которые можно выразить как АБВБА, и асимметричные мотивы, или ритмы, соответственно, АБВАБВ. На фиг. 129 показано, как эти типы последовательностей могут быть связаны по горизонтали без внесения в рисунок генетического смысла. Сейчас термин «цикл» обычно используется для определения как симметричных, так и асимметричных мотивов.



Фиг. 129. Схема латеральных вариаций циклического типа в пределах генетических инкрементов толщи осадка. Скважина Z проходит инкременты с симметричным циклическим распределением по мотиву АБ, АБ, АБ. Скважина X вскрывает те же самые три элемента с асимметричным циклическим распределением по мотиву ГВГ, ГВГ, ГВГ

Уже было показано и подробно рассмотрено, какие осадочные модели образуют ожидаемую последовательность фаций. Однако важно отличать последовательности от циклов. Генетический инкремент стратотолщи может содержать последовательность АБВ, а генетическая последовательность стратотолщи может быть циклической (АБВ, АБВ и т. д.).

Образование последовательностей является очевидной и неотъемлемой частью осадконакопления. Происхождение цикличности, т. е. явления повторения последовательностей, порождало оживленные споры. Бирбауэр [10] указал на важное различие между *автоциклическими механизмами*, которые являются составной частью модели осадконакопления, и *аллоциклическими механизмами*, которые порождаются внешними причинами.

Неоднократное перемещение русла реки или рукава дельты может привести к циклической седиментации в постоянно уменьшающемся осадочном бассейне. Это пример автоцикличности.

Эта особенность характерна для всех осадочных моделей, поэтому для объяснения цикличности там, где она присутствует, должен быть привлечен внешний механизм.

Механизмы, способные вызвать аллоциклическую седиментацию, можно было бы видеть в действии в недавнем прошлом. Широкое распространение в мире намывных отложений пляжей и реликтовых континентальных осадков суши на континентальных шельфах обусловлено колебаниями уровня моря в соответствии с ростом и исчезновением ледниковых покровов. Отдельные намывные пляжи, если проследивать их вдоль побережья, не всегда имеют постоянное превышение. Это свидетельствует о тектонических колебаниях земной коры, иногда вследствие снятия изостатической нагрузки ледяного покрова. Циклические климатические изменения известны в историческое время и установлены по данным пыльцевых и других исследований.

Эти данные показывают, что трансгрессии и регрессии, приводящие к образованию осадочных циклов, могли происходить вследствие климатических, эвстатических и тектонических колебаний. Не всегда возможно, однако, определить, какой из этих механизмов вызвал конкретный тип цикличности. Более того, как и в настоящее время, одновременно могут действовать несколько механизмов.

Многие исследования циклических последовательностей сделаны с выделением иерархических систем «мегациклотем», «циклотем» и «микроциклотем». Не все из них можно себе представить. Имеется ряд математических методов для статистического определения цикличности разреза и для определения размера цикла [96, 108].

В дельтовых отложениях вследствие миграции дельты могут быть хорошо проявлены местные автоциклические мотивы, на которые могут быть наложены более широкие циклы, обусловленные аллоциклическими механизмами.

В заключение уместно найти предсказанные последовательности внутри генетических инкрементов стратотолщи. Цикличность служит повторением этих последовательностей. Автоциклическая седиментация является составной частью некоторых моделей осадконакопления. Аллоциклическая седиментация проявляется время от времени почти во всех отложениях, независимо от обстановок; она вызывается разнообразными механизмами.

Отложение осадков в разрезе может контролироваться более чем одним циклическим процессом.

Список литературы

1. *Achauer C. W.* (1969). Origin of Capitan Formation, Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 2314—2323.
2. *Allen J. R. L.* (1964). Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology* 3, 163—198.
3. *Allen J. R. L.* (1965). A review of the origin and characteristics of Recent Alluvial sediments. *Sedimentology* 5, No. 2. special issue. 191 pp.
4. *Allen J. R. L.* and *Friend P. F.* (1968). Deposition of the Catskill facies, Appalachian region: with notes on some other Old Red Sandstone basins. *Spec. Pap. geol. Soc. Am.* No. 206, 21—74.
5. *Armstrong—Price W.* (1963). Patterns of flow and channeling in tidal inlets. *J. sedim. Petrol.* 33, 279—290.
6. *Arrhenius G.* (1963). Pelagic sediments. In „The Sea“ (M. N. Hill, Ed.). Vol. III. 655—727. Interscience, New York.
7. *Asquith D. O.* (1970). Depositional topography and major marine environments, late Cretaceous, Wyoming. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 54, 1184—1224.
8. *Aubouin J.* (1965). „Geosynclines“ Elsevier, Amsterdam. 335 pp.
9. *Ball M. M.* (1967). Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *J. sedim. Petrol.* 37, 556—591.
10. *Beerbower J. R.* (1964). Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Bull. Kans. Univ. geol. Surv.* 169, 35—42.
11. *Belderson R. H., Kenyon N. H.* and *Stride A. H.* (1971). Holocene sediments on the continental shelf west of the British Isles. In „The Geology of the East Atlantic Continental Margin“ Vol. 2, 70/14, 160—170. *Rept. Eur. Inst. geol. Sci.*
12. *Bennacef A., Beuf S., Biju—Duval B., de Charpal O., Gariel O.* and *Rognon P.* (1971). Example of cratonic sedimentation: Lower Paleozoic of Algerian Sahara. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 55, 2225—2245.
13. *Berg R. R.* and *Davies D. K.* (1968). Origin of Lower Cretaceous muddy sandstone at Bell Creek Field, Montana. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 52, 1888—1898.
14. *Bernard H. A., LeBlanc R. J.* and *Major C. F.* (1962). Recent and Pleistocene geology of southwest Texas. In „Geology of Gulf Coast and Central Texas“ 175—224. *Houston geol. Soc.*
15. *Bigarella J. J.* (1972). Eolian environments — their characteristics, recognition, and importance. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“ (J. K. Rigby and W. K. Hamblin, Eds), 12—62. *Spec. Publs. Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 16.
16. *Bigarella J. J.* and *Salamuni R.* (1961). Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune-belding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. *Bull. geol. Soc. Am.* 72, 1089—1106.
17. *Blackwelder E.* (1928). Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. *Bull. geol. Soc. Am.* 39, 465—483.
18. *Blatt H., Middleton G.* and *Murray R.* (1972). „Origin of Sedimentary Rocks“ Prentice—Hall, New Jersey. 634 pp.
19. *Blissenbach E.* (1954). Geology of alluvial fan in Southern Nevada. *Bull. geol. Soc. Am.* 65, 175—190.

20. *Bluck B. J.* (1964). Sedimentation of an alluvial fan in Southern Nevada. *J. sedim. Petrol.* 34, 395—400.
21. *Bluck B. J.* (1967). Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scott. J. geol.* 3 (2), 139—167.
22. *Boyd D. R.* and *Dyer B. F.* (1966). Frio Barrier Bar system of S. Texas. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 50, 170—178.
23. *Bradley W. H.* (1948). Limnology and the Eocene lakes of the Rocky Mountain region. *Bull. geol. Soc. Am.* 59, 635—648.
24. *Braithwaite C. J. R.* (1973). Reefs: just a problem of semantics? *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 1100—1116.
25. *Burke K.* (1972). Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in development of Niger delta. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 56, 1975—1983.
26. *Burke R. A.* (1958). Summary of oil occurrence in Anahuac and Frio Formations of Texas and Louisiana. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 42, 2935—2950.
27. *Busch D. A.* (1971). Genetic units in delta prospecting. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 55, 1137—1154.
28. *Coleman J. M.* and *Gagliano S. M.* (1965). Sedimentary structure: Mississippi River deltaic plain. In „Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation“, 133—148. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 12.
29. *Coleman J. M., Gagliano S. M.* and *Smith W. C.* (1970). Sedimentation in a Malaysian high tide tropical delta. In „Deltaic Sedimentation Modern and Ancient“ (*J. P. Morgan* and *R. H. Shaver*, Eds). 185—197. *Spec. Publs. Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 15.
30. *Crosby E. J.* (1972). Classification of sedimentary environments. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“, 1—11. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 16.
31. *Curry J. R.* (1965). Late Quaternary history, continental shelves of the United States. In „The Quaternary of the United States“ (*H. E. Write* and *D. C. Frey*, Eds). Princeton, 922 pp.
32. *Davies D. K., Ethridge F. G.* and *Berg R. R.* (1971). Recognition of barrier environments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 55, 550—565.
33. *De Graaff F. R. van* (1972). Fluvial—deltaic facies of the Castlegate sandstone (Cretaceous), East—Central Utah. *J. sedim. Petrol.* 42, 558—571.
34. *Denny C. S.* (1965). Alluvial fans in the Death Valley Region. California and Nevada. *Prof. Pap. U. S. geol. Surv.* No. 466, 62 pp.
35. *De Raaf J. F. M.* and *Boersma J. R.* (1971). Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geologie Mijnb.* 50, 479—504.
36. *De Raaf J. F. M., Reading H. G.* and *Walker R. G.* (1964). Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon. *Sedimentology* 74, 373—420.
37. *Doeglas D. J.* (1962). The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology* 1, 167—190.
38. *Dott R. H.* (1966). Eocene deltaic sedimentation at Coos Bay, Oregon. *J. Geol.* 74, 373—420.
39. *Duff P. McL. D., Hallam A.* and *Walton E. K.* (1967). „Cyclic Sedimentation“ Elsevier, Amsterdam. 280 pp.
40. *Dunbar C. O.* and *Rodgers J.* (1957). „Principles of Stratigraphy“ John Wiley, New York. 356 pp.
41. *Dunham R. J.* (1969). Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. In „Depositional Environments of Carbonate Rocks“, 182—191. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 14.
42. *Dunham R. J.* (1970). Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 54, 1931—1932.
43. *Dzulinski S.* and *Walton E. K.* (1965). „Sedimentary Features of Flysch and Greywackes“ Elsevier, Amsterdam. 274 pp.
44. *Elloy R.* (1972). Réflexions sur quelques environnements récifaux de Paléozoïque. *Bull. Cent. Rech. Pau.* 6, 1—106.
45. *Emery K. O.* (1956). Sediments and water of Persian Gulf. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 40, 2354—2383.

46. *Emery K. O.* (1968). Relict sediments on continental shelves of world. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 52, 445—464.
47. *Erben H. K.* (1964). Facies developments in the Marine Devonian of the old world. Proc. Ussher Soc. 1, pt. 3, 92—118.
48. *Eskola P.* (1915). Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijarvitraktens metamorfa bergarter. Bull. Commn géol, Finl. No. 44, 1—145.
49. *Eugster H. P.* and *Surdam R. C.* (1973). Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming. A preliminary report. Bull. geol. Soc. Am. 84, 1115—1120.
50. *Evans G.* (1965). Interidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. Q. Jl geol. Soc. Lond. 121, 209—245.
51. *Evans G.* (1970). Coastal and nearshore sedimentation: a comparison of clastic and carbonate deposition. Proc. geol. Ass. 81, 493—508.
52. *Evans G., Schmidt V., Bush P.* and *Nelson H.* (1969). Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. Sedimentology 12, 145—159.
53. *Ferm J. C.* (1970). Allogheny deltaic deposits. In „Deltaic Sedimentation Modern and Ancient“ (J. P. Morgan and R. H. Shaver, Eds) 246—255. Spec. Publs. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, No. 15.
54. *Fischer A. G.* and *Garrison R. E.* (1967). Carbonate lithification on the sea floor. J. Geol. 75, 488—496.
55. *Fisher W. L., Brown L. F., Scott A. J.* and *McGowen J. H.* (1969). Delta systems in the exploration for oil and gas. Bur. econ. geol. Univ. Tex. 78 pp.
56. *Fisk H. N.* (1955). Sand facies of Recent Mississippi delta deposits. Proc. 4th Wld Petrol. Cong. Rome. Section 1, 377—398.
57. *Friend P. F.* (1965). Fluvialite sedimentary structures in the Wood Bay Series (Devonian) of Spitsbergen. Sedimentology 5, 39—68.
58. *Friend P. F.* and *Moody—Stuart M.* (1972). Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: regional analysis of a late orogenic basin. Norsk. Polarinstittutt. Skrift. 157, 77 pp.
59. *Garrison R. E.* and *Fischer A. G.* (1969). Deepwater limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. In „The Depositional Environment of Carbonate Rocks“ (G. M. Friedman, Ed.), 20—56. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa. No. 14.
60. *Ginsburg R. N.* (1956). Environmental relationships of grain size and constituent particles in some S. Florida sediments. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 40, 2384—2427.
61. *Glennis K. W.* (1960). „Desert Sedimentary Environments“ Elsevier, Amsterdam. 222 pp.
62. *Glennie K. W.* (1972). Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern sediment studies. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 56, 1048—1071.
63. *Gorsline D. S.* (1970). Submarine canyons, an introduction. Mar. geol. 8, 183—186.
64. *Gorsline D. S.* and *Emery K. O.* (1959). Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off Southern California. Bull. geol. Soc. Am. 70, 279—290.
65. *Gould H. R.* (1970). The Mississippi delta complex. In „Deltaic Sedimentation Modern and Ancient“ (J. P. Morgan, and R. H. Shaver, Eds), 3—30. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 15.
66. *Greensmith J. T.* (1968). Paleogeography and rhythmic deposition in the Scottish Oil—Shale group. Proc. U. N. Symp. Dev. Util. Oil Shale Res. Tallin. 16 pp.
67. *Gressly A.* (1838). Observations géologiques sur le Jura Soleurois. Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Naturw. 2, 1—112.
68. *Guilcher A.* (1970). Symposium on the evolution of shorelines and continental shelves in their mutual relations during the Quaternary. Quaternaria 12, 229 pp.

69. *Hallam A.* (1967). Editorial comment. In „Depth indicators in marine sedimentary environments“. *Mar. geol. Sp. Issue. 5, No. 5/6*, pp. 329—332.
70. *Hand B. M.* and *Emery K. O.* (1964). Turbidites and topography of north end of San Diego Trough, California. *J. Geol.* 72, 526—552.
71. *Heckel P. H.* (1972). Recognition of Ancient shallow marine environments. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“ (*J. K. Rigby* and *W. K. Hamblin*, Eds), 226—286. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 16.*
72. *Hollenshead C. T.* and *Pritchard R. L.* (1961). Geometry of producing Mesaverde Sandstones, San Juan basin. In „Geometry of Sandstone Bodies“ (*J. A. Peterson*, and *J. C. Osmond*, Eds), 98—118. *Am. Ass. Petrol. Geol.*
73. *Horn D.* (1965). Zur geologischen Entwicklung der sudlichen Schleimundung im Holozan. *Meyniana* 15, 42—58.
74. *Horn D. R., Ewing M., Delach M. N.* and *Horn B. M.* (1971). Turbidites of the northeast Pacific. *Sedimentology* 16, 55—69.
75. *Horowitz D. H.* (1966). Evidence for deltaic origin of an Upper Ordovician sequence in the Central Appalachians. In „Deltas in their Geologic Framework“ (*M. L. Shirley* and *J. A. Ragsdale*, Eds), 159—169. *Houston geol. Soc.*
76. *Houbolt J. J. H. C.* (1968). Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geologie Mijnb.* 47, 245—273.
77. *Hoyt J. H.* (1967). Barrier island formation. *Bull. geol. Soc. Am.* 78, 125—136.
78. *Hoyt J. H.* and *Henry V. J. J.* (1967). Influence of island migration on barrier island sedimentation. *Bull. geol. Soc. Am.* 78, 77—86.
79. *Hoyt J. H., Weimer R. J.* and *Vernon J. H.* (1964). Late Pleistocene and Recent sedimentation, central Georgia coast. In „Deltaic and Shallow Marine Deposits“ (*L. M. J. U. Van Straaten*, Ed.), 170—176. Elsevier, Amsterdam.
80. *Hulsemann J.* (1955). Grossrippeln und Schragsschichtungs—Gefuge im Nordsee—Watt und in der Molasse. *Senckenberg. Leth.* Band 36, 359—388.
81. *Imbrie J.* and *Buchanan H.* (1965). Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas. In „Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation“ 149—172. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 12.*
82. *Irwin M. L.* (1965). General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 49, 445—459.
83. *Jefferies R.* (1963). The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* subzone (Turonian) in the Anglo—Paris basin. *Proc. geol. Ass.* 74, 1—34.
84. *Jordan G. F.* (1962). Large submarine sand waves. *Science, N. Y.*, 136, 839—847.
85. *Jordan W. M.* (1969). The enigma of Colorado Plateau eolian sandstones (abs.). *Bull. Am. Ass. Petrol.* 53, p. 725.
86. *Kazmi A. H.* (1964). Report on the geology and ground water investigations in Rechna Doab, West Pakistan. *Rec. geol. Surv. Pakist. No. 10*, 26 pp.
87. *Keller G. H.* and *Richards A. F.* (1967). Sediments of the Malacca Strait, Southeast Asia. *J. sedim. Petrol.* 37, 102—127.
88. *Kendall C. G. St. C.* (1969). An environmental reinterpretation of the Permian evaporite/carbonate shelf sediments of the Guadalupe Mountains. *Bull. geol. Soc. Am.* 80, 2503—2525.
89. *Kenyon N. H.* and *Stride A. H.* (1970). The tide—swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology* 14, 159—173.
90. *King C. A. M.* (1972). „Beaches and Coasts“ 2nd edn. Edward Arnold, London. 570 pp.
91. *King L. C.* (1962). „Morphology of the Earth“ Oliver and Boyd, Edinburgh, 699 pp.
92. *Klein G. de Vries* (1962). Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada. *Bull. geol. Soc. Am.* 73, 1127—1146.
93. *Klein G. de Vries* (1971). A sedimentary model for determining paleotidal range. *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 2585—2592.
94. *Klein G. de Vries de Melo U.* and *Favera J. C. D.* (1972). Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Reconcavo basin, Brazil. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 1469—1491.

95. Kolb C. R. and Van Lopik J. R. (1966). Depositional environments of the Mississippi River deltaic plain—southeastern Louisiana. In „Deltas in their Geologic Framework“ (M. L. Shirley and J. A. Ragsdale, Eds), pp. 17—62. Houston Geol. Soc.
96. Krumbein W. C. (1967). Fortran IV computer programs for Markov chain experiments in geology. Comput. Contr. Kans. Univ. geol. Surv. No. 13.
97. Krumbein W. C. and Sloss L. L. (1959). „Stratigraphy and Sedimentation“ W. H. Freeman, San Francisco. 497 pp.
98. Kukul Z. (1971). „Geology of Recent Sediments“ Academic Press, London and New York. 490 pp.
99. Laming D. J. C. (1966). Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the Lower New Red Sandstone, Devonian, England. J. sedim. Petrol. 36, 940—957.
100. Lawson A. C. (1913). The petrographic designation of alluvial—fan formations. Univ. Cal. Publs. geol. Sci. 7, 325—334.
101. Leopold L. B., Solman M. G. and Miller J. P. (1964). „Fluvial Processes in Geomorphology“ W. H. Freeman, San Francisco. 522 pp.
102. Lowenstam H. A. (1950). Niagaran reefs of the Great Lakes area. J. Geol. 58, 430—487.
103. Lyell C. (1865). „Elements of Geology“ John Murray, London. 794 pp.
104. Magleby D. C. and Klein I. E. (1965). Ground water conditions and potential pumping resources above the Corcoran Clay. U. S. Bureau Reclamation Open File Rept. 21 pp.
105. Maksimova S. V. (1972). Coral reefs in the Arctic and their paleogeographic interpretation. Int. Geol. Rev. 14, 764—769.
106. Mero J. L. (1965). „The Mineral Resources of the Sea“ Elsevier, Amsterdam. 312 pp.
107. Merriam D. F. (Ed.) (1965). Symposium on cyclic sedimentation. Bull. Kans. Univ. geol. Surv. 169, 636 pp.
108. Merriam D. F. (Ed.) (1967). Computer applications in the Earth Sciences. Computer Contr. Kans. geol. Surv. No. 18.
109. Middleton G. V. (1973). Johannes Walter's law of correlation of facies. Bull. geol. Soc. Am. 84, 979—988.
110. Mojsisovics M. E. von (1879). „Die Dolomit—Riffe Von Sud Tirol und Venetien“ A. Holder, Vienna, 552 pp.
111. Moore D. (1959). Role of deltas in the formation of some British Lower Carboniferous cyclothems. J. Geol. 67, 522—539.
112. Moore G. T. and Asquith D. O. (1971). Delta: term and concept. Bull. geol. Soc. Am. 82, 2563—2568.
113. Moore R. C. (1949). Meaning of facies. In „Sedimentary Facies in Geologic History“ 1—34. Geol. Soc. Amer. Mem. No. 39.
114. Morgan J. P. (1970). Depositional processes and products in the deltaic environment. In „Deltaic Sedimentation Ancient and Modern“ J. P. Morgan and R. H. Shaver, Eds), 31—47. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 15.
115. Morgan J. P. and Shaver R. H. (1970). „Deltaic Sedimentation Modern and Ancient“ Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 15, 312 pp.
116. Mutti E. and Lucchi F. R. (1972). Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'—analisi di facies. Memorie Soc. geol. ital. XI, 161—199.
117. Narayan J. (1970). Sedimentary structures in the Lower Greensand of the Weald, England, and Bas—Boulonnais, France. Sedimentary geol. 6, 73—109.
118. Newell N. D. and Rigby J. K. (1957). Geological studies of the Great Bahama bank. In „Regional Aspects of Carbonate Deposition“, 15—72. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa, No. 5.
119. Newell N. D., Rigby J. K., Fischer A. G., Whiteman A. J., Hickox J. E. and Bradbury J. S. (1953). In „The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico“. Freeman and Co., San Francisco. 236 pp.
120. Opdyke N. D. (1961). The Paleoclimatological significance of desert sandstone. In „Descriptive Paleoclimatology“ (A. E. M. Narin, Ed.) 390—495. Interscience, New York.

121. *Pettijohn F. J.* (1956). „Sedimentary Rocks“ Harper Bros, New York. 718 pp.
122. *Pettijohn F. J., Potter P. E. and Siever R.* (1972). „Sand and Sandstone“ Springer—Verlag, Berlin. 618 pp.
123. *Pezzetta J. M.* (1973). The St. Clair River delta: sedimentary characteristics and depositional environments. *J. sedim. Petrol.* 43, 168—187.
124. *Picard M. D.* (1967). Paleocurrents and shoreline orientations in Green River Formation (Eocene), Raven Ridge and Red Wash areas, north—eastern Unita basin, Utah. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 5, 383—392.
125. *Picard M. D. and High L. R. Jr.* (1968). Sedimentary cycles in the Green River Formation (Eocene) Unita basin, Utah. *J. sedim. Petrol.* 38, 378—383.
126. *Picard M. D. and High L. R. Jr.* (1972a). Criteria for recognizing lacustrine rocks. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“ (J. K. Rigby and W. K. Hamblin, Eds), 108—145. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 16.
127. *Picard M. D. and High L. R. Jr.* (1972b). Paleoenvironmental reconstructions in an area of rapid facies change, Parachute Creek member of Green River Formation (Eocene). Unite basin, Utah. *Bull. geol. Soc. Am.* 83, 2689—2703.
128. *Playford P. E. and Marathon Oil Company* (1969). Devonian carbonate complexes of Alberta and Western Australia: a comparative study. *Geol. Surv. Western Australia Report* 1, 43 pp.
129. *Poole F. G.* (1964). Paleowinds in Western U. S. A. In „Problems of Paleoclimatology“ (A. E. M. Nairn, Ed.), 390—405. *Interscience, New York*.
130. *Potter P. E.* (1959). Facies model conference. *Science*, N. Y. 129, No. 3558, 1292—1294.
131. *Potter P. E.* (1962). Late Mississippian sandstones of Illinois. *Illinois State geol. Surv. Cic.* 340, 36 pp.
132. *Potter P. E.* (1967). Sand bodies and sedimentary environments: a review. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 51, 337—365.
133. *Potter P. E. and Pettijohn F. J.* (1963). „Paleocurrents and Basin Analysis“ Springer—Verlag, Berlin, Gottingen and Heidelberg.
134. *Prevoost C.* (1883). *Bull. Soc. geol. Fr.* 9, 90—95.
135. *Pryor W. A.* (1971). Petrology of the Permian Yellow Sands of northeast England and their North Sea basin equivalents. *Sedimentary geol.* 6, 221—254.
136. *Purdy E. G.* (1961). Bahamian oolite shoals. In „The Geometry of Sandstone Bodies“ A symposium, 53—62. *Am. Ass. Petrol. Geol.*
137. *Purdy E. G.* (1963). Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama bank. *J. Geol.* 71, 334—355, 472—497.
138. *Reineck H. E.* (1963). Sedimentgefuge im Bereich der sudlichen Nordsee. *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.* No. 505, 138 pp.
139. *Reineck H. E.* (1971). Marine sandkörper, rezent und fossil (Marine sandbodies recent and fossil). *Geol. Rdsch.* 60, 302—321.
140. *Riedel W. R.* (1963). The preserved record: paleontology of Pelagic sediments. In „The Sea“ Vol. III. 866—887. (M. N. Hill, Ed.) *Interscience, New York*.
141. *Rust B. R.* (1972). Structure and process in a braided river. *Sedimentology* 18, 221—246.
142. *Sabins F. F.* (1963). Anatomy of stratigraphic traps, Bisti field, New Mexico. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 47, 193—228.
143. *Schwarz M. L.* (1971). The multiple—causality of barrier islands. *J. Geol.* 79, 91—94.
144. *Selley R. C.* (1970). „Ancient Sedimentary Environments“ Chapman and Hall, London. 237 pp.
145. *Selley R. C.* (1972). Diagnosis of marine and non—marine environments from the Cambro—Ordovician sandstones of Jordan. *Q. Jl geol. Soc. Lond.* 128, 135—150.
146. *Shantser E. V.* (1951). Alluvium of river plains in a temperature zone and its significance for understanding the laws governing the structure and formation of alluvial suites. *Akad. Nuk. S. S. S. R. Geol. Ser.* 1—271.

147. *Sharma G. D.* (1972). Graded sedimentation on Bering shelf. Rep. 24th int. geol. Cong. Montreal Section 8, 262—271.
148. *Shaw A. B.* (1964). „Time in Stratigraphy“ McGraw—Hill, New York. 365 pp.
149. *Shawe D. R., Simmons G. C. and Archbola N. L.* (1968). Stratigraphy of Slick Rock district & vicinity, San Miguel and Dolores counties, Colorado. Prof. pap. U. S. geol. Surv. No. 576—A.
150. *Shelton J. W.* (1965). Trend and genesis of Lowermost sandstone unit of Eagle Sandstone at Billings, Montana, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 49, 1385—1397.
151. *Shelton J. W.* (1967). Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier bar and turbidity current sand deposits. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 51, 2441—2460.
152. *Shepard F. P.* (Ed.), (1960). „Recent Sediments, North—western Gulf of Mexico“ Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 394 pp.
153. *Shepard F. P.* (1963). Submarine canyons. In „The Sea“ (M. N. Hill, Ed.) Vol. III, 480—506. John Wiley, New York.
154. *Shepard F. P.* (1971). „Submarine Canyons and Other Sea Valleys“ John Wiley, New York. 381 pp.
155. *Shepard F. P., Dill R. F. and Von Rad U.* (1969). Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine fan and Fan—Valley, California. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 53, 390—420.
156. *Shirley M. L. and Ragsdale J. A.* (Eds) (1966). „Deltas in Their Geologic Framework“ Houston geol. Soc. 251 pp.
157. *Shotton F. W.* (1937). The Lower Bunter Sandstones of North Worcestershire and East Shropshire. Geol. Mag. 74, 534—553.
158. *Stanley D. J. and Unrug R.* (1972). Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base of slope environments in modern and ancient marine basins. In „Recognition of Ancient Sedimentary Environments“ (J. K. Rigby and W. K. Hamblin, Eds), 287—340. Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa. No. 16.
159. *Stanley K. O., Jordan W. M. and Dott R. H.* (1971). New hypothesis of early Jurassic paleogeography and sediment dispersal for Western United States. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 55. 10—19.
160. *Stanton R. J.* (1967). Factors controlling shape and interval facies distribution of organic build—ups. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 51, 2462—2467.
161. *Stauffer P. H.* (1967). Grainflow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. J. sedim. Petrol. 37, 487—508.
162. *Steers J. A.* (1971). „Introduction to Coastline Development“ Macmillan, London. 229 pp.
163. *Stille H.* (1924). „Grundfragen der Vergleichenden Tektonik“ Gebr. Borntraeger, Berlin. 443 pp.
164. *Stride A. H.* (1963). Current—swept sea floors near the southern half of Great Britain. Q. Jl geol. Soc. Lond. 119, 175—200.
165. *Stride A. H.* (1970). Shape and size trends for sandwaves in a depositional zone of the North Sea. Geol. Mag. 107—469—478.
166. *Sundborg A.* (1956). The River Klaralven: a study of fluvial processes. Goegr. Annlr. 38, 127—316.
167. *Swett K., Klein G. de Vries and Smit D. E.* (1971). A Cambrian tidal sand body—the Eriboll Sandstone of Northwest Scotland: and ancient: recent analogue. J. Geol. 79, 400—415.
168. *Swift D. J. P.* (1969). Evolution of the shelf surface, and the relevance of the modern shelf studies to the rock record. In „The New Concepts of Continental Margin Sedimentation“ (D. J. Stanley, Eds). A. G. I., Washington.
169. *Swift D. J. P., Duane D. B. and Orrin H. P.* (1973). „Shelf Sediment Transport: Process and Pattern“ John Wiley, Chichester. 670 pp.
170. *Tanner W. F.* (1968). Tertiary sea—level fluctuations Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. Sp. issue, 178 pp.
171. *Teichert C.* (1958). Cold and deep-water coral banks. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 42, 1064—1082.

172. *Teichert C.* (1958). Concept of facies. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 42.
173. *Thompson D. B.* (1969). Dome-shaped aeolian dunes in the Frodsham Member of the so-called „Keuper“ sandstone formation (Scythian; ? Anisian: Triassic) at Frodsham, Cheshire (England). *Sedimentary Geol.* 3, 263—289.
174. *Trowbridge A. C.* (1911). The terrestrial deposits of Owens Valley. California. *J. Geol.* 19, 707—747.
175. *Turnbull W. J., Krinitsky E. S. and Johnson L. J.* (1950). Sedimentary geology of the Alluvial valley of the Mississippi River and its bearing on foundation problems. In „Applied Sedimentation“ (P. D. Trask, Ed.), 210—226. John Wiley, New York.
176. *Twenhofel W. H.* (1926). „Treatise on Sedimentation“ Dover Publishing, New York. 926 pp.
177. *Van Houten F. B.* (1964). Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Trissic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. *Bull. Kans. Univ. geol. Surv.* 169, 497—531.
178. *Van Straaten L. M. J. U.* (1965). Coastal barrier deposits in south and north Holland in particular in the area around Scheveningen and Ijmuiden. *Meded. geol. Sticht.* 17, 41—75.
179. *Visher G. S.* (1965). Use of vertical profile in environmental reconstruction. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 49, 41—61.
180. *Visher G. S.* (1971). Depositional processes and the Navajo sandstone. *Bull. geol. Soc. Am.* 82, 1421—1424.
181. *Walker R. G.* (1966). Shale grit and Grindslow shales: transition from Turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of Northern England. *J. sedim. Petrol.* 36, 90—114.
182. *Walther J.* (1893). „Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft“ Bd. I. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse. G. Fischer, Jena. 196 pp.
183. *Waltehr J.* (1894). „Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft“ Bd. 3. Lithogenesis der Gegenwart, 535—1055. G. Fischer, Jena.
184. *Wanless H. R., Baroffio J. R., Gamble J. C., Horne J. C., Orlopp D. R., Rocha-Campos A., Souter J. E., Trexcott P. C., Vail R. S. and Wright C. R.* (1970). Late Paleozoic deltas in the central and eastern United States. In „Deltaic Sedimentation Modern and Ancient“ (J. R. Morgan and R. H. Shaver, Eds.), 215—245. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 15.
185. *Weber K. J.* (1971). Sedimentological aspects of oil fields in the Niger Delta. *Geologie Mijnb.* 50, 559—576.
186. *Weimer R. J.* (1961). Spatial dimensions of Upper Cretaceous Sandstones, Rocky Mountain area. In „Geometry of Sandstone Bodies“ (J. A. Peterson and J. C. Osmond, Eds), 82—97. *Am. Ass. Petrol. Geol.*
187. *Weimer R. J.* (1970). Rates of deltaic sedimentation and intrabasin deformation, Upper Cretaceous of Rocky Mountain region. In „Deltaic Sedimentation Modern and Ancient“ (J. P. Morgan and R. H. Shaver, Eds), 270—293. *Spec. Publs Soc. econ. Palaeont. Miner., Tulsa*, No. 15.
188. *Williams G. E.* (1969). Characteristics and origin of a PreCambrian pediment. *J. Geol.* 77, 183—207.
189. *Williams G. E.* (1971). Flood deposits of the sandbed ephemeral streams of Central Australia. *Sedimentology* 17, 1—40.
190. *Wilson H. H.* (1969). Late Cretaceous and eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics and ophiolite emplacement in Oman Mountains, southeast Arabia. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 53, 626—671.
191. *Withrow P. C.* (1968) Deposition environment of Pennsylvanian Red Fork Sandstone in northeastern Anadarko basin. *Oklahoma. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 52, 1638—1654.
192. *Wolf S. C.* (1970). Coastal currents and mass transport of surface sediments over the shelf regions of Monterey Bay, California. *Mar. geol.* 8.
193. *Wood G. V. and Wolfe M. J.* (1969). Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation off the Trucial Coast of Arabia. *Sedimentology* 12, 165—191.
194. *Wright L. D. and Coleman J. M.* (1973). Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 370—417.

1. ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ОСНОВНЫЕ УРОВНИ И ТЕКТОНИКА

В предыдущей главе обсуждались обстановки осадконакопления и фации. В этой главе делается попытка рассмотреть осадконакопление в более широком плане. Почему осадконакопление происходит в одном месте в определенное время? Какова пространственная организация крупных масс осадка и какие факторы контролируют фации?

Мощные осадочные толщи накапливаются в основном во время спадов тектонической активности, что обусловлено тремя причинами [66].

Они могут образовываться, когда подкорковые перемещения вещества мантии ведут к прогибанию вниз и смятию земной коры. Это происходит главным образом в так называемых зонах субдукции, линейные зоны которых являются местом геосинклинального осадконакопления.

В больших масштабах седиментация происходит также там, где изменения в мантии вызывают опускание и уменьшение мощности коры. Этот процесс важен для интракратонных бассейнов. Изменения могут вызвать и куполообразные поднятия коры. В осевых частях рифтовых бассейнов могут накапливаться мощные толщи вулканических и осадочных пород.

Наконец, мощные толщи осадочных пород могут образоваться там, где масса осадков сама по себе вызывает изостатическое погружение земной коры. Этот процесс, очевидно, требует внешнего механизма для создания первичного понижения в земной коре, поскольку здесь возникает старая проблема, что является первичным, курица или яйцо? Наиболее подходящим местом для такого процесса являются окраины континентов, где целый океанический бассейн вбирает в себя осадки. Изостатическое погружение коры может произойти у подножья континентального склона. Это подтверждается некоторыми геофизическими данными [22, фиг. 2].

В любой из этих трех ситуаций для начала требуется наличие углубления в земле: осадконакопление нуждается в опускании дна бассейна. Действительно, механике погружения бассейнов было уделено большое внимание, эта проблема требует геофизического и структурного анализа для своего разрешения [7].

Прямо относится к осадконакоплению изучение структурных уровней разломов, которые обуславливают опускание территории. Можно различать два типа поверхностей, разделяющих фундамент и осадочный чехол.

В одном случае осаджение происходит на платформах или в полого погружающемся бассейне, который не нарушен синседимен-

тационными разломами. Это может быть горст или грабен в фундаменте. Такой тип дна имеет, например, бассейн Сёрте в Ливане. С другой стороны, разломы могут образоваться в осадочном чехле, независимо от тектонического типа бассейна. Растущие разломы, как их называют, являются следствием уплотнения осадков. Они характерны для районов их быстрого отложения и, следовательно, особенно обычны в дельтах таких рек как Миссисипи и Нигер [68, 11, 73].

Это различие между ровными поверхностями раздела осадка и фундамента и такими же поверхностями, нарушенными разломами, очень важно. Неглубокие разломы вызывают не только быструю смену фаций по горизонтали, но и появление дополнительных фаций.

После анализа того, что называется тектоническим базисом эрозии, уместно рассмотреть другие базисы, которые контролируют природу и распределение осадочных фаций. Они включают поверхность отложения осадка, уровень моря и нижнюю границу действия волн моря (волновой базис).

Поверхность отложения осадков является границей раздела осадков и находящегося выше флюида, воздуха или воды. Поверхность может быть горизонтальной или наклоненной вплоть до 30°. Это первичный угол падения отложений.

Уровень моря (воды) представляет собой горизонтальную поверхность. Положение уровня моря, очевидно, особенно существенно для дифференциации осадочных фаций.



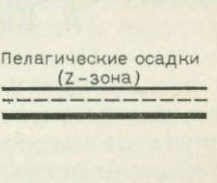

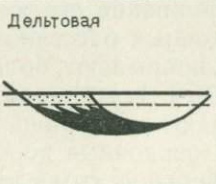




Уровень основания волны — несколько более трудный для определения параметр. Под этим уровнем понимается обычно такая глубина, которая отделяет зону с высоким энергетическим уровнем, где происходит волочение осадка, от зоны с низким энергетическим уровнем, где осаждение происходит из суспензии (включая турбидиты). Однако положение этого уровня зависит не столько от волн, сколько от количества суспендированного материала. Действительный уровень основания волн, следовательно, не параллелен уровню воды и не находится на постоянной глубине. На Европейском континентальном шельфе он находится на глубине 30 м в Северном море и на глубине 70 м в море Селтик [43]. Тем не менее, несмотря на вариации, уровень основания волн является одним из важнейших параметров обстановки (и, следовательно, фаций) осадконакопления. Рич [54] подразделяет морские обстановки осадконакопления на три типа: шельфовую, склоновую и донную (или клинотему, эндотему и фондотему в его терминологии). Характеристики фаций, образующихся в каждой из обстановок, он приводит в таблице. Граница её клинотемы и эндотемы в основном совпадает с волновым базисом. Она может находиться на границе шельфа и дна бассейна, если контролируется разломами как на поверхности, так и на глубине. С другой стороны, положение волнового базиса может быть не связано с тектоникой, как, например, в модели шельфа, приведенной на с. 276.

Сложность анализа тектонических условий, поверхности осадконакопления, уровня моря и волнового базиса становится очевидной, если их рассматривать совместно.

В зависимости от того, чем определяется поверхность раздела фундамента и осадочного чехла, т. е. является ли она поверхностью, расчлененной разломами, ровной платформой или поверхностью дна бассейна, можно различать три главных типа осадконакопления. В дальнейшем эти три главных типа разделены на девять ассоциаций в соответствии с тем, находится ли поверхность осаднения выше уровня моря на этом же уровне или ниже него (фиг. 130). В табл. XXXII показаны примеры этих девяти ассоциаций.

Схема объединяет все фациальные модели, рассмотренные в предыдущей главе, и показывает, что преобладающими факторами, которые контролируют морфологию и генезис, являются тектоника и положение поверхности осадконакопления по отношению к уровню моря и волновому базису.

Схема не должна приниматься как догма. Главное ее достоинство состоит в увязывании концепций обстановок осадконакопления и осадочных фаций с более широкими седиментологическими аспектами анализа региональных бассейнов.

Граница осадок-фундамент	Поверхность отложения		
	Выше уровня моря	На уровне моря	Ниже уровня моря
Платформа			
Бассейн (разломы на глубине)			
Горст и грабен (разломы на поверхности)			

Фиг. 130. Диаграмма, иллюстрирующая зависимость характера границы раздела между осадком и фундаментом от тектонического строения, положения уровня моря и волноприбойной деятельности

Примеры девяти типов ситуаций осадконакопления, иллюстрируемых на фиг. 130

Поверхность между фундаментом и осадочным чехлом	Поверхность осадконакопления		
	Выше уровня моря	На уровне моря	Ниже волнового базиса
Платформа	«Нубийские» песчаники Сахары	Мезозойские осадки Аравийского залива	Шельф Сунда
Бассейн	Молассы Альп	Пенсильванские отложения бассейна Иллинойс	Современные океанические бассейны и бассейны ранней фазы геосинклинального цикла
Глыбовая, блоковая	Третичные отложения хребта и бассейна Скалистых гор	Бассейн Венчура, Калифорния	Отложения нижнего карбона Англии

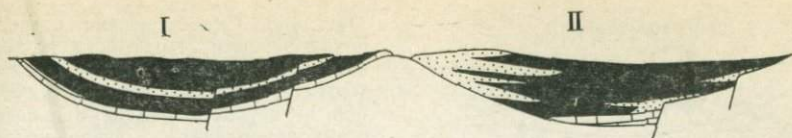
II. ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

А. Концепции и классификации

В предыдущей главе обсуждались обстановки осадконакопления и осадочные фации. Было рассмотрено положение фаций в зависимости от местной тектоники, уровней осадков и уровней воды. Теперь в более широком плане рассмотрим географическое распределение и формирование осадков, т. е. то, что может быть названо анализом осадочных бассейнов.

Осадочные породы покрывают большую часть земной поверхности, включая около 75% территории суши. В то же время осадочные породы составляют всего лишь 5% литосферы [50, с. 6—7]. Из этого следует, что осадочные породы покрывают поверхность земли лишь тонким поверхностным слоем наносов. Но этот покров распределен неравномерно. В отдельных участках присутствуют мощные толщи осадочных отложений; их принято называть бассейнами осадконакопления (осадочными бассейнами). Крупные площади на континентах лишены осадочных пород, где докембрийские изверженные и метаморфические породы выходят на поверхность или залегают близ поверхности. Эти стабильные ядра континентов называются кратонами.

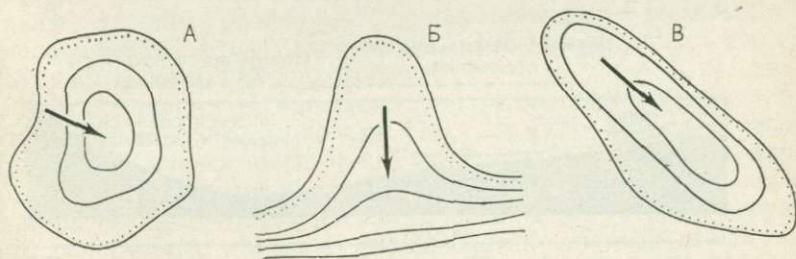
Имеется много типов осадочных бассейнов, варьирующих от небольших аллювиальных межгорных долин до огромных горных хребтов, сложенных осадочными породами многокилометровой



Фиг. 131. Распределение осадочных фаций в синседиментационном бассейне (II) отражает положение границ основания и его подвижки по разломам. В постседиментационном бассейне (I) стратиграфическое положение отложений не согласуется с его тектоническим строением.

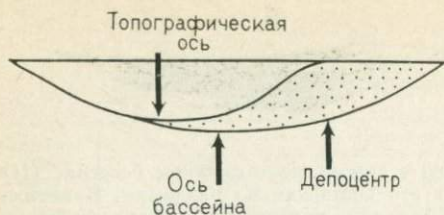
мощности. Но прежде чем переходить к выделению и описанию этих разнообразных бассейнов, рассмотрим некоторые термины и концепции.

Бассейны бывают трех видов: топографические, структурные и осадочные. Топографический бассейн — это низко лежащая территория поверхности Земли, окруженная естественно возвышенными участками. Топографические бассейны могут быть как субаэральные, так и субаквальные. Субаэральные топографические бассейны варьируют от больсонов (межгорных равнин) до трансконтинентальных аллювиальных долин, таких, как например, бассейн р. Амазонки. Субаквальные топографические бассейны варьируют от нивальных озер до океанов. Присутствие топографического бассейна является необходимым условием для образования бассейна осадконакопления. Осадочный бассейн представляет собой территорию с развитием пологоскладчатых, центриклинально падающих слоев осадков. Очень важно различать тектонические или постседиментационные и синседиментационные бассейны. В тектонических бассейнах расположение фаций и палеопотоков не связано с его очертаниями, указывая на то, что опускание имело место после отложения деформированных осадков. В синседиментационных бассейнах, наоборот, распределение фаций, палеотектоники и уменьшение мощности осадков по направлению к границам бассейна показывают на почти одновременные подвижки (фиг. 131).



Фиг. 132. Схемы бассейнов разного типа.

Сплошными линиями показаны структурные контуры, стрелками — направление палеосклона, на котором происходило осадконакопление. А — бассейн *sensu stricto* имеет округлую форму в плане и структурно замкнут. Б — бассейн типа открытого залива, соединяющегося с одной стороны со структурно более низким участком, В — трог, структурно замкнутый и вытянутый в одном направлении

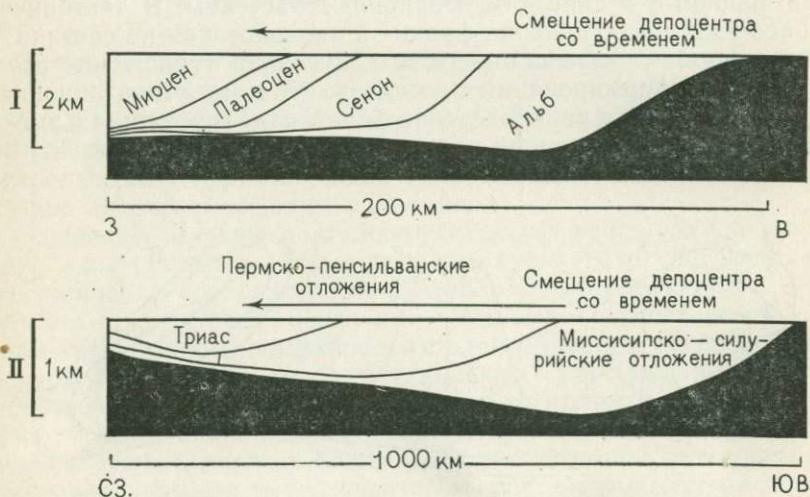


Фиг. 133. Схематический разрез, показывающий, что топографическая и структурная оси не обязательно совпадают ни между собой, ни с участком максимального осадконакопления (депоцентр). Поэтому карты изопахит не обязательно выявляют истинную палеотопографию бассейна

Бассейны осадконакопления занимают обычно десятки тысяч квадратных километров, но их размеры не являются диагностическим признаком. Различия могут быть сделаны между бассейнами *sensu stricto*, заливами и трогами (фиг. 132). Бассейны *sensu stricto* имеют блюдцеобразную и округлую в плане форму. Заливы — это участки, открытые в сторону более глубоководных районов. Троги представляют собой линейные бассейны.

Эти три типа бассейнов существенно не метаморфизованы и не деформированы тектоникой. Эти признаки отличают их от линейных метаморфизованных и нарушенных тектоникой осадочных трогов, называемых «геосинклиналями».

Уменьшение мощности осадочного чехла по направлению к границам бассейна может иметь эрозионное происхождение, или не связанное с отложением осадков внутриформационное уменьшение мощности. По типам границ различаются постседиментационные и синседиментационные тектонические движения. Осью бассейна называется линия, связывающая самые низкие точки дна бассейна,



Фиг. 134. Схематические разрезы осадочных бассейнов, иллюстрирующие латеральную миграцию депоцентров во времени.

I — бассейн Габон в Западной Африке, представляющий собой океанический окраинный бассейн; по данным Белмонте и др. [4]. II — бассейн Маранхао в Бразилии, представляющий собой интракратонный бассейн, по данным Меснера и Вулдриджа [45]

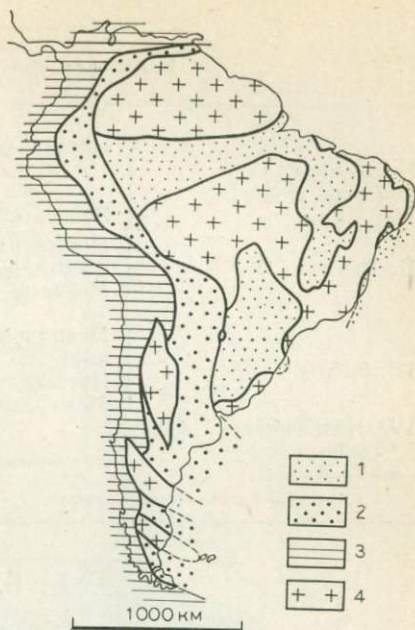
т. е. такая же линия, как ось синклинали. Оси трогов могут ундулировать. Депоцентр — участок бассейна с максимальной мощностью осадков.

Важно заметить, что депоцентр и ось бассейна могут не совпадать и с топографической осью (фиг. 133). Особенно четко это проявляется в асимметричных бассейнах с большими количествами терригенного материала по краям участков с максимальным подъемом. В отложившихся бассейнах, где происходит накопление пелагических осадков и турбидитов, депоцентр, ось и самые низкие по топографии участки могут совпадать. Эти участки должны рассматриваться при решении вопроса о типе бассейна, когда карта изопакитов дает действительную картину синседиментационного бассейна.

Многие бассейны обычно характеризуются смещением депоцентра со временем (фиг. 134). Это может отражать миграцию топографической оси бассейна или просто латеральное продвижение главного участка осадконакопления по дну существенно стабильного бассейна.

Бассейны отделяются один от другого линейными приподнятыми участками, где осадочный чехол тонок или отсутствует. Они называются по-разному: дугами, палеовозвышенностями, осями воздымания или положительными участками. Подобным образом главный бассейн разделяется положительными формами обычно на суббассейны, трогои, заливы. Фиг. 135 иллюстрирует различные типы бассейнов в Южной Америке.

Классификации различных типов осадочных бассейнов разрабатывались многими геологами [74, 28, 49]. Эти классификации варьируют в зависимости от выбранных параметров и в соответствии с их целевым назначением. Как и при классификации большинства геологических явлений, бассейны могут быть сгруппированы в несколько довольно хорошо установленных семейств, границы которых относительно расплывчаты. В табл. XXXIII сделана попытка такой классификации с учетом ранее опубликованных данных. Эта схема будет использована в качестве исходной для последующего описания и обсуждения осадочных бассейнов.



Фиг. 135. Распределение осадочных бассейнов разного типа в Южной Америке. По Харрингтону [30].

1 — интракратонный бассейн; 2 — эпикратонный бассейн; 3 — геосинклинальный трог, 4 — стабильный щит, кратон

Классификация осадочных бассейнов

I. Бассейны (<i>sensu stricto</i>)	{ Интракратонные	} Кратонная серия — ассоциируется с устойчивыми участками земной коры
	{ Эпикратонные	
II. Троги	{ Миогеосинклинали Эвгеосинклинали Молассы	} Геосинклинали — ассоциируется с зонами субдукции
III. Рифты	{ Межгорные (посторогенные) Интракратонные Межкратонные	} Рифтовая серия наносов — ассоциируется с зонами спрединга
IV. Океанические бассейны		

Объяснение схемы дано в тексте.

Б. Бассейны

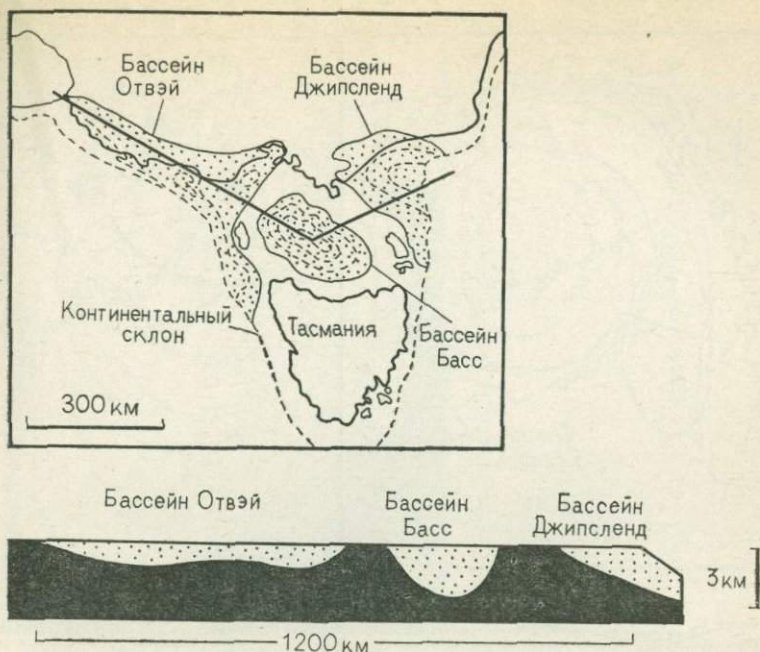
Осадочный бассейн, в узком смысле, представляет собой площадь распространения осадочных пород блюдцеобразной формы. Следовательно, в плане он приближается к округлой форме. Слои падают в направлении к центру бассейна и в этом же направлении увеличивается мощность отложений. Интересно, однако, нарисовать поперечный разрез бассейна в масштабе, позволяющем учитывать кривизну земной поверхности [15]. Тогда окажется, что фактически бассейновые осадки — это выпуклые тонкие пленки на поверхности Земли.

Простые бассейны этого типа разделяются на две группы. Интракратонные бассейны располагаются в пределах развития континентальной земной коры. Эпикратонные бассейны также лежат в пределах континентальной коры, но открыты к океаническому бассейну. Эти два типа бассейнов располагаются часто поблизости друг от друга и имеют небольшие различия в отношении генезиса или способа выполнения осадками (фиг. 136).

1. Интракратонные бассейны

Интракратонные бассейны являются классическим типом осадочных бассейнов. Хорошими примерами их являются бассейны Уиллистон, Мичиган и Иллинойс в Северной Америке, бассейн Маранхао в Бразилии, бассейны Мурзук и Куфра в Сахаре [18, 62, 63, 12, 67, 45, 13, 39]. На фигурах 137—140 показана форма этих бассейнов и расположение внутри кратонов.

Классическим примером интракратонного бассейна является бассейн Уиллистон. Он содержит породы всех геологических перио-



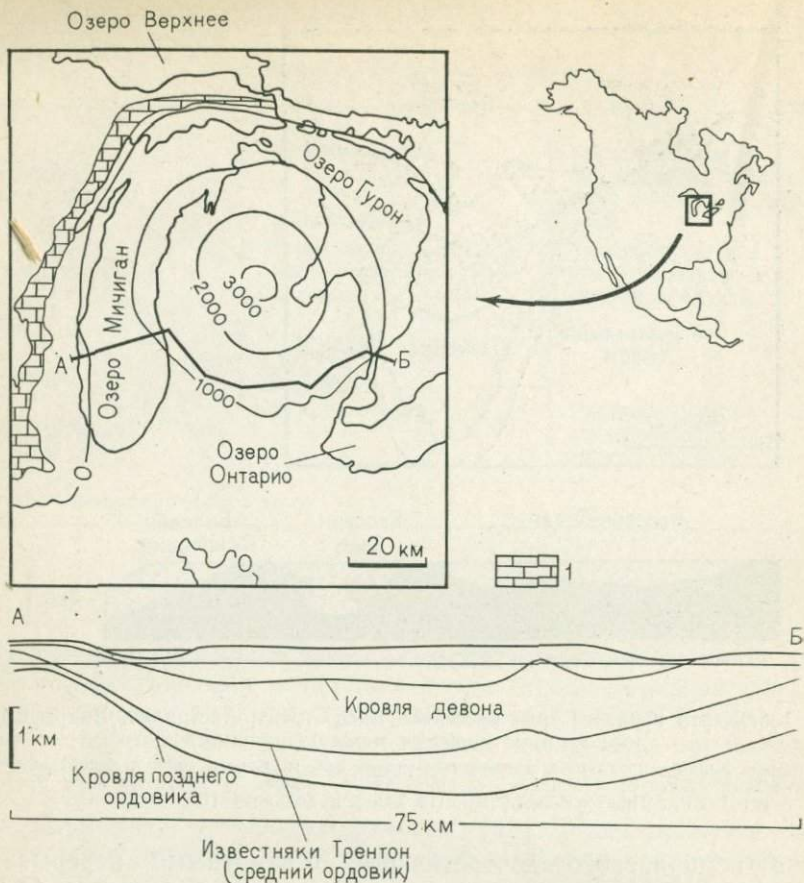
Фиг. 136. Карта и разрез трех бассейнов Басс-Стрейт, Австралия. Видны сложные взаимоотношения между бассейнами.

Пунктирные линии — изобахты, проведенные через 1000 м. Строго говоря, бассейны Отвэй и Джипсленд относятся к заливам, соединяющимся с океаном. Только бассейн Басс является замкнутым. По Уиксу и Хопкинсу [75]

дов от кембрийского до третичного, с заметными перерывами только в перми и триасе, мощностью около трех километров. Осадконакопление охватывает широкий диапазон обстановок, включая речные и морские пески, рифогенные карбонатные породы, эвапориты и пелагические илы, отложенные близ волнового базиса. Отсутствуют глубоководные морские осадки, турбидиты, дельтовые фации, не отмечено изверженных пород и синседиментационных разломов.

Длительная история развития, разнообразие фаций и структурная простота характерны также и для других бассейнов интракратонного типа. Важно заметить, что осадочные фации, несмотря на различия в литологии и обстановках осадконакопления, редко свидетельствуют о глубоководных обстановках или о внезапном опускании дна бассейна. Отложение происходило близ уровня моря. Следовательно, дно опускалось постепенно, а в случае катастрофических событий все равно осадки накапливались достаточно быстро, так что постоянно бассейн был почти заполнен отложениями.

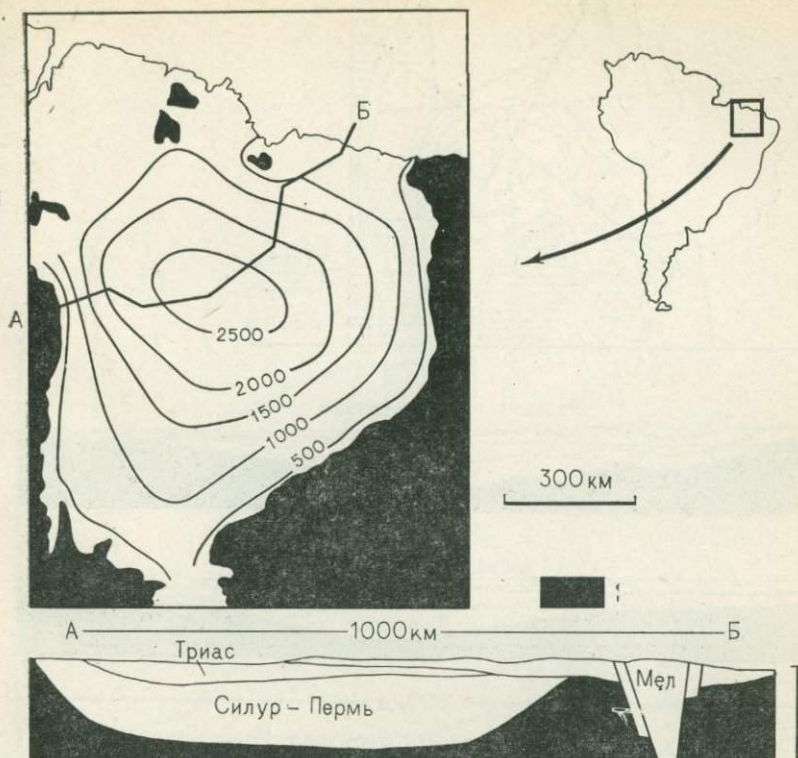
Бассейны этого типа обнаруживаются в пределах современных континентальных окраин, но совершенно очевидно, что они часто



Фиг. 137. Карта и разрез Мичиганского бассейна в районе Великих Озер, Северная Америка. Почти округлая форма бассейна подчеркивается структурной картой с изогипсами, проведенными по поверхности формации Известняков Трентон (1), средний ордовик. По Кохи и Лэндесу [12]

связывались с морем. На это указывает наличие в них отложений морских карбонатов и эвапоритов. В эти периоды, следовательно, бассейны могли представлять собой морские заливы.

К современным аналогам относятся Гудзонов залив и Балтийское море, которые находятся, соответственно, на Канадском и Балтийском щитах. Прерывистые подъемы открытой краевой части заливов приводят к изоляции бассейна от океана. В результате осаждаются эвапориты или континентальные отложения. Интересный пример этого имеется в бассейне Мурзук в Ливии. С северного края этот бассейн отделялся от моря Тетиса дугой Гаргаф, тектонической структурой, которая контролировала осадконакопление на протяжении большей части палеозойского и мезозойского вре-



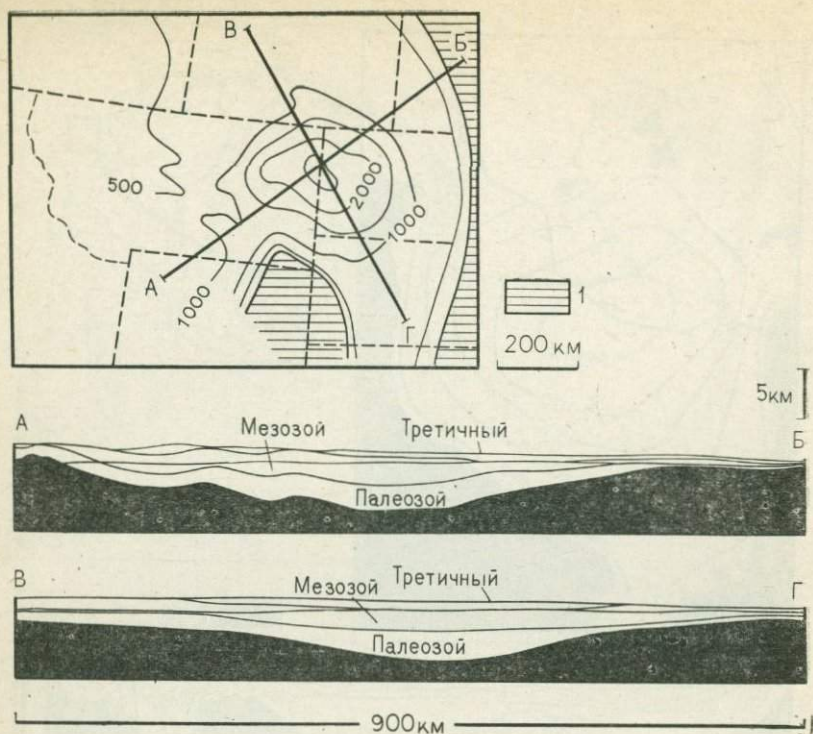
Фиг. 138. Вверху: карта изопакит осадочной толщи бассейна Маранхао в Бразилии, иллюстрирующая почти округлую форму бассейна. Внизу: разрез бассейна Маранхао. По данным Меснера и Вулдриджа [45].

I — фундамент

мени. Тем не менее анализ палеопотоков в отложениях кембрийско-ордовикского и мезозойского возраста указывает на северное направление палеосклона, проходившего через дугу Гаргаф (см. фиг. 140). Эти данные говорят о том, что бассейн Мурзук периодически превращался из залива в бассейн, пока не приобрел структурно закрытую форму интракратонного бассейна.

2. Эпикратонные бассейны

К эпикратонным относятся бассейны, располагающиеся по краям континентальной коры. Хотя по форме они близки к округлости, в них проявляется тенденция к переходу в залив, открытый в сторону прилегающего океана. Ось эпикратонного бассейна может погружаться ко дну океана или прерываться sill-подобными структурами на краю континентальной окраины. Примеры эпикратонных бассейнов это: побережье Миссисипского залива в Амери-



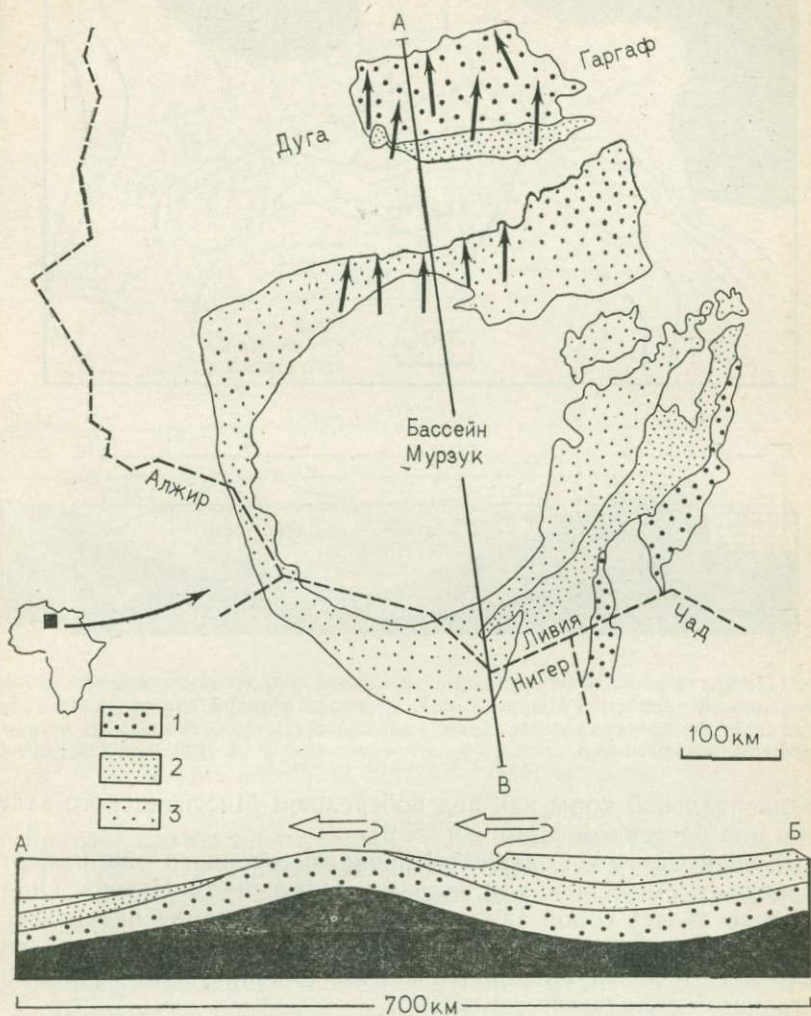
Фиг. 139. Структурная карта поверхности формации. Известняков Мэдисон (миссисипий), иллюстрирующая почти округлую форму бассейна Уиллистон. На разрезе видно, что бассейн выполнен отложениями многих периодов. По Даллмусу [15].

1 — отсутствие формации Мэдисон

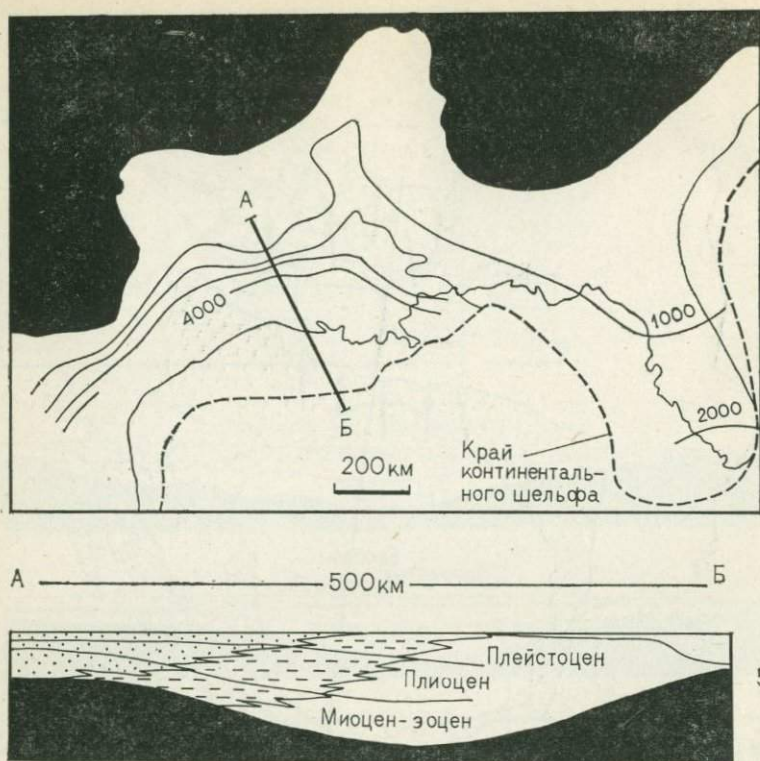
ке, бассейн Нигер и бассейн Сёрте в Северной Африке [77, 72, 73, 9, 57]. В общих чертах они иллюстрируются фигурами 141 и 142.

Бассейны Миссисипи и Нигера очень сходны. Оба образовались к концу мезозоя и продолжают быть местом активной седиментации до настоящего времени. Оба бассейна содержат базальный горизонт соли, которая в виде диапир прорывает более молодые осадочные породы. Горизонт соли Лоуанн бассейна Миссисипского залива юрского возраста. Полагают, что базальные отложения соли бассейна Нигера альб-аптского возраста [42].

Бассейны выполнены телами терригенных кластитов, которые были отложены в изменяющихся обстановках. Со стороны континента в заливах преобладают аллювиальные отложения. В сторону бассейна они переходят в различные прибрежные фации, которые включают как барьерные, так и дельтовые осадки. В сторону моря они становятся менее мощными, сменяются илами морского склона с некоторым развитием песчаных фаций турбидитов в основании склона. Геофизическими данными подтверждается утонение



Фиг. 140. Бассейн Мурзук в Ливии почти округлой формы расположен между Сахарским щитом на юге и Тетисом на севере. Анализ палеопотоков по флювиальным кембро-ордовикским и мезозойским отложениям показывает, что большую часть времени своего существования бассейн представлял собой залив, открывающийся к северу. По данным Мак Ки [44] и Бурулетта и Бирамжи [10]. Песчаники: 1—нижнепалеозойские, 2—верхнепалеозойские, 3—континентальные мезозойские

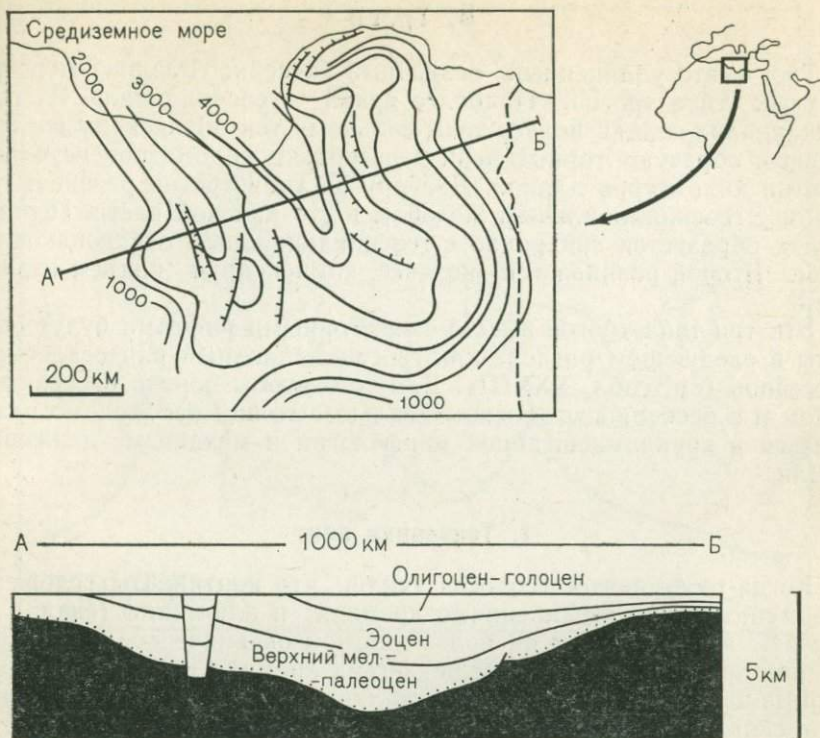


Фиг. 141. Карта изопахит третичной-современной осадочной толщи, выполняющей Миссисипский залив, по Мюррею [48], и разрез осадков залива, иллюстрирующий наступление осадочных фаций, венчающихся аллювиальными песками. Штриховкой показаны дельтовые пески, глинистые сланцы и угли. Светлое — глинистые сланцы прodelьты и шельфа

континентальной коры как под побережьем Миссисипского залива, так и под бассейном Нигера [72, 9].

Бассейн Сёрте в Северной Африке имеет много общих черт с побережьем Миссисипского залива и с бассейном Нигера. Он также представляет собой залив, открытый в сторону океанического бассейна (Средиземного моря). Бассейн Сёрте сформировался в конце мела и заполнялся более или менее непрерывно осадками до третичного периода включительно.

В противоположность двум другим предыдущим примерам, бассейн Сёрте был местом преобладающей карбонатной седиментации. Базальные пески и маломощные эвапориты перекрываются глубоководными верхнемеловыми и палеоценовыми глинистыми сланцами. Они имеют максимальные мощности во внутренних трогах, в то время как на близлежащих горстовых возвышенностях были отложены рифогенные карбонатные отложения. В эоцене залив Сёрте выполнялся почти километровой толщиной переслаивающихся карбонатов и эвапоритов. В конечной фазе, в олигоцене и миоцене,



Фиг. 142. Структурная карта среднемировой поверхности несогласия, залив Сёрте, по Сэнфорду [57], и разрез отложений залива Сёрте. В противоположность Миссисипскому заливу, залив Сёрте выполнен в основном карбонатными отложениями, эвапоритами и глинистыми сланцами и лишь небольшими количествами песка в начальную и конечную фазы

бассейн выполнялся терригенными и карбонатными осадками как в морской, так и в континентальной обстановках. Активная история бассейна завершилась проявлением базальтового вулканизма в плейстоцене.

Эти краткие сведения о трех эпикратонных бассейнах показывают их различия с ранее описанными интракратонными бассейнами. Эпикратонные бассейны гораздо менее стабильны, чем интракратонные, благодаря их расположению на континентальных окраинах. Первоначальное опускание бассейна может быть быстрым, в результате чего ранние фазы представлены глубоководными отложениями. Дно бассейна Сёрте повсеместно разбито разломами и характеризуется проявлениями магматической деятельности. Однако эпикратонные заливы, как и интракратонные бассейны, могут быть выполнены и карбонатными, и терригенными осадками. Различия обусловлены степенью подъема прилегающих участков земной коры.

В. Троги

Трог — это удлиненный осадочный бассейн. Различаются три главных типа трогов. Наиболее яркий — геосинклиналь. В геосинклиналях осадки подвержены сильному тектоническому воздействию и образуют горные цепи в несколько километров глубиной и сотни километров длиной. Два других типа трогов развиваются рядом с геосинклинальным желобом в его краевой части. Первый из них образуется синхронно с геосинклинальным осадконакоплением. Второй развивается позднее, компенсируя подъем горной цепи.

Эти три типа трогов вместе с межгорными рифтами будут описаны в следующем разделе как геосинклинальный ряд осадочных бассейнов (см. табл. XXXIII). Для того чтобы понять бассейны в целом и в особенности геосинклинальные толщи необходимо обратиться в крупномасштабной морфологии и механизме движений Земли.

1. Тектоника плит

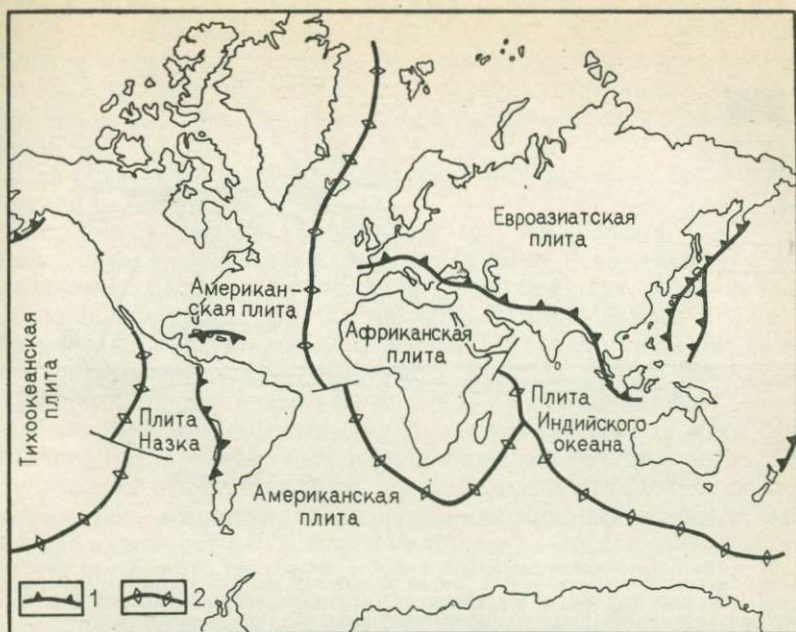
Когда-то студентов-геологов учили, что континенты сложены преимущественно соединениями кремния и алюминия (сиаль) и плавают изостатически на более плотной океанической коре, сложенной преимущественно соединениями кремния и магния (сима). Горные цепи находятся там, где сталкивались континенты и возникли складчатые пояса осадков в трогах между ними. Сжатие осадков моря Тетиса привело к образованию классической альпийской системы гор. Главной причиной этого явления было столкновение европейского и африканского щитов.

Образование таких горных цепей, как Аппалачи и Анды, трудно было уложить в эту простую схему, так как одна половина «тисков» отсутствует. Предполагалось, что другой континент, располагавшийся на океанической стороне такой горной цепи, погрузился, что явно противоречило принципу изостазии. Альтернативным предположением было то, что континенты могли дрейфовать по земной поверхности. Ключевым признаком такого дрейфа служили почти согласные очертания континентов расположенных вдоль Атлантического океана [76, 69].

Эти идеи были пересмотрены на основании современных достижений в океанографии и геофизике, что привело к созданию обновленной модели, называемой «тектоникой плит», или «новой глобальной тектоникой».

На эту тему имеется громадное количество литературы. Основные работы — это книги Уилли [78], Тарлинга и Ранкорна [68], Сейферта и Сиркина [61]. Последующее краткое рассмотрение этих концепций показывает возможности их использования в анализе осадочных бассейнов вообще и геосинклиналей.

Новая глобальная тектоника базируется на концепции, что поверхность Земли сложена мозаикой из жестких плит (фиг. 143).



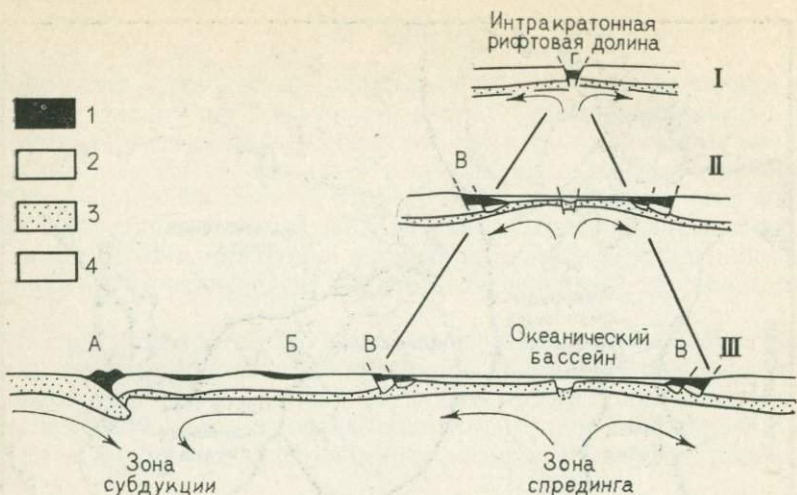
Фиг. 143. Главные зоны субдукции (1) и спрединга (2) морского дна. Новые участки коры генерируются у зон спрединга путем поднятия вдоль осей вулканических рифтов и погружаются в мантию в зонах субдукции (составлено с упрощениями по данным разных авторов)

Эти жесткие плиты, называемые литосферными, состоят из непрерывного слоя базальтовых пород, выше которого расположен прерывистый слой континентальной коры. Слой верхней мантии соответствует в основном «симе» и образует дно океанических бассейнов. Кора образует гранитоидные континентальные участки, соответствующие «сиалю».

Собранные многими учеными доказательства говорят о том, что не кора движется по верхней мантии, а литосфера может перемещаться над более глубокими горизонтами астеносферы. Современные геофизические данные подтверждают, что граница между жесткой литосферой и пластичной астеносферой находится на глубинах 100—150 км под поверхностью Земли (фиг. 144).

Новообразованный материал литосферы пополняется в зонах спрединга морского дна. Это участки срединных океанических хребтов. Хребты характеризуются сейсмической и вулканической активностью, высоким тепловым потоком, а по топографии и палеомагнитным данным они симметричны сторонам осевых рифтовых долин. Хребты сложены молодыми базальтами, которые покрываются все более древними пелагическими осадками в направлении от хребта.

Вновь образованная в зонах спрединга морского дна литосфера перемещается, и в конечном итоге на своих краевых частях подо-



Фиг. 144. Схематический разрез, иллюстрирующий основные концепции тектоники плит.

1 — осадки; 2 — континентальная кора; 3 — океаническая кора; 4 — мантия.

I — начало спрединга морского дна, в данном случае под континентальной корой. Происходит куполообразный подъем и образуется вулканическая рифтовая долина (Г). Пример современного рифта — Это Восточно-Африканский рифт. II — при продолжающемся поднятии две новые плиты расталкиваются одна от другой. Новая океаническая кора образуется путем экстенсивной вулканической деятельности между двумя бассейнами, окаймленными грабеновыми уступами (В). Эта стадия формирования коры сейчас наблюдается в Красном море. III — новая кора продолжает формироваться вдоль зоны спрединга. Две континентальные плиты, теперь разделенные, на противоположных сторонах включают океанические краевые бассейны (В). Далеко слева находится зона субдукции, в которую кора погружается. Это место образования геосинклинального трога (А). Интракратонные бассейны встречаются на континентальной коре (Б). С этой схемой сходен реальный разрез от Анд до Африки

двигается под земную кору в так называемых зонах субдукции. Некоторые зоны субдукции находятся на стыке континентальной и океанической плит, как, например, в Центральной Америке и по краям центральных и южных Анд. В зоне субдукции, где встречаются океаническая и континентальная плиты, формируются островные дуги. Континенты дрейфуют по плитам как по ленте конвейера.

Концепция тектоники плит намного более сложна, чем приведенные объяснения, и не всеми принята [46]. Тем не менее это одна из наиболее прогрессивных концепций в настоящее время, влияющая на все отрасли геологии. Тектоника плит обуславливает переоценку концепций анализа бассейнов осадконакопления, особенно в случае тектонических линейных трогов, называемых геосинклиналями.

2. Геосинклинали

Концепция геосинклиналей была одной из наиболее популярных идей в геологии, поскольку она столкнула интересы ученых во многих областях геологии, включая структурную геологию, геологию изверженных и метаморфических пород, стратиграфию и геофизику.

Эта концепция возникла в результате работ Холла [29] и Дана [16, 17] в Аппалачах. Здесь горный хребет сложен очень мощной толщей мелководных осадков, указывающих на наличие непрерывного погружения линейного трога в течение длительного промежутка времени, за которым последовали тектонические движения и подъем.

В Европе теория геосинклиналей была введена Хогом [31] в применении к Альпам.

Постепенно термин «геосинклиналь» стал широко и неудачно использоваться, при этом включая все типы осадочных бассейнов. Опубликован был целый ряд работ, посвященных геосинклиналям и их классификации [59, 65, 37, 25]. В монографии Обуэна [2] геосинклинальная концепция изложена детально в таком виде, в каком обычно понимали ее большинство геологов, и модель этого автора проиллюстрирована на примерах ряда районов.

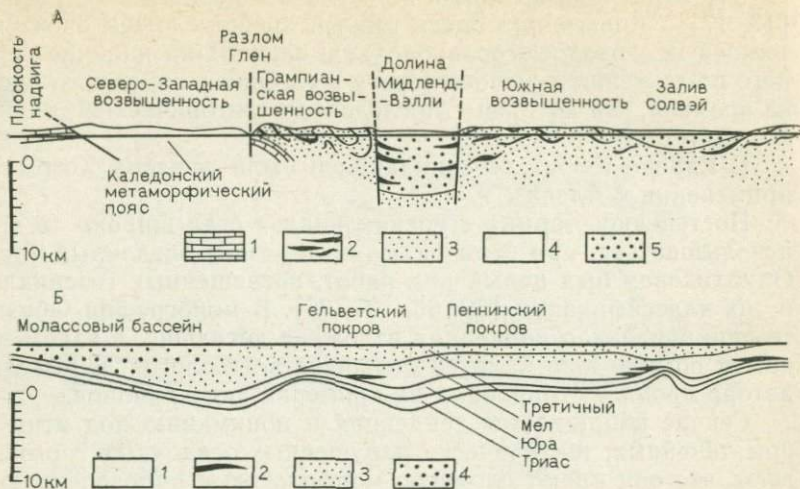
Сейчас наблюдается тенденция к пониманию под этим термином линейных, тектонически нарушенных осадочных трогов. Полагают, что они имеют сложную морфологию и определенную последовательность структурной эволюции, осадочных фаций и магматической активности. На фиг. 145 показана геосинклинальная модель в понимании Обуэна. На фиг. 146 даны два примера.

По исследованиям Обуэна, основанным большей частью на изучении складчатого пояса Гелленид в восточном Средиземноморье, геосинклинали разделяются на несколько тектономорфных зон. Устойчивая краевая часть кратона (форланд) по горизонтали переходит в мелкий трог — миогеосинклиналь (передовой прогиб, по некоторым авторам). Он отделяется положительной осевой частью, миогеоантиклиналью, от эвгеосинклинального прогиба, который является основным активным и неустойчивым трогом. Эвгеосинклиналь отделяется от океана эвгеоантиклиналью. Эта вторая положительная структура является островной дугой с развивающимся вулканизмом.



Фиг. 145. Схематический разрез геосинклинали с указанием различных структурных элементов. По Обуэну [2].

1 — флишевая фация; 2 — офиолиты



Фиг. 146.

А — разрез каледонской геосинклинали на Британских островах, по данным Стоунлея [66]. Длина разреза — 800 км. Флишевые фации, представленные в основном турбидитовыми граувакками, имеют возраст от докембрия (рифей) до силура. Они повсеместно регионально метаморфизованы в Шотландской геосинклинали, но только слабо смяты в складки в миогеосинклинали Уэльс. Девонские песчаники олдред — это посторогенная моласса каледонского орогенеза.

1 — шельфовые известняки и песчаники, 2 — вулканиты; 3 — флишевые фации докембрий-силура; 4 — докембрийский фундамент; 5 — молассовые фации (олдред, девон).

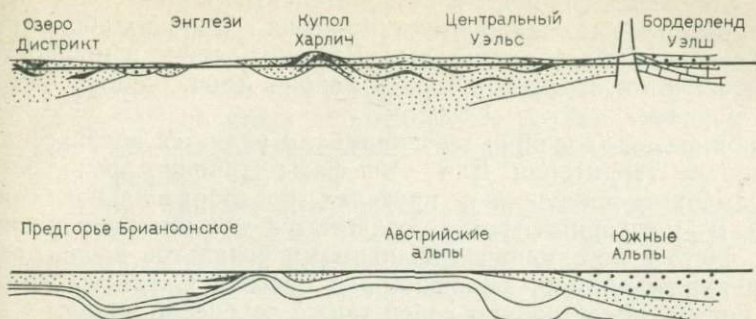
Б — палинстастический разрез через Альпы.

по данным Бернулли и др. [5] с указанием осевой зоны толщи мезозойских и третичных отложений, ограниченных более молодыми посторогенными молассовыми бассейнами. Длина разреза 600 км. На этой схеме не показано воздействие надвигов альпийского орогенеза 1 — шельфовые известняки и пелагические глинистые сланцы; 2 — вулканиты; 3 — флишевые фации (мел — третичный период); 4 — молассовые фации (третичный период)

Эволюция геосинклинали начинается с развития напряженного прогиба со стороны будущей эвгеосинклинали. Синхронно с образованием шельфовых карбонатных пород и шельфовых песков на прилегающей части стабильной платформы в бассейне развиваются пелагические карбонатные илы и радиолариевые кремнистые породы.

Прогиб углубляется с образованием эвгеосинклиальной удлиненной впадины. Проявления подводного вулканизма приводят к образованию толщи переслаивания кремнистых пород с подушечными лавами, офиолитами и спилитами [34]. Это и есть триада Стейнмана (см. с. 89). Одновременно образуется удлиненная впадина миогеосинклинали, отделенная от эвгеосинклинали многоэантиклиналью.

Осадконакопление в миогеосинклиальной впадине имеет все еще большей частью шельфовый характер, здесь образуются мелководные морские фации, поскольку погружение идет достаточно постепенно, чтобы накопление осадков от него отставало. Осадки миогеосинклинали отличаются от осадков форланда скорее по большей мощности, чем по фациям. Миогеосинклинали во многом сходны с эпикратонными бассейнами.



Непрерывная вулканическая деятельность ведет к подъему эвгеоантиклинали. Она становится важным источником терригенного материала, незрелого по структуре и минеральному составу, часто вулканокластического. Эти отложения образуются в пределах эвгеосинклинали как турбидиты с образованием флишевых фаций.

Термин «флиш» имеет длинную и сложную историю в геологической литературе. Как и концепция геосинклиналей, этот термин очень живуч. Детальные описания флишевых фаций даны Дзулинским и Уолтоном [23] и Лажуа [40]. Семантика флиша обсуждена Шу [33], а обзор фаций в свете новой глобальной тектоники дан Ридингом [53]. Флиш обычно рассматривается как синорогенные отложения геосинклинальных трогов. В седиментологическом плане он почти всегда проявляет текстуры турбидитов. Петрографически флиш разнообразен, но в более древних палеозойских и протерозойских геосинклиналях для него характерен граувакковый тип. Однако известен и карбонатный флиш, а в геосинклинали Гелленд трого выполнены обломочными карбонатными турбидитами, поступающими, вероятно, с прилегающей миогеоантиклинали.

Главная орогенная фаза геосинклиналей разнообразна и ее обсуждение выходит за рамки настоящей работы. Она может характеризоваться образованием крутых надвигов и синклинальных складок (горы Роки, Скалистые горы) или перевернутых складок и пологих надвигов (Альпы). Орогенез включает также региональный метаморфизм и плутоническую активность в пределах эвгеосинклинали. В процессе орогенеза ось поднимающейся эвгеоантиклинали мигрирует по направлению к кратону. Это вызывает смещение оси флишевой фации в том же направлении и распространение зоны накопления осадков на зону передового прогиба. В процессе миграции происходит смена флишевых фаций молассовыми. Термин «моласса», также как и «флиш», приобретал различный смысл после того как в 1897 г. впервые был использован Бертрамом при изучении французских Альп. Под молассовыми отложениями обычно понимают «позднеорогенные кластические тела, которые отложены вдоль линейных передовых прогибов на флангах

кратонов» [71]. Это в основном грубозернистые терригенные осадочные породы с обильной примесью конгломератов, небольшой примесью глинистых сланцев и незначительным количеством известняков. Эти пласты осаждаются обычно не в морских обстановках, а в речных и фангломератовых. Размеры зерен и мощность слоев уменьшаются от фронта гор. В районе Альп, однако, часть моласс — морские.

Конечной фазой эволюции геосинклинали является эпейрогенический подъем территории. Для этой фазы типично проявление блоково-глыбовых движений в пределах новообразованной горной цепи. В межгорных трогах отлагаются мощные неморские кластиты, часто в ассоциации с излияниями базальтов вдоль разломов. Типичный пример — провинция и бассейн Скалистых гор. Хороший пример представляют собой также девонские породы Северной Атлантики, отложившиеся в посторогенном осадочном бассейне. Эти континентальные красноцветные толщи включают как посторогенные молассы передового прогиба, например фации Поконо и Кэтскилл в Аппалачах, так и отложения межгорных рифтовых бассейнов типа района Мидленд-Воллей в Шотландии [24].

Итак, геосинклинальное осадконакопление показывает, что эволюция геосинклинали приводит к образованию четырех различных типов осадочных бассейнов, называемых геосинклинальным рядом (см. табл. XXXIII). Каждый такой бассейн характеризуется своей морфологией, тектоническим положением, временем развития и типом выполнения. В эвгеосинклинальном бассейне осаждаются доорогенные пелагические осадки, которые перекрываются синорогенной флишевой фацией. Эти породы обычно тектонически деформированы и метаморфизованы. Главный флишевый трог часто сопровождается рифтовыми трогами меньшего порядка, выполненными посторогенными континентальными кластитами. Между главной осью геосинклинали и кратоном в передовом прогибе развиваются два типа бассейнов. Отложения более раннего эпикратонного бассейна часто перекрываются чехлом посторогенной молассы, представленной континентальными терригенными осадками, принесенными с поднимающейся горной цепи.

Геосинклинальная модель, обрисованная в общих чертах выше, в последние годы пересмотрена с позиций новой глобальной тектоники. Ахмад [1] и Кони [14] критически рассмотрели эту концепцию на основе того, что временной оттенок развития геосинклинального цикла с выделением начального, срединного и конечного интервалов едва ли совместим с непрерывностью процессов субдукции и спрединга, постулируемых в новой теории.

Более конструктивные попытки объединения концепций геосинклинали и тектоники плит были предприняты Митчелом и Ридингом [47], Швабом [60] и Робертсом [55]. Митчел и Ридинг показали, что большая часть геосинклиналей, древних и современных, разделяются на четыре главных типа.

Атлантический тип геосинклиналей развит по краям континентов, которые не являются зонами субдукции (как это видно в со-

временной Атлантике). Седиментация здесь идет в основном в виде карбонатных шельфовых пород, песчаников и флишевых осадков поднимающегося океана, которые Шваб [60] сравнивает с миогеосинклинальным и эвгеосинклинальным типами. Эти осадки осаждаются в неорогенной ситуации. Флишевые фации могут быть, хотя и не обязательно, следствием турбидитовых процессов, как продукты отложения потоков на океаническом дне (см. с. 173), а Стэнли [64] полагает, что отложения краевых частей Атлантики следует называть флишоидами, в отличие от синорогенного турбидитового флиша.

Андский тип геосинклиналей характерен для зон субдукции, где океаническая кора погружается вдоль подводного желоба близ континентальной дугообразной горной цепи.

Островодужный тип геосинклиналей обнаруживается там, где зона субдукции вовлекает только океаническую кору.

Четвертый тип, тип геосинклиналей Японского моря, имеет место там, где между континентом и островной дугой находится малый океанический бассейн.

Эта схема достаточно хорошо объединяет теории геосинклиналей и тектоники плит и помогает объяснить многие типы древних геосинклинальных прогибов.

Г. Рифты

Рифтовые бассейны представляют собой протяженные, ограниченные разломами трюги, которые проявляются в разнообразных тектонических ситуациях и включают разнообразные осадки. Они представляют собой важный источник залежей нефти и газа, эвапоритов и металлов. Более того, в рифтовых бассейнах мы находим ключ к пониманию новой глобальной тектоники. На эту тему опубликован ряд работ [70; 36; 68, с. 731—788].

Имеются четыре главных типа рифтовых бассейнов с различным тектоническим положением и характером выполняющих их осадков.

Посторогенные межгорные рифты геосинклинальных поясов были описаны в предыдущем разделе. Они генетически отличаются от всех других рифтовых бассейнов благодаря происхождению в условиях напряжения растяжения.

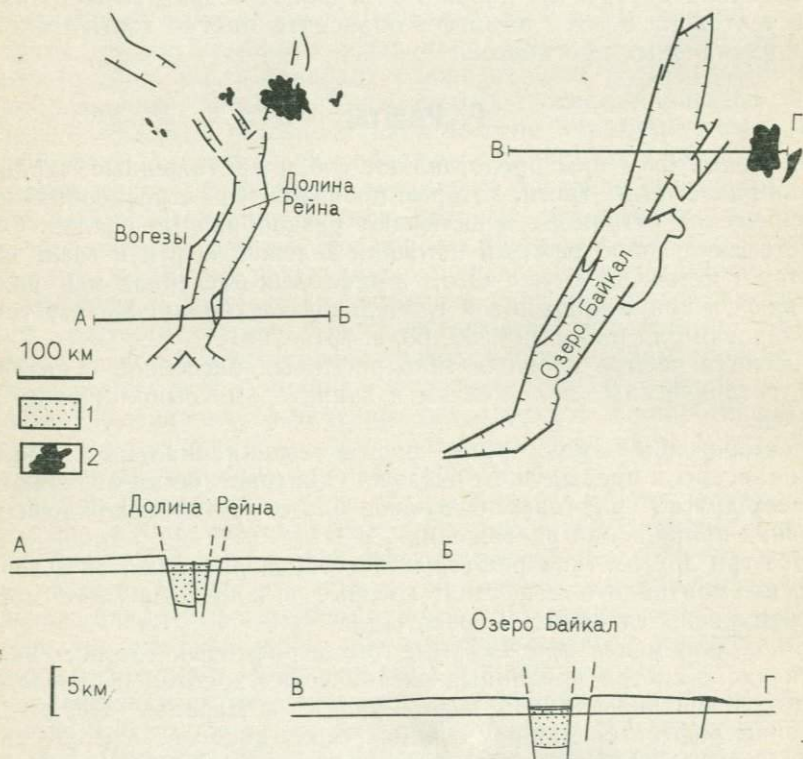
Все три других типа рифтовых бассейнов развиваются в зонах подъема мантийного вещества, которые в конечном счете могут перейти в зоны спрединга морского дна.

Более или менее протяженные линии рифтовых долин находятся вдоль систем срединных океанических хребтов и прослеживаются в континентальной коре Африки и Европы. Осадочные бассейны рифтов срединных океанических хребтов относительно мало изучены. Они, вероятно, выполнены в основном пелагическими осадками, которые переслаиваются с вулканогенными образованиями новой океанической коры, генерирующей в зонах магматической и сейсмической активности.

Другие типы рифтовых бассейнов образуют непрерывный ряд, связанный с постепенным разрушением и латеральным дрейфом континентальных окраин. Шнейдер [58] показал зависимость между тектоническими явлениями и осадочными фациями на фоне дрейфа континентов. Ниже будут описаны различные типы бассейнов.

1. Внутриконтинентальные рифтовые бассейны

Первую фазу развития рифтов можно видеть в пределах кра-тонов с континентальным типом земной коры. Локализованные поднятия генерируют гребнеобразные напряженные рифты. От максимального купольного поднятия обычно простираются трех-лучевые рифтовые системы. Рифты заполняются континентальными озерно-речными осадками, покрывающими пространство между тектоническими границами рифта. Следствием магматической активности являются лавовые и вулканокластические переотложенные осадки бассейна.



Фиг. 147. Карты и разрезы рифтовых бассейнов долины Рейна (ФРГ) и Байкала (СССР). Изображены в одном и том же масштабе.

Бассейны выполнены в основном третичными неморскими обломочными и вулканическими породами; 1 — осадки рифтовой долины; 2 — вулканиты

Наиболее хорошо изученными континентальными рифтовыми системами являются Байкал в Сибири, долина Рейна в Германии и Восточно-Африканский рифт. Байкальский рифт развился на фундаменте палеозойских и докембрийских пород. Он имеет длину около 400 км и ширину 50 км. Деформации с короблением и погружением коры начались в миоцене, активное образование рифта — в плиоцене. Байкальский рифт сейчас выполнен 5-км толщей неморских кластитов [56].

Рейнский грабен пересекает Рейнский щит, а по западному и восточному краям его образовались Вогезы и Черногорье, (фиг. 147). Рифт появился, вероятно в среднем эоцене. Здесь отложена толща мощностью свыше 3 км различных неморских фаций осадков и все еще отмечается сейсмическая активность, сопряженная с погружением. Длина бассейна составляет около 250 км, а ширина в местах наибольшего развития около 40 км [35]. Некоторые геологи, однако, полагают, что рейнский грабен является составной частью линейной системы рифтовых бассейнов, прослеживаемой от Северного моря через Рейн до долины Роны и далее через Средиземное море до грабена Хон в Ливии.

Другая зона рифтов, субпараллельная первой, проходит от Суэца на юг через Красное море вплоть до великих озер Восточной Африки. Эти внутриконтинентальные рифтовые долины Восточной Африки аналогичны рейнскому грабену. Сейчас это сейсмически и вулканически активные зоны. Будучи врезанными в Африканский щит, сложенный докембрийскими метаморфическими породами, они выполнены позднеэоценовыми и современными вулканическими и озерно-речными отложениями [19,3].

2. Межкратонные рифты

Дальнейшее растяжение и утонение континентальной коры под рифтом опускает дно рифта до уровня моря. Морская вода время от времени заполняет рифтовую долину, а локальные подъемы дна на фоне его общего погружения могут привести к образованию ловушек соленой воды. В результате обломочные фации перекрываются эвапоритами.

Суэцкий грабен — пример этой следующей стадии эволюции рифтового бассейна. Здесь дорифтовые породы фундамента перекрыты примерно четырехкилометровой толщей осадков миоцена, которая в нижней части сложена терригенными породами группы Гарандал, в верхней части — эвапоритовыми отложениями. В них различаются ассоциации гипсо-ангидритов, мергелей, каменной соли, доломитов и водорослевых известняков [32].

Суэцкий залив открыт к югу в сторону Красного моря. Это истинный межкратонный рифтовый бассейн. Он образован путем раскалывания коры Арабо-Нубийского кратона (фиг. 148). В осевой части Красного моря распространены пелагические фации морских осадков, которые перекрываются вулканитами. В участках необычных «горячих точек» на дне моря образовались рас-



Фиг. 148. Карта бассейнов Восточно-Африканской рифтовой долины и ее продолжения в Красном море и разрез через Красное море. Показаны прибрежные осадочные бассейны и осевая часть разреза, в которой вулканическая деятельность приводит к образованию новой океанической коры. По Лоуэллу и Генику [41].

1 — платобазальты; 2 — осадки; 3 — новая вулканогенная океаническая кора

соли и осаждаются природные металлы [20]. В мелководных участках залегают вулканические породы, а гравиметрические и магнитные данные указывают на относительно неглубокое залегание океанической коры [41].

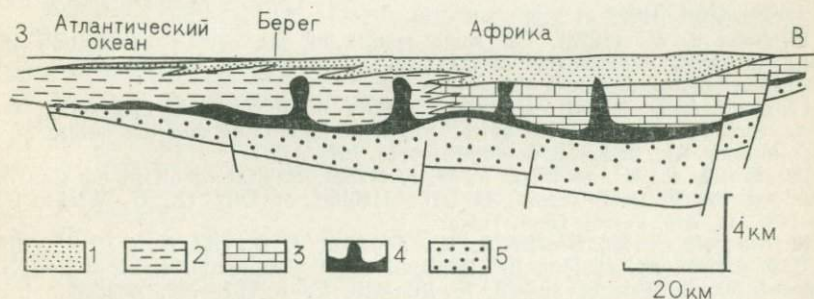
Окраины Красного моря маркируются двумя параллельными бассейнами осадконакопления. Они характеризуются падением

пород в сторону от оси Красного моря и структурно осложнены горстами и грабенами. Существенно, что стратиграфически эти краевые бассейны межкратонного рифта смежные с Суэцким грабеном. Фундамент перекрывается мощной толщей красноцветов, которые в свою очередь перекрываются мощной толщей эвапоритов в грабенах и рифогенными карбонатными породами в горстах [41]. На этих миоценовых осадках залегают плиоценовые и более молодые осадки как морского, так и неморского происхождения, как карбонатные, так и терригенные.

Южный вход в Красное море представляет собой продолжение хребта Карлсберг в Индийском океане. Следовательно, внутрикратонные и межкратонные рифтовые бассейны генетически связаны с океаническими хребтами и осевыми рифтами, которые маркируют зоны спрединга морского дна.

Из данных, свидетельствующих о спрединге морского дна, наблюдаемого на ранних стадиях образования рифта Красного моря и сопряженных рифтов, следует, что аналогичные бассейны «полуграбенов» со сходными последовательностями фаций должны присутствовать, например, вдоль берегов Атлантического океана.

Это действительно наблюдается в южной Атлантике. Побережья Бразилии и Африки, от Сенегала до Габона, включают ряд прибрежных горстовых и грабеновых бассейнов. В каждом из бассейнов базальные неморские кластиты перекрываются эвапоритами, которые образуют диапиры в перекрывающих более молодых осадках значительной мощности (фиг. 149). По существу, они относятся к геосинклиналям Атлантического типа, охарактеризованного Ридингом и Митчелом [52].



Фиг. 149. Разрез через бассейн Габон. По Бринку [8]. Это типичный пример океанического краевого бассейна — конечный продукт развития от рифта к дрейфу. В типичных бассейновых отложениях видна вертикальная последовательность в напластовании континентальных обломочных осадков, эвапоритов и морских осадков.

1 — речные дельтовые песчаники, третичные; 2 — морские глинистые сланцы, третичные; 3 — меловые известняки; 4 — аптские соли; 5 — доаптские континентальные кластиты

Список литературы

1. *Ahmad F.* (1968). Orogeny, geosynclines and continental drift. *Tectonophysics* 5, 177—189.
2. *Aubouin J.* (1965). „Geosynclines“ *Developments in Geotectonics*, Vol. I. Elsevier, New York. 335 pp.
3. *Baker B. H., Mohr P. A. and Williams L. A. J.* (1972). Geology of the eastern rift system of Africa. *Spec. Pap. geol. Soc. An. No.* 136.
4. *Belmonte Y., Hirtz P. and Wenger R.* (1965). The salt basins of the Gabon and Congo (Brazzaville). In „Salt Basins Around Africa“ 55—78. *Inst. Petrol.*, London.
5. *Bernoulli D., Laubscher H. P., Trumphy R. and Wenk K.* (1974). Central Alps and Jura Mountains. In „Mesozoic—Cenozoic Orogenic Belts“ 85—108. *Geol. Soc. Lond. Sp. Pub. No.* 4.
6. *Bertrand M.* (1897). Structure des Alpes Francaise et recurrence de certaines facies sedimentaires. *Rep. Int. geol. Cong. 6th Session. Comptes Rendus*, 161—177.
7. *Bott M. H. P. and Johnson G. A. L.* (1967). The controlling mechanism of Carboniferous cyclic sedimentation. *Q. Jl geol. Soc. Lond.* 122, 421—441.
8. *Brink A. H.* (1974). Petroleum geology of Gabon basin. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 58, 216—235.
9. *Burke K.* (1972). Longhore drift, submarine canyons, and submarine fans in development of Niger Delta. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 56, 1975—1983.
10. *Burrollet P. F. and Byramjee R.* (1969). Sedimentological remarks on Lower Paleozoic Sandstones of South Libya. In „Geology, Archaeology and Prehistory of the Southwestern Fezzan, Libya“ (W. H. Kanes, Ed.) 91—102. *Petrol. Explor. Soc. Libya. Tripoli.*
11. *Carver R. E.* (1968). Differential compaction as a cause of regional contemporaneous faults. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 52, 414—419.
12. *Cohee G. V. and Landes K. K.* (1952). Oil in the Michigan basin. In „The Habitat of Oil“ (L. G. Weeks, Ed.), 473—493. *Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa.*
13. *Conant L. C. and Goudarzi G. H.* (1967). Stratigraphic and tectonic framework of Libya. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 51, 719—730.
14. *Coney P. J.* (1970). The geotectonic cycle and the new global tectonics. *Bull. geol. Soc. Am.* 81, 739—747.
15. *Dallmus K. F.* (1952). Mechanics of basin evolution and its relation to the habitat of oil. In „The Habitat of Oil“ (L. G. Weeks, Ed.), 883—931. *Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa.*
16. *Dana J. D.* (1873). On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior. *Am. J. Sci.* 5, 423—443.
17. *Dana J. D.* (1873). On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior. *Am. J. Sci.* 6, 6—14, 104—115, 161—172.
18. *Darling G. B. and Wood P. W. J.* (1952). Habitat of oil in the Canadian portion of the Williston basin. In „The Habitat of Oil“ (L. G. Weeks, Ed.), 129—148. *Am. Ass. Petrol. Geol. Tulsa.*
19. *Darrcott B. W., Girdler R. W., Fairhead J. D. and Hall S. A.* (1973). The East African rift system. In „Implications of Continental Drift to the Earth Sciences“ (D. H. Tarling and S. K. Runcorn, Eds), 757—766. *Academic Press, London and New York.*
20. *Degens E. T. and Ross D. A.* (Eds) (1969). „Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea“ *Springer-Verlag, Berlin.* 600 pp.
21. *De Sitter L. U.* (1964). „Structural Geology“ *McGraw-Hill, London.* 551 pp.
22. *Drake C. L., Ewing J. I. and Stokand H.* (1968). The continental margin of the United States. *Can. J Earth Sci.* 5, 99—1110.
23. *Dzulinski S. and Walton E. K.* (1965). „Sedimentary Features of Flysch and Greywacke“ *Elsevier, Amsterdam.* 300 pp.

24. *Friend P. F.* (1969). Tectonic features of Old Red Sedimentation in North Atlantic borders. In „North Atlantic—Geology and Continental Drift“ (M. Kay, Ed.), 703—710. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir No. 12.
25. *Glaessner M. F.* and *Teichert C.* (1947). Geosynclines: a fundamental concept in geology. Am. Jr. Sci. 245, 465—482, 571—591.
26. *Grunau H. R.* (1965). Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. *Ecolog. geol. Helv.* 58, 157—208.
27. *Haile N. S.* (1968). Geosynclinal theory and the organizational pattern of the north—west Borneo geosyncline. *Q. Jt. geol. Soc. Lond.* 124—194.
28. *Halbouty M. T.*, *Meyerhoff A. A.*, *King R. E.*, *Dott R. H.*, *Klemme H. D.* and *Shabad T.* (1970). World's giant oil and gas fields, geologic factors affecting their formation and basin classification. In „Geology of Giant Petroleum Fields“ (M. T. Halbouty, Ed.), 502—555. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir No. 14.
29. *Hall A. J.* (1859). „Natural History of New York“ Vol. 3, 1—96. Paleontology. Appleton Century Crofts, N. York.
30. *Harrington H. J.* (1962). Paleogeographic development of South America. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 46, 1773—1814.
31. *Haug E.* (1900). Les geosynclinaux et les aires continentales. *Geol. Soc. Fr. Bull.* 28, 617—711.
32. *Heybroek F.* (1965). The Red Sea Miocene Evaporite basin. In „The Salt Basins Around Africa“ 17—40. Inst. Petrol. London.
33. *Hsu K. J.* (1970). The meaning of the work flysch, a short historical search. In „Flysch Sedimentology in North America“ 1—11. Spec. Pap. geol. Ass. Can. No. 7.
34. *Hynes A. J.*, *Nisbet E. G.*, *Smith A. G.*, *Welland M. J. P.* and *Rex D. P.* (1972). Spreading and emplacement age of some ophiolites in the Othris region, eastern central Greece. *Z. pdt. geol. Ges.* 123, 455—468.
35. *Illies J. H.* (1970). Graben tectonics as related to crust—mantle interaction. In „Graben Problems“ (J. H. Illies and E. St. Mueller Eds), 4—27. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
36. *Illies J. H.* and *Mueller E. St.* (1970). „Graben Problems“ Swcheizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 316 pp.
37. *Kay M.* (1944). Geosynclines in continental development. *Science*, N. Y. 99, 461—462.
38. *Kay M.* (1947). Geosynclinal nomenclature and the craton. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 31, 1289—1293.
39. *Klitzsch E.* (1970). Die Struktargeschichte der Zentralsahara. *Geol. Rdsch.* 59, 495—527.
40. *Lajoie J.* (Ed.) (1970). „Flysch Sedimentology in North America“ Spec. Pap. Geol. Soc. Can. No. 7, 272 pp.
41. *Lowell J. D.* and *Genik G. J.* (1972). Seafloor spreading and structural evolution of the southern Red Sea. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 56, 247—259.
42. *Masclé J. R.*, *Bornhold B. D.* and *Renard V.* (1973). Diapiric structures off Niger delta. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 1672—1678.
43. *McCave I. N.* (1971). Wave effectiveness at the sea bed and its relationship to bed—forms and deposition of mud. *J. sedim. Petrol.* 41, 89—96.
44. *McKee E. D.* (1965). Origin of Nubian and similar sandstones. *Geol. Rdsch.* 52, 551—587.
45. *Mesner J. C.* and *Wooldridge L. C. P.* (1964). Maranhao Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 48, 1475—1512.
46. *Meyerhoff A. A.* and *Meyerhoff H. A.* (1972). The new global tectonics: major inconsistencies. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 56, 269—336.
47. *Mitchell A. H.* and *Reading H. G.* (1969). Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading. *J. Geol.* 77, 629—646.
48. *Murray G. E.* (1960). Geologic framework of Gulf Coastal Province of United States. In „Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico“ (F. P. Shepard, F. B. Phleger and T. H. Van Andel, Eds), 5—33. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
49. *Perrodon A.* (1971). Classification of sedimentary basins: an essay. *Sci. Terre.* 16, 193—227.
50. *Pettijohn F. F.* (1957). „Sedimentary Rocks“ Harper Bros, New York. 718 pp.

51. Ramsay J. G. (1963). Stratigraphy, structure and metamorphism in the western Alps. Proc. geol. Soc. Lond. 357—392.
52. Reading H. G. and Mitchell A. H. (1969). Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading. J. Geol. 77, 629—646.
53. Reading H. G. (1972). Global tectonics and the genesis of flysch successions. Rep. 24th Int. geol. Cong. Montreal, 1972, Section 6, Stratigraphy and Sedimentology, 59—66.
54. Rich J. L. (1951). Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. Bull. geol. Soc. Am. 62.
55. Roberts R. J. (1972). Evolution of the Cordilleran fold belt. Bull. geol. Soc. Am. 83, 1989—2004.
56. Salop L. J. (1967). „Geology of the Baikal Region“ Vol. 2. Iyd. Nedra, Moscow. (In Russian.)
57. Sanford R. M. (1970). Sarir oil field, Libya—desert surprise. In „Geology of Giant Petroleum Fields“ (M. T. Halbouty, Ed.) 447—476. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir, No. 14.
58. Schneider E. D. (1972). Sedimentary evolution of rifted continental margins. Mem. geol. Soc. Am. 132, 109—118.
59. Schuchert C. (1923). Sites and nature of the North American geosynclines. Bull. geol. Soc. Am. 34, 151—230.
60. Schwab F. L. (1971). Geosynclinal compositions and the new global tectonics. J. sedim. Petrol. 41, 928—938.
61. Seyfert C. K. and Sirkin L. A. (1973). „Earth History and Plate Tectonics“ Harper and Row, New York. 544 pp.
62. Shelton J. W. (1968). Role of contemporaneous faulting during basinal subsidence. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 52, 399—413.
63. Smith G. W., Summers G. E., Wallington D. and Lee J. L. (1952). Mississippian oil reservoirs in Williston basin. In „The Habitat of Oil“ (L. G. Weeks, Ed.), 149—177. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
64. Stanley D. J. (1970). Flyschoid sedimentation on the outer Atlantic margin off northeast North America. In „Flysch Sedimentology in North America“ 179—210. Spec. Pap. geol. Ass. Can. No. 7.
65. Stille H. (1936). Wege und ergebnisse der geologisch—tektonischen forschung. 25 Jber. K. Wilhelm Gesellsch. Ford Wissensch. 84—85.
66. Stoneley R. (1969). Sedimentary thicknesses in orogenic belts. In „Time and Space in Orogeny“ 215—238. Geol. Soc. Lond.
67. Swann D. H. and Bell A. H. (1952). Habitat of oil in the Illinois basin. In „The Habitat of Oil“ (L. G. Weeks, Ed.), 447—472. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
68. Tarling D. H. and Runcorn S. K. (1973). „Implications of Continental Drift to the Earth Sciences“ Cols I and II. Academic Press, London and New York. 1184 pp.
69. du Toit A. L. (1937). „Our Wandering Continents“ Oliver and Boyd, Edinburgh. 361 pp.
70. Unesco (1965). „East African Rift System, Upper Mantle Committee“ University College, Nairobi, 91 pp.
71. Van Houten F. B. (1973). Meaning of molasse. Bull. geol. Soc. Am. 84, 1973—1976.
72. Walcott R. I. (1972). Gravity flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge. Bull. geol. Soc. Am. 83, 1845—1848.
73. Weber K. J. (1972). Sedimentological aspects of oil fields in the Niger delta. Geologie Mijnb. 50, 559—576.
74. Weeks L. G. (1952). Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 32, 1093—1160.
75. Weeks L. C. and Hopkins B. M. (1967). Geology and exploration of three Bass Strait basins, Australia. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 51, 742—760.
76. Wegener A. (1924). „The Origin of the Continents and Oceans“, Methuen, London. 212 pp.
77. Wilhelm O. and Ewing M. (1972). Geology and history of the Gulf of Mexico. Bull. geol. Soc. Am. 83, 575—600.
78. Wyllie P. J. (1971). „The Dynamic Earth“ Wiley—Interscience, New York.

І. ВВЕДЕНИЕ

Седиментология — самостоятельный предмет исследований и может существовать сама по себе. С другой стороны, седиментология имеет значение для эксплуатации природных ресурсов и изучения путей влияния человека на природную среду. Эта книга предназначается для читателей, которые являются или хотят быть геологами-практиками.

Особенно сильное влияние на развитие седиментологии оказали нефтяная промышленность, и в меньшей мере горнодобывающая. Чтобы показать это, рассмотрим применение седиментологии в деталях. Сначала же вкратце будут рассмотрены в целом другие области использования седиментологических данных.

Главное внимание в этой книге уделено взаимоотношению седиментологии с древними литифицированными осадочными породами. Однако следует отметить, что большей частью под седиментологией понимают современные осадки и осадочные процессы, хотя такое понимание не лучшим образом способствует изучению древних осадочных пород. Чисто седиментологические исследования разумеется жизненно важны для изучения окружающей среды [46]. Детального изучения требуют, например, участки строительства причалов, портов и подводных трубопроводов для защиты берегов от современной эрозии. Эти работы включают изучение режимов ветра, волн, приливов и отливов и физических свойств коренных пород, анализ путей и скоростей движения осадочного материала в этих участках и предсказание последующих изменений после завершения строительства. Хорошо известно, что простая дамба, служа ловушкой для перемещающегося вдоль побережья осадочного материала, вызывает береговую эрозию на одной ее стороне и образование пляжа на другой.

Современные речные процессы также важны для практических целей. Примером является работа Инженерного корпуса армии США по предотвращению меандрирования Миссисипи. Изучение устойчивости речного русла, частоты паводков, контроль наводнений — все это неотъемлемые части любого плана освоения земель или схемы развития города.

Другой областью применения седиментологии является инженерная геология. Однако в этом случае особое внимание уделяется физическим свойствам осадков, их водопроницаемости, способности выдерживать давление дамб, автомобильных дорог или крупных зданий. Этот предмет относится к областям механики почв и механики горных пород.

Рассмотрим некоторые из многочисленных применений седиментологии (табл. XXXIV) в решении проблем окружающей среды.

Области применения данных седиментологии

Применение		Соответствующие отрасли
I. Окружающая среда	{ Подводные сооружения Трубопроводы Защита берегов от эрозии Причалы, дамбы, порты Открытые выемки и проходка туннелей Основания автомобильных дорог Аэродромы и башенные опоры	Океанология
		Инженерная геология
II. Извлечение	{ А. Порода { Песчаный и гравийный наполнители Глины Известняки Фосфаты Эвапориты Осадочные руды Б. Порового флюида { Вода Нефть Газ	Открытые разработки
		Рудничная геология
		Гидрогеология Геология нефти

Применение седиментологии к изучению древних осадочных пород в основном связано с добычей полезных ископаемых. Различаются два главных способа добычи: извлечение пластов осадочных пород и извлечение флюидов или газов из порового пространства, не затрагивающее пласт.

Множество разнообразных осадочных пород представляет практическую ценность. Сюда относятся рыхлые пески и гравий, которые используются в строительстве. Их свойства и экономичная эксплуатация требуют точных определений их физических особенностей, размера зерен, их формы и сортировки, наряду с определениями объема и морфологии индивидуальных тел потенциально ценных осадочных пород. Следовательно, при извлечении речного гравия необходимо закартировать осадочное тело, которое будет обрабатываться; выяснить, является ли оно русловым или террасовым, и определить местоположение любых глинистых линз, отложенных в старичных озерах, которые могут уменьшить подсчитанные запасы для залежи в целом.

Консолидированные песчаники также могут использоваться как наполнитель и как строительный камень. Глины имеют различные применения и, в соответствии с составом, могут использоваться в производстве кирпича, фарфора, буровых растворов и так далее. Известняки важны в производстве цемента, удобрений

и в качестве флюса в черной металлургии. Использование всех этих осадочных пород включает две основных проблемы. Во-первых, это выявление соответствия физических и химических свойств породы целям ее использования. На это дают ответы петрография и геохимия. Вторая проблема — это предсказание морфологии тела и, следовательно, подсчет запасов промышленной горной породы. Это область седиментологии и стратиграфии. Здесь, помимо геологических вопросов, приходится решать проблемы разработки, инженерной геологии и транспортировки. Геология, тем не менее, самое важное дело. Не будет никакой пользы в строительстве цементного завода поблизости от выхода известняков, которые, как окажется после начала отработки карьера, являются не непрерывным и протяженным телом, а локальным рифом.

Уголь — осадочная порода, жизненно необходимое энергетическое сырье большинства промышленно развитых государств. Технология угля сама по себе является важной отраслью исследований [75]. Как и для других промышленных горных пород, добыча угля связана с двумя главными геологическими проблемами: количеством и качеством. Качество его определяется с помощью специальных петрографических и химических методик. Количественный аспект месторождений угля включает как проблемы структурной геологии и инженерного дела, так и тщательный анализ фаций. В литературе имеются классические описания примеров древних угленосных дельтовых пород (Циркуляр государственной геологической службы Иллинойса). Подобные исследования стали возможными при сочетании плотной сети кернового бурения и данных по современным дельтовым осадкам.

С использованием этой информации фациальный анализ может дать оптимальную картину стратиграфического и географического распространения угленосных фаций [40]. Детальное изучение обстановки осадконакопления затем используется для составления карты распространения отдельных угольных пластов. Уголь может образоваться в различных дельтовых субобстановках, таких как межрукавные заливы, внутри или на гребнях русловых песков, также как и в виде региональных выдержанных пластов. Эти угли отличаются как по составу, так и по морфологии залежей [17].

Эвапоритовые отложения — другая важная категория осадочных пород, которая служит базой для химической промышленности во многих частях мира. Главные эвапоритовые минералы по их валовому количеству — гипс и галит. Многие другие соли более редки, но имеют равную или даже еще большую экономическую значимость. Они включают карбонаты, хлориды и сульфаты. Генезис эвапоритовых отложений хорошо изучен как в природе, так и экспериментально в лабораториях [69, 44]. Исследование эвапоритов необходимо не только из-за их собственной экономической ценности, но и из-за их тесной связи с нефтяными месторождениями [15].

Обратимся к использованию данных седиментологии при поиске и извлечении поровых флюидов.

Сокращение запасов питьевых вод может вскоре стать такой же проблемой, как и нынешний энергетический кризис. Полагают, что гидрогеология является «просто нефтяной геологией, перевернутой вверх дном». В этой легковесной фразе есть много правды. Осадочные горные породы нередко служат превосходными водоносными горизонтами, и для определения их местоположения и эксплуатации может быть использована седиментология и стратиграфия. Гидрогеология, как и нефтяная геология, связана большей частью с проблемой пористости. Водоносные горизонты, как и вместилища нефти, должны обладать и поровым пространством, и проницаемостью, обеспечивающей движение флюида вверх.

Если нефтяной резервуар требует наличия покрышки из непроницаемых пород, чтобы предохранить нефть или газ от рассеяния в верхних горизонтах, то водоносный горизонт должен иметь непроницаемый слой внизу, чтобы предотвратить просачивание воды вниз.

Несмотря на это различие, между поисками воды, нефти и газа имеется много общего. В обоих случаях для определения морфологии и положения пористых горизонтов используются стратиграфический и структурный анализы, а также фациальный анализ и анализ обстановок осадконакопления. В отличие от поисков многих твердых полезных ископаемых, при поисках воды, нефти и газа не используют приборы для прямого их определения. Единственным методом определения их местонахождения является бурение и пробные откачки.

В последующих двух разделах рассматривается применение седиментологии при поисках осадочных руд и в нефтяной промышленности. Это примеры двух классов полезных ископаемых, приведенных в табл. XXXIV, и, вероятно, двух наиболее важных областей применения седиментологии.

II. НЕФТЬ И ГАЗ

Нет сомнений, что на протяжении последней четверти века поиски нефти и газа послужили главной причиной быстрого развития седиментологии.

Почти все нефтяные и газовые залежи обнаружены в осадочных породах. Большинство геологов-нефтяников полагают, что и нефть, и газ происходят из осадочных отложений (хотя есть и другие представления [64]). Геология нефти и газа поэтому тесно связана с седиментологией. Геология нефти лежит за рамками этой книги; для более детального изучения следует обратиться к специальным работам по нефтяной геологии [22, 51, 16].

В последующем разделе кратко рассмотрены состав, генезис и условия накопления нефти и газа. Затем рассматриваются аспекты седиментологии, имеющие особенно важное значение для поисков этих полезных ископаемых.

А. Состав, генезис и локализация нефти и газа

Нефть и газ (углеводороды) представляют собой сложные органические соединения, которые в естественных условиях обнаруживаются в пористых и трещиноватых породах. Они состоят в основном из углерода и водорода и содержат переменные количества азота, кислорода и серы и примеси таких элементов как ванадий и никель. Углеводороды присутствуют в твердом, жидком и газообразном состояниях (с. 72).

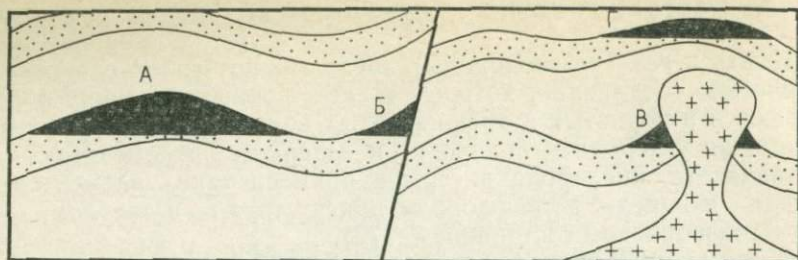
Твердые углеводороды известны под названиями «смола, асфальт, битум и гилсонит». Жидкие углеводороды объединяются под названием «сырая нефть». Газообразные углеводороды обычно называются «природным газом»; из этого понятия исключаются неорганические природные газы, например, вулканического происхождения.

Установлено, что нефть и газ встречаются в осадочных бассейнах, а не в районах вулканизма или регионального метаморфизма. Большинство геологов считает поэтому, что нефть и газ как генерируются, так и сохраняются в осадочных породах, а не в породах магматического и метаморфического происхождения [39, 68].

Процессы генерации и миграции углеводородных полезных ископаемых неопределенны. Почти все осадочные породы содержат примесь углеводородов. Источником их считают обычно крупные скопления органического вещества растительного или животного происхождения в анаэробной подводной среде. В процессе уплотнения и захоронения этот материал подвергается разогреву. Образуются углеводороды, которые мигрируют из материнской породы в проницаемые пласты. Будучи легче, чем находящаяся в порах вода, углеводороды мигрируют вверх. В конечном итоге они рассеиваются на земной поверхности через естественные каналы инфильтрации. В некоторых благоприятных ситуациях они изолируются непроницаемыми породами. Ниже непроницаемых горизонтов в пористых пластах образуется залежь, ждущая своего открытия нефтяниками. Этот краткий обзор сложной и мало известной последовательности событий показывает, что для накопления углеводородов требуются нефтематеринские породы, коллекторы и непроницаемые покрышки.

Если использовать принятую условную терминологию, то можно сказать, что нефтематеринскими породами являются черные глинистые сланцы. С помощью более сложных геохимических методов сейчас можно точно определять нефтепроизводящие породы и предсказывать тип углеводородов, который они могли генерировать. В равной степени важно, чтобы материнские породы были достаточно нагреты, для того чтобы произошла генерация и миграция углеводородов, и не перегреты до такой температуры, при которой происходило бы разрушение углеводородных молекул на составные элементы.

Любая проницаемая порода служит потенциальнымместилищем нефти. Большая часть мировых запасов нефти сосредоточена



Фиг. 150. Схематические разрезы через структурные ловушки углеводородных залежей (черное).

А — антиклинальная ловушка, Б — приразломная ловушка, В и Г — ловушки, обусловленные образованием соляных куполов

на в песчаниках, доломитах и известняках. Нефтяные поля обнаружены также в выветрелых гранитах и гнейсах и в трещиноватых глинистых сланцах, кремнистых и метаморфических породах.

Породы непроницаемого кепрока, которые сохраняют углеводороды в резервуарах, представлены обычно глинистыми сланцами или эвапоритами. Реже покрывками служат непроницаемые известняковые и песчаные пласты.

Различаются три главных типа углеводородных ловушек (табл. XXXV). Структурными являются такие ловушки, в которых размещение углеводородов контролируется складками, разломами или соляными диапирами (фиг. 150). В стратиграфических ловушках залежи в основном контролируются непроницаемыми барьерами, обусловленными седиментологическими факторами.

Комбинированные ловушки это те, в которых размещение залежей контролируется как структурными, так и седиментологическими факторами.

К четвертой, очень редкой группе относятся гидродинамические ловушки. Это такие ловушки, в которых скопление углеводородов сохраняется благодаря гидродинамическому градиенту. Поток воды удерживает нефть в одном месте, из которого бы она ушла в гидростатических условиях. Это может иметь место в моноклиналиях. Настоящие гидродинамические ловушки редко встречаются. Наклонные поверхности раздела воды и нефти в некоторых нефтяных месторождениях показывают, что гидродинамические факторы действительно играют роль в аккумуляции углеводородов.

Таблица XXXV

Классификация углеводородных ловушек

I. Структурные	{ Складки Разломы (классификация дана в	} IV. Комбинированные ловушки, включающие и структурные, и стратиграфические элементы
II. Стратиграфические (табл. XXXVII)		
III. Гидродинамические		

Седиментология помогает при поисках нефти и газа во всех типах ловушек, последующей эффективной эксплуатации месторождений, но более всего при объяснении причин локализации и развития стратиграфических ловушек.

Ниже показана роль седиментологии, сначала в широком ее применении, а затем для поисков стратиграфических ловушек.

Б. Изменение роли седиментологии при эксплуатации месторождений нефти и газа

Исследование и эксплуатация углеводородов в каждом районе проводится в определенной последовательности. Первоначально это широкое региональное стратиграфическое изучение с целью определения границ и очертаний осадочных бассейнов. При современных прибрежных морских исследованиях используются в основном геофизические данные. За предварительными гравиметрическими и магнитными съемками следуют детальные сейсмические работы. Информация используется для картирования маркирующих горизонтов. Хотя на этой стадии неизвестны возраст и литология пластов, бассейн может быть околочен в общих чертах и могут быть выделены перспективные структуры в его пределах. Первые скважины проходят в таких структурных ловушках как антиклиналы, но даже на этой стадии сейсмические данные позволяют наметить такие осадочные структуры, как фронт дельты, рифы, разломы и соляные диапиры.

Первые скважины во вновь обнаруженном бассейне несут обширную информацию. Вне зависимости от того, дадут эти проверочные скважины промышленный выход углеводородов или не дадут, с их помощью определяют возраст и литологию формаций, предварительно закартированных сейсмическими методами. Геохимический анализ говорит нам о том, присутствуют ли материнские породы и является ли бассейн зрелым, т. е. имеет ли он температуру, необходимую для генерации нефти или газа.

Чем больше пробурено скважин в продуктивном бассейне, тем больше седиментологических данных для анализа. Главная задача на этой стадии изучения — это выявление распространенности и мощности формаций пористых пород вблизи потенциального источника углеводородов и в пределах участков с оптимальными термическими условиями. С помощью регионального седиментологического изучения можно установить продуктивные зоны правильной формы, такие как линии рифов, фронт дельты и широкий пояс прибрежных песков. В их пределах могут определяться отдельные структурные ловушки.

Значение седиментологии еще больше возрастает после того, как все структурные ловушки определены сейсмически и пробурены. Теперь имеется сумма данных, которые могут быть исполь-

зованы для определения местоположения нефтяных залежей по стратиграфическим деталям.

Заключая обзор о роли седиментологии в истории исследования нефтяных полей, следует подчеркнуть тот вклад, который она может сделать не только в обнаружении, но и в последующей разведке и эксплуатации нефтяных полей.

Немногие аккумулярующие нефть формации являются петрофизически изотропными. В большинстве полей известны колебания не только мощности коллекторов, но и пористости, и проницаемости (см. с. 127). Изменения могут происходить как по вертикали, так и по горизонтали; по изменению проницаемости можно определить наиболее оптимальное направление потока (см. с. 39).

Эти вариации в физических свойствах могут быть обусловлены либо первичным характером осаждения, либо вторичными диагенетическими изменениями. Первичные факторы обычны для песчаных коллекторов. В общем вариации пористости в пределах аккумулярующей формации могут быть связаны с локализацией дискретных тел чистых песков, таких как русла или бары, внутри илистых песков. Вариации направлений вероятного максимального потока (т. е. проницаемости) могут быть связаны с основным направлением простираания песчаных тел или с ориентировкой песчаных зерен [65].

Знание этих колебаний петрофизических свойств пород коллектора помогает при эксплуатации нефтяных полей правильно выбрать местоположение скважин, которые дадут максимальное количество нефти и минимальное количество воды. Впоследствии, во время конечной стадии добычи эти знания также могут пригодиться. При выборе местоположения скважин для закачки воды следует принимать во внимание направление оптимальной проницаемости в породах коллектора.

В заключение обзора по применению седиментологии при работах на продуктивном нефтяном поле интересно отметить также изменение характера работ.

Вначале, в первой половине поисково-разведочной стадии необходима тесная связь с геофизиками для выяснения общей структуры и стратиграфии. Последующее выявление особенностей деталей строения коллектора — почти чисто геологическая задача, основанная на изучении обстановок осадконакопления и анализе фаций.

В конечной стадии разведочного бурения и при добыче необходимо тесное содружество между геологами и инженерами. Данные петрографии и петрофизики на этой стадии приобретают важнейшее значение.

Седиментология оказывает наибольшую помощь при поисках стратиграфических ловушек.

В. Стратиграфические ловушки

«Стратиграфическая ловушка — это такая ловушка, в которой локализация флюида обусловлена стратиграфическими или литологическими, или теми и другими изменениями пород коллектора такими, например, как фациальные изменения, вариации пористости и проницаемости, или надструктурными ограничениями пород коллектора, независимо от их природы» [51, с. 237].

Из табл. XXXVI видно, что только около 6% известных в мире крупных нефтяных полей связаны с чисто стратиграфическими ловушками, в то время как 11% — с ловушками комбинированного типа.

Эти цифры вероятно, отражают тот факт, что любой может найти нефть в структурных ловушках путем разбуривания геофизически обнаруженных максимумов. Стратиграфические же поля традиционно обнаруживаются либо случайно, либо с помощью тщательного анализа седиментологических данных, полученных при структурном бурении.

Следовательно, меньшее количество стратиграфических ловушек по сравнению со структурными отражает, вероятно, недостаток творческого воображения при разведке, а не их истинное соотношение. Это увлекательный вызов специалистам по прикладной седиментологии. Исчерпывающее описание стратиграфических ловушек и методы их обнаружения даны в книге под редакцией Кинга.

Общее количество разновидностей потенциальных стратиграфических ловушек неопределенно. Тем не менее можно выделить несколько общих их типов (табл. XXXVII). На многих нефтяных залежах присутствуют разные типы ловушек. Ниже будут описаны главные разновидности стратиграфических ловушек.

Седиментационные ловушки встречаются в толщах осадков, не нарушенных главными стратиграфическими несогласиями, там, где отложения коллектора с первичной пористостью латерально пере-

Таблица XXXVI

Распределение крупных * нефтяных и газовых месторождений по механизму ловушек [36]

	Стратиграфические	Комбинированные	Структурные	Всего
Нефть	13	23	151	187
Газ	4	7	68	79
Всего	17	30	219	266
%	6	11	83	100

* Крупные нефтяные месторождения — более 500 млн. баррелей извлекаемых запасов (1 баррель = 159 л). Крупные газовые месторождения — более 10,6 триллионов м³ извлекаемого газа.

**Классификация стратиграфических ловушек
по Риттенхаузу [70]**

Ловушки, не связанные с поверхностями несогласия	{ Седиментационные { Диагенетические	{ Русла { Пески баров { Рифы { Изменения пористости и проницаемости
Ловушки, связанные с поверхностями несогласия	{ Выше поверхности несогласия { Ниже поверхности несогласия	— Палеогеоморфологические ловушки (пески палорусел и согласных долин) — Ловушки среза

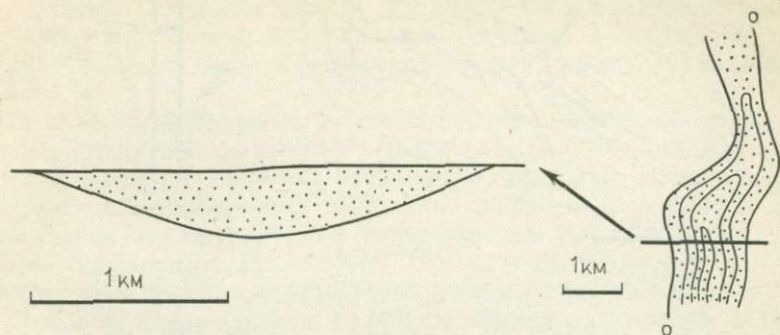
ходят в непроницаемые отложения. Седиментационные ловушки наиболее обычны для обломочных отложений, когда в непроницаемых илах или глинистых сланцах присутствуют линзы пористых песков. Самые обычные примеры такого типа это песчаные тела русел и баров. В карбонатных породах, благодаря их восприимчивости к диагенетическим изменениям, стратиграфические ловушки, связанные со сменой фаций, менее обычны. Тем не менее в рифах и прибрежных карбонатных отложениях могут образоваться ловушки, даже если первичная пористость в них изменена.

Ниже описаны три главных типа седиментационных ловушек: русла, рифы и бары.

1. Русла

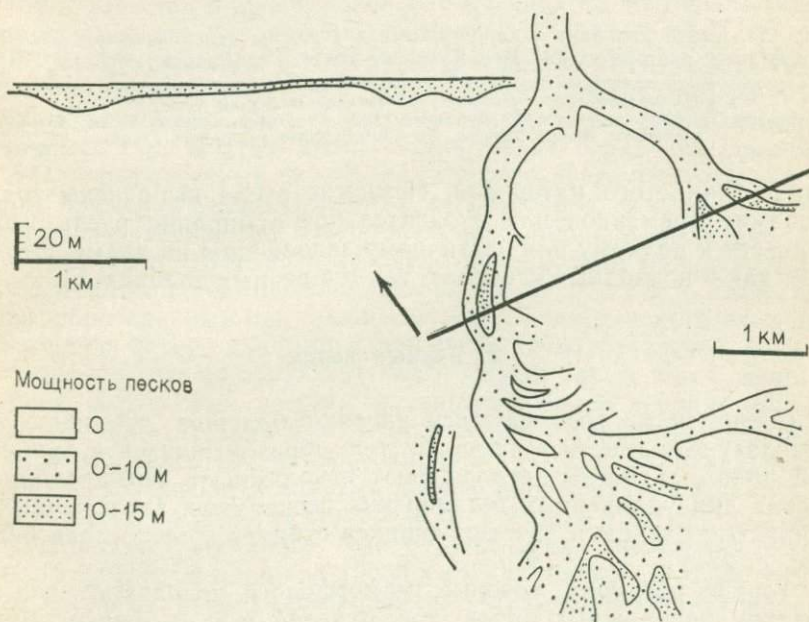
В главе 8 показано, что русловые пески, окруженные глинистыми сланцами, встречаются во многих обстановках осадконакопления. Сюда относятся подводные каньоны, приливно-отливные русла, рукава дельт и речные меандры. Следовательно, стратиграфические залежи нефти могут быть обнаружены в различных ситуациях. Много хорошо изученных нефтяных коллекторов, связанных с турбидитовыми русловыми песками, встречено в третичных бассейнах Калифорнии, фиг. 151 [54]. Залежи нефти в радиально расположенных телах песков в рукавах дельт известны в пенсильванских отложениях бассейна Аркома в Оклахоме, фиг. 152 [1,13]; стратиграфический контроль залежей нефти установлен в песчаных телах вдоль неровного фронта дельты, фиг. 153, [73]. В русловых речных песках более распространены стратиграфические ловушки. Большая часть, однако, приурочена к долинам, врезаемым в породы фундамента, и их, следовательно, лучше относить к группе ловушек, связанных с поверхностями несогласия.

Эти примеры иллюстрируют вариации ловушек по морфологии и размерам, обусловленные разнообразием русловых обстановок. Весьма широко варьируют пористость и проницаемость и содер-

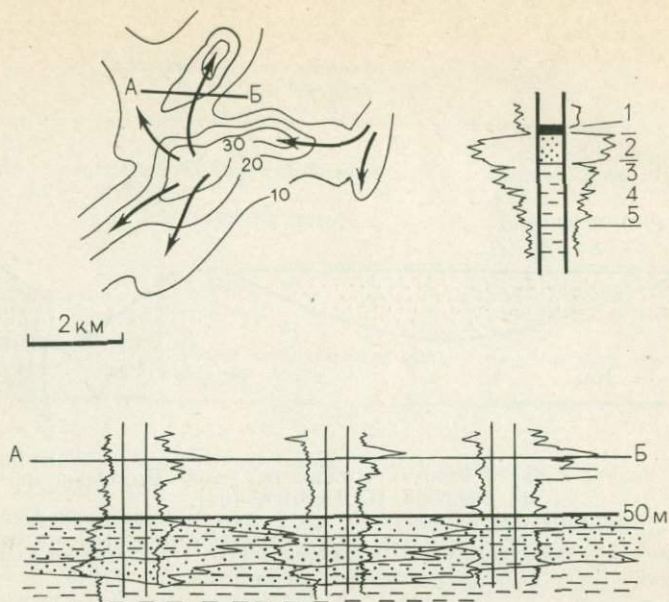


Фиг. 151. Разрез и карта изопакит отложений русла Роуздейл, миоцен, Калифорния. По Мартину [54].

Вертикальный и горизонтальный масштабы для разреза одинаковы, изопакиты на карте проведены через 122 м (400 футов). Эти осадки интерпретируются как отложения подводного русла, представленные насыщенными нефтью турбидитовыми песками



Фиг. 152. Разрез и карта изопакит нефтеносных песков пенсильванской формации Буч, Оклахома. По Бушу [13]. Отложения рассматриваются как радиально расходящиеся тела песка в дельтовых рукавах



Фиг. 153. Карта изопахит и карротажные диаграммы пенсильванских песков на нефтяном месторождении Вест-Тускола, Техас. По Шэннону и Дэлу [73].

Гела песков рассматриваются как регрессивные песчаные осадки дельтового фронта, стрелками показано предполагаемое направление миграции устьевого бара.
 1 — морские глинистые сланцы; 2 — болотные угли; 3 — устьевые пески баров; 4 — илстые песчаники склона дельты; 5 — продельтовые глинистые сланцы

жание глинистого материала. Немногие русла выполнены только песками. Временное или окончательное отмирание русла может привести к полному или частичному заполнению их илами. Это бывает как в подводных каньонах, так и в речных долинах.

2. Барные пески

Современные геоморфологи уделяют большое внимание номенклатуре и генезису песчаных тел, образовавшихся в прибрежной полосе. Геологи предпочитают использовать термин «барные пески» для удлиненных тел морских песчаников, заключенных в глинистые сланцы и простирающихся субпараллельно палеоберегу (см. с. 271).

Тонкие различия, которые геоморфологи используют для выделения прибрежных баров, кос, отмелей и т. п., редко можно распознать в древних отложениях. Однако чрезвычайно важно отличать пески баров от песков русел, если это связано с нефтяными залежами. Следует ожидать, что русловые пески будут простираяться вниз по палеосклону, тогда как бары вытянуты вдоль палеосклона. Критерии различия барных и русловых песков под-

робно описаны также многими геологами [74] и рассматриваются в этой книге.

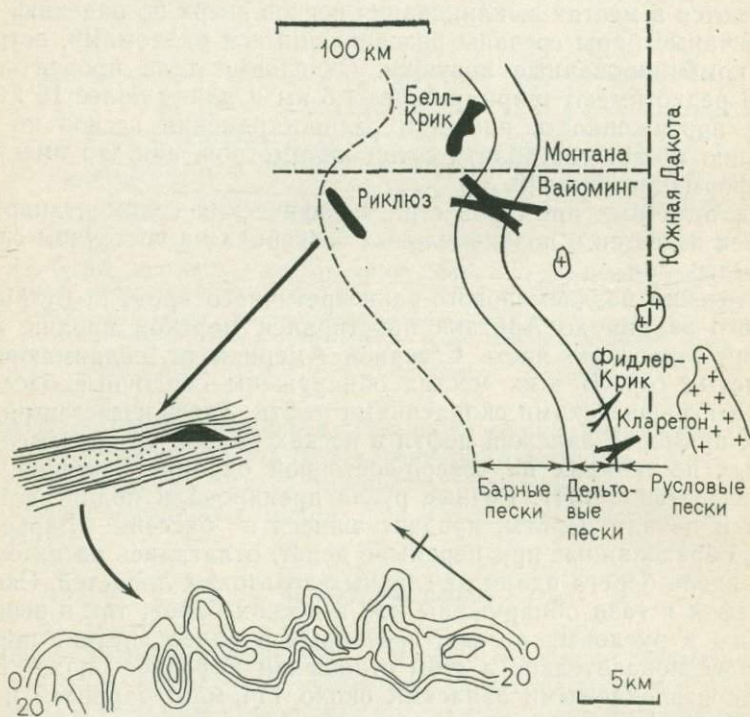
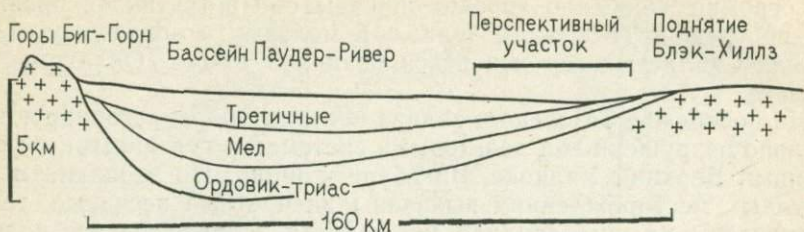
Количество примеров стратиграфических ловушек в песках баров огромно. Особенно хорошо описаны они в третичной провинции побережья Техасского залива, в меловых и эоценовых отложениях Скалистых гор и в пенсильванской толще Оклахомы и Канзаса.

На побережье Техасского залива песчаные бары ассоциируются с сильно разрушенными дельтовыми системами, связанными с формациями Верхний Уилкокс, Виксбург и Фрио. По изопакитам на нефтяных месторождениях выявлены дискретные песчаные тела, установлены их шнуровидная морфология и параллельное палеоберегам простираение [51, с. 294]. Чисто стратиграфические ловушки имеются в местах выклинивания песков вверх по падению. Там, где песчаные бары срезаны развивающимися разломами, встречаются комбинированные ловушки. Отдельные тела продуктивных песков редко имеют ширину более 1,6 км и длину более 16 км, но общая протяженность площади распространения песков по простираению может составлять сотни километров, как это имеет место в формации Фрио [9, 34].

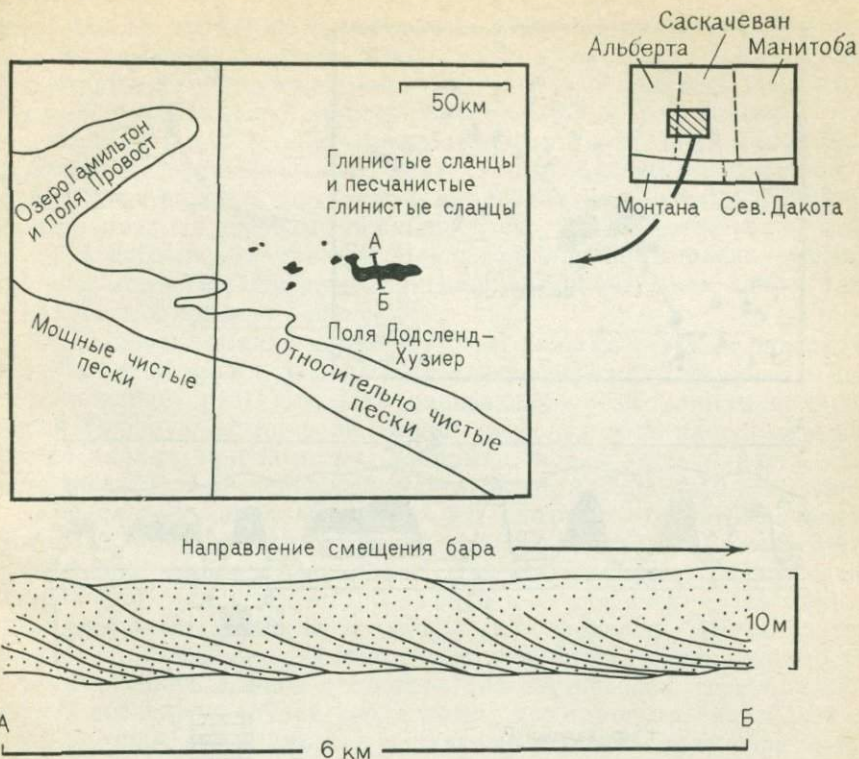
Ряд отличных примеров стратиграфических седиментационных ловушек известен в позднемеловых бассейнах на восточном склоне Скалистых гор.

В течение позднемелового-раннетретичного времени от Мексиканского залива до Арктики простирался морской пролив, отделяющий восточную часть Северной Америки от поднимающихся Скалистых гор. В этих местах обнаружены осадочные бассейны со стратиграфическими скоплениями нефти. Здесь известен ряд хороших примеров залежей нефти в песках баров в верхнемеловых илистых песчаниках на северо-восточной окраине бассейна Паудер-Ривер (фиг. 154). Речные русла дренировали поднятие Блэк-Хиллз и питали дельты, продвигавшиеся в бассейн. Барьерные пески, образованные при перемыке дельт, отлагались на их окраинах и вдоль берега вдаль от главных дельтовых лопастей. Скопления нефти и газа обнаружены как в песках баров, так и выше по падению в русловых песках, врезанных в более древние породы. Наиболее показательно в этом отношении нефтяное поле Белл-Крик с извлекаемыми запасами около 114 млн. баррелей нефти. Поверхность горизонта илистых песков характеризуется равномерным северо-западным падением и отсутствием структурных преград. Мощность песчаного тела в Белл-Крик составляет около 9 м, а размеры по площади 19×6 км [57]. Такие же примерно размеры и генезис имеет месторождение Риклюз, расположенное в 48 км к юго-западу [77].

В Саскачеване аналогом илистых песчаников являются пески Викинг. Данные бурения показывают, что формация сложена дискретными кулисообразно расположенными телами песков, простирающимися к югу на расстояние сотен километров (фиг. 155). Региональное палеогеографическое изучение показывает, что эти



Фиг. 154. Поперечный разрез через бассейн Паудер-Ривер, Скалистые горы, США, и палеогеографическая карта с указанием продуктивных фарватеров стратиграфически экранированных залежей нефти в морских барных, дельтовых и флювиальных русловых песках. На дополнительных вставках приведены карта изопахит и разрез нефтяного месторождения Риклюз, иллюстрирующие механизм стратиграфической ловушки, обусловленный выклиниванием барных песков вверх среди непроницаемых глинистых сланцев. Составлено по данным Мак Грегора и Бигса [57] и Уонкина [77]. Изопахиты проведены через 10 футов (3,23 м)



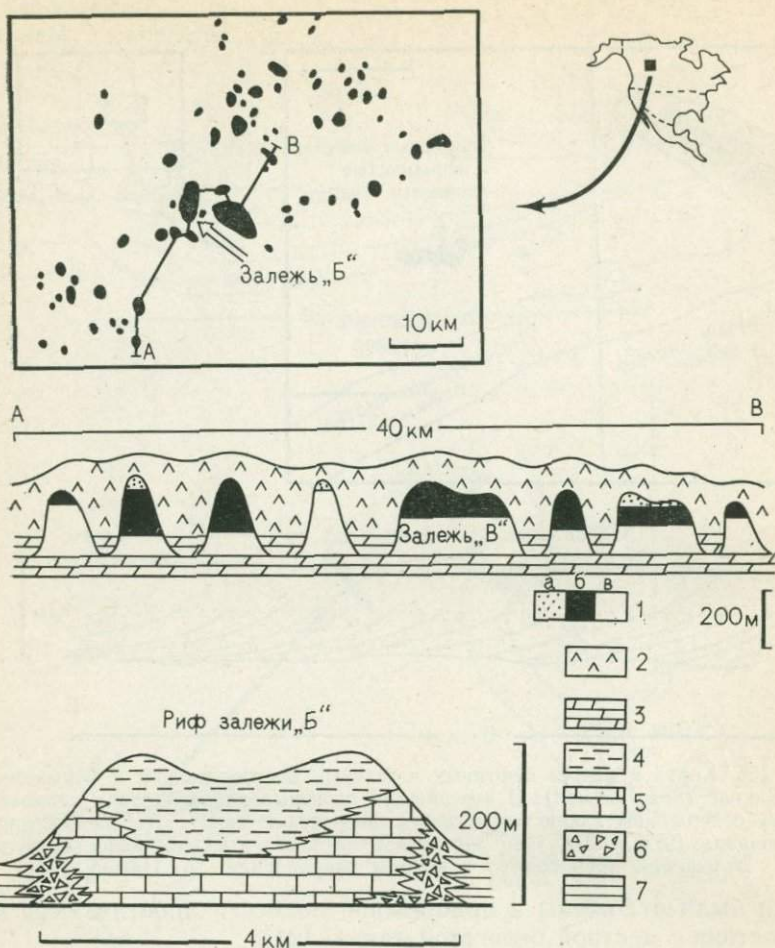
Фиг. 155. Карта и разрез нефтяных и газовых месторождений в формации песков Викинг (нижний мел). В черепитчато перекрывающихся слоях мелководных песков содержание глинистых сланцев возрастает книзу. Детальный каротаж на площади Додсленд-Хузиер заставляет предполагать, что общее поступление отложений происходило в южном направлении. По Ивэнсу [24]

пески были отложены в прибрежной полосе и простираются в соответствии с местной береговой линией [24].

Аналогичный пример ассоциации барных и русловых стратиграфических ловушек имеется в заливе Энид бассейна Анадарко в Оклахоме [76]. Здесь нефть вмещают пенсильванские песчаники. Часть из них — пески баров, вытянутых параллельно береговой линии, а часть — русловые пески, простирающиеся в направлении бассейна. Эта ситуация представляет собой классическую проблему для прикладной седиментологии. Анализ фаций и обстановок осадконакопления является решающим как для прогнозирования новых месторождений, так и для их последующей разведки и отработки.

3. Рифы

Рифы являются другой важной группой стратиграфических ловушек. Как указано на с. 282, в номенклатуре линзовидных органогенных карбонатных формаций имеются определенные семан-



Фиг. 156. Стратиграфические ловушки залежей нефти и газа в среднедевонских рифах района Рейнбоу, Альберта, Канада. По Баарсу и др. [5].

1 — пористый рифовый резервуар: а — газ, б — нефть, в — вода; 2 — эвапориты Мускег; 3 — карбонатная платформа Кег-Ривер; 4 — тонкослоистые лагунные кельцилититы; 5 — биолитовый риф; 6 — обломочные отложения фронта рифа; 7 — темно-серые межрифовые сланцы. Залежи захвачены серией рифовых пиков с эвапоритовыми кепроками

тические проблемы. Особенно трудно различать типы погребенных рифов, банок и других построек. Это частично связано с тем, что данные бурения ограничены, а частично из-за повсеместных диагенетических изменений, стирающих первичные черты этих пород.

По этой причине рифовые стратиграфические ловушки объединяют в нашей классификации две группы — фациальные и диагенетические. Рифы по большинству определений — первичные седиментационные образования и, будучи заключенными в глинистые сланцы или эвапориты, они становятся ловушками фациального

типа. Тем не менее из-за повсеместного проявления диагенетических процессов их первичная пористость уничтожается и развивается вторичная пористость, которая изменчива по масштабам проявления, морфологии и пространственному распределению. В таких случаях рифы можно рассматривать как диагенетические стратиграфические ловушки. Если стратиграфические ловушки в терригенных породах выявляются в основном с помощью фациального анализа, то рифовые ловушки часто можно установить только по геофизическим данным. Случаи обнаружения рифов сейсмическими методами описаны Эвансом [23]. Гравиметрия также применялась при поисках рифов [25].

Фациальный анализ играет важную роль на стадиях определения местоположения рифовых стратиграфических ловушек и при их дальнейшей разведке. При определении возможности наличия рифов большую помощь оказывает региональный палеогеографический анализ, при котором, например, может быть найдена граница шельфа и бассейна, благоприятная для образования рифов.

Как только обнаруживается, что рифовая стратиграфическая ловушка является продуктивной, важно определить дальнейшее эффективное направление работ. Здесь необходима тесная связь фациального анализа с петрографией и петрофизикой. На ранних стадиях бурения сначала должны быть определены фации. Затем следует соответственно установить их пористость и проницаемость, а также решить вопрос о степени диагенетических преобразований. В последнем случае необходимо восстановить диагенетическую историю рифа, так как различные участки коллектора могут пересекать фациальные границы.

Исследования такого рода имеют важное значение при производстве работ на рифовых нефтяных полях, особенно в девонских отложениях Альберты в Канаде [45, 41]. На фиг. 156 показаны морфология, фациальный состав и характер распределения стратиграфических нефтяных залежей в девонском комплексе Рейн-бу-Риф в Альберте.

4. Ловушки, связанные с поверхностями несогласия

Давно известно, что углеводороды часто накапливаются около поверхностей несогласия как тектонической, так и стратиграфической природы. Региональные стратиграфические и седиментологические исследования играют важную роль в определении местоположения благоприятных поверхностей несогласия во времени и пространстве [35].

В табл. XXXVII стратиграфические ловушки несогласия подразделяются на две группы в зависимости от положения пород коллектора выше или ниже поверхности несогласия. При поисках таких углеводородных ловушек, очевидно, необходимо изучить морфологию самой поверхности несогласия. Это относится к области палеогеоморфологии [55].

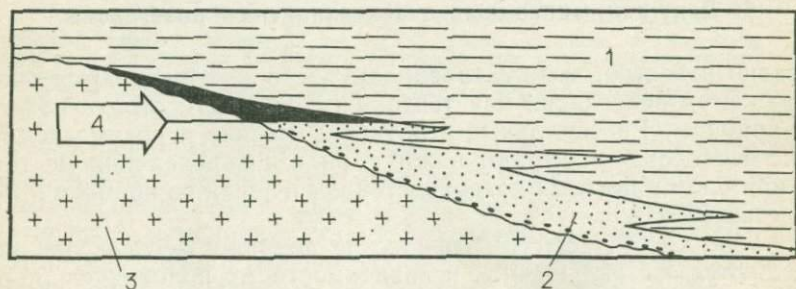
В первой группе ловушек, расположенных выше поверхности несогласия, могут быть выделены три главных типа: участки выклинивания, русла и отложения согласных долин.

Участки выклинивания — это простейшая форма ловушек. Они находятся там, где пласт песка выклинивается в сторону от почти плоского несогласия (фиг. 157).

Более сложны по морфологии и, следовательно, более трудны для обнаружения тела песков, которые выполняют русла, врезанные в поверхность несогласия. Русловые стратиграфические ловушки, которые связаны исключительно с фаціальными изменениями уже были описаны выше. Между этими двумя типами имеются небольшие различия по масштабу, морфологии и характеру выполнения. Соответственно, имеются и различия в поисках этих двух русловых типов ловушек. В руслах, которые не врезаны в поверхности несогласия, определяющими являются синседиментационные факторы. На русла, которые прорезают поверхность несогласия, и особенно на их ориентировку, сильно влияют разнообразные породы фундамента, через которые они проходят.

В стратиграфической колонке Северной Америки имеются два главных несогласия, имеющих большое значение для поисков нефти и газа. Одно из них — граница между пенсильванской угленосной толщей Оклахомы и Канзаса и карбонатными породами миссисипского возраста. Второе находится в основании мела; поверхность несогласия простирается от Нью-Мехико до Альберты вдоль восточных склонов Скалистых гор. Хорошие примеры ловушек, связанных с несогласиями, имеются в допенсильванских русловых отложениях [48]. Эти ловушки свидетельствуют о том, что важное значение имеет наличие русловых песков выше поверхности несогласия, залегающих над узкими полосами известняков, являющихся предположительно материнскими породами, которые обнаруживаются под поверхностью несогласия.

Предмеловые коллекторы в русловых песках изучали Хармс [37] и Мартин [55].



Фиг. 157. Схематический разрез простой стратиграфической ловушки, обусловленной выклиниванием отложений.

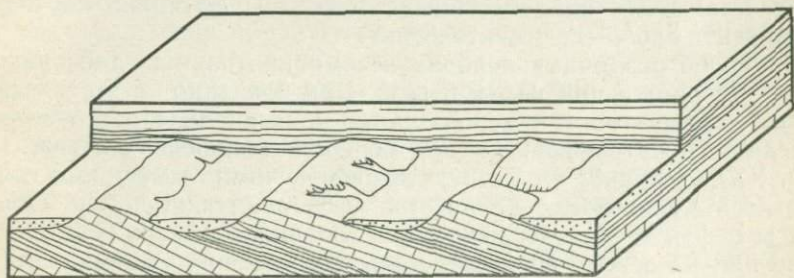
1 — непроницаемые глинистые сланцы; 2 — пористые пески; 3 — фундамент; 4 — контакт нефть — вода

Еще более сложное строение имеют песчаные коллекторы сквозных долин. К ним относятся песчаные тела, которые выполняют согласные долины, врезанные в полого падающие осадочные породы с изменяющейся твердостью (фиг. 158). Поиски согласных долин, подобно русловым песчаным ловушкам, обычно трансгрессивно перекрываются серией морских глинистых сланцев, которые часто являются и источником углеводородов, и изолирующим слоем. Однако они отличаются от русловых песчаных ловушек тем, что имеют морское происхождение и вытянуты вдоль локальной линии простирания седиментационной поверхности. Пески согласных долин описаны Бушем в области предпенсильванского несогласия в Оклахоме, их длина составляет до 64 км, хотя ширина превышает 0,8—1,6 км.

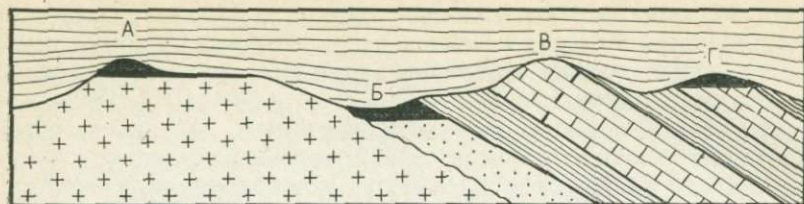
Залежи меловых песков согласных долин бассейна Сан-Хуан — менее протяженные, но широкие [56]. В обоих случаях мощность отдельных песчаных тел составляет обычно менее 30 м.

Теперь рассмотрим ловушки среза, в которых скопление углеводородов происходит непосредственно под поверхностью несогласия.

Первичная высокая пористость иногда сохраняется под поверхностью несогласия, но, как показано на с. 96, развиваются интенсивные процессы образования вторичной пористости (эпидиагенетической), приобретающей ведущую роль. Выветривание песчаников ниже поверхности несогласия может привести к удалению неустойчивых цемента, матрикса и минеральных зерен, а растворение и выщелачивание карбонатных пород к образованию высокой и часто кавернозной пористости. Процессы химического выветривания ведут к развитию пористости также в магматических и метаморфических породах. Растрескивание пород вследствие снятия нагрузки также приводит к увеличению пористости и проницаемости пород ниже поверхности несогласия. Поэтому при поисках ловушек, связанных с поверхностями несогласия, следует учитывать топографию поверхности несогласия и размещение различных пород, обнажающихся на этой поверхности. Так, на-



Фиг. 158. Блок-диаграмма, иллюстрирующая взаимоотношения с другими отложениями песков, выполняющих русла при моноклинальном залегании подстилающих пород. По Бушу [12]



Фиг. 159. Схематический разрез, иллюстрирующий ловушки углеводородов, образованные благодаря несогласному перекрытию. Эти ловушки могут находиться в выветрелых гранитоидных породах (А), в пористых песках ниже поверхности несогласия (Б) и в выщелоченных карбонатных породах (Г). Однако пористость растворения не обязательно присутствует в карбонатных породах и, несмотря на благоприятное структурное положение (В), они могут быть плотными и непродуктивными

пример, в некоторых случаях пористость может развиваться в карбонатных породах, ранее слагавших топографические высоты. В других случаях более пористыми будут мягкие пески, которые легко размываются при этом ложа палеодолин ограничены сбоку устойчивыми плотными породами (фиг. 159).

Таким образом, после обнаружения местоположения ловушки под поверхностью несогласия необходимо использовать все имеющиеся данные для составления палеотопографической и палеогеологической карт поверхности несогласия. Хорошие примеры ловушек среза известны в миссисипских карбонатных породах ниже пенсильванской поверхности несогласия в бассейне Иллинойс, в песках Вудбайн под меловыми породами Остин в восточном Техасе, и в эоценовой толще ниже миоценовой поверхности несогласия в прибрежном нефтяном поле Боливар в Венесуэле [50].

Г. Седиментология и разведка нефти и газа

Рассмотренное применение седиментологии при поисках углеводородов нуждается в перспективной оценке. Нефть в больших количествах была найдена еще до того как нефтяники научились произносить слово «седиментология».

Наука об осадочных породах несомненно важна для нахождения месторождений нефти и газа. Как показано в этой главе, данные седиментологии используются при анализе региональных бассейнов, в петрофизике и при решении вопросов добычи. Из табл. XXXVI видно, что со стратиграфическими ловушками связано относительно малое количество месторождений нефти. Общие запасы нефти в стратиграфических ловушках, обнаруженные случайно или на основе прогноза, малы в сравнении с запасами в крупных антиклинальных структурах, обнаруженных геофизическими методами.

Большинство ловушек вскрыто благодаря чрезвычайно плотной сети скважин, расположенных примерно через 7 км или ме-

нее. Следует всегда учитывать, на какой стадии разведки установлена истинная природа ловушки и в какой степени полученные данные использованы в последующих стадиях разведки и поисков.

III. ОСАДОЧНЫЕ РУДЫ

А. Введение

Данные седиментологии никогда не использовали в горной промышленности в той степени, в какой они применяются при поисках нефти и газа. На этот счет имеются две причины. Во-первых, многие рудные месторождения находятся в изверженных и метаморфических породах или вблизи них. Здесь, конечно, седиментология не может помочь ни в определении генезиса месторождений, ни в планировании эксплуатационных работ. Вторая причина малой применимости седиментологии заключается в том, что имеются прямые чувствительные методы поисков руд. Косвенные методики, такие как седиментология или сейсмическая съемка, определяют только геологические структуры, которые предстоит опосредовать. Прогнозы проверяются бурением. Однако руды могут определяться в поле прямыми геофизическими и геохимическими методами. Геохимические методы поисков включают как традиционное шлихование с целью выявления материнской жилы путем постепенного продвижения вверх по потоку, так и современную методику опробования водных потоков на рассеянные элементы. Прямые геофизические методы поисков рудных тел включают магнитометрию и радиометрию.

По этим причинам седиментология имеет меньшее значение при поисках осадочных руд, чем при поисках нефти и газа. Ее отношение к рудному делу двояко. Во-первых, она может внести значительный вклад в познание генезиса руд в осадочных породах. Во-вторых, данные седиментологии помогают вести поиск и разведку рудных тел.

Обычно полагают, что имеются три главных процесса, приводящих к образованию осадочных руд (табл. XXXVIII). Россыпные месторождения образуются, когда поток выносит менее плотные кварцевые зерна и остается остаточный концентрат более плотных зерен. Эти тяжелые минералы иногда могут иметь промышленное значение.

Сингенетические руды образуются путем прямого химического осаждения в определенной обстановке осадконакопления.

Эпигенетические руды образуются путем замещения осадочных пород, главным образом известняков, рудными минералами.

Происхождение осадочных руд всегда вызывает значительные споры. Они обычно касаются двух вопросов. Как можно различать эпигенетические и сингенетические руды? В какой степени минералообразующие растворы эпигенетических руд являются дериватами нормальных осадочных растворов и в какой степени — гид-

Суммарные данные по главным типам осадочных руд
и по их обычным моделям или происхождению

Название руд	Процесс	Примеры
I. Сингенетические	Образовались прямым осаджением во время седиментации	Марганцевые конкреции и корки, некоторые оолитовые железные руды
II. Эпигенетические	Образовались при диагенезе после отложения осадка	Карнитит, медно-свинцово-цинковые ассоциации, некоторые железные руды
III. Россыпи	Синседиментация — терригенные пески	Аллювиальное золото, касситерит и циркон

ротермальных растворов? В последние годы все больше накапливается данных о том, что первичные осадочные процессы могут приводить к образованию осадочных руд, как сингенетических, так и эпигенетических. Поэтому сейчас все меньше доверяют гипотезе гидротермального происхождения многих эпигенетических руд [71,2].

Последующее описание обломочных, сингенетических и эпигенетических осадочных руд показывает, каким образом данные седиментологии помогают в решении вопросов генезиса и эксплуатации руд.

Б. Россыпи

Обломочные осадки обычно состоят из частиц с различной плотностью. Большинство песчаников, например, содержит глинистые и алевритовые частицы. Песчаные зерна представлены в основном кварцем, полевым шпатом и темноцветными минералами с удельной массой 2—3. В то же время большинство песчаников содержит тяжелые минеральные зерна с удельной массой 4—5. Тяжелые зерна представлены обычно обломками непрозрачных железных руд, турмалином, гранатом, цирконом и т. д., редко — золотом, касситеритом или монацитом. Наблюдения показывают, что зерна тяжелой фракции осадочной породы меньших размеров, чем зерна легкой фракции. Это имеет место из-за нескольких причин. Во-первых, в изверженных и метаморфических породах тяжелые минералы образуют кристаллы значительно меньшего размера, чем кварц или полевой шпат. Во-вторых, сортировка и состав осадка контролируются как размерами, так и плотностью частиц, в этом случае говорят об их гидравлическом отношении. Например, для перемещения крупных зерен кварца требуется та же самая скорость потока, что и для перемещения небольших зерен тя-

желых минералов. Поэтому песчаники содержат примесь зерен тяжелых минералов, размеры которых меньше среднего размера менее плотных зерен.

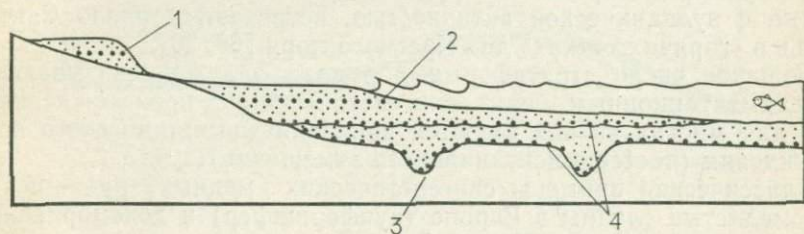
При некоторых условиях потока более крупные и менее плотные зерна осадка уносятся и образуется остаточная залежь более мелких тяжелых минералов.

Режим потока, который обеспечивает такую сепарацию, представляет большой интерес для горного дела, как для расшифровки генезиса рудных россыпей, так и для флотации.

Россыпные месторождения образуются в речных руслах, на морских пляжах или абразионных морских поверхностях. Россыпные пески часто бывают тонкослоистыми; в них изредка наблюдаются небольшие угловые несогласия и мелкие трогии. Все это отмечается в речных, и пляжных россыпях. Иногда встречаются почти одновременные с осадением деформации слоев в тех местах, где плотные ленты россыпей погружаются в неустойчивые кварцевые пески [72]. В четвертичных речных отложениях россыпи находятся в современных русловых системах, особенно в участках мелководной ряби непосредственно ниже меандровых ям, а также в отложениях речных террас и в погребенном русловом аллювии ниже современного речного ложа.

Хорошие примеры современных речных россыпных руд — касситеритовые месторождения Корнуэлла и Малайи [62]. Золото — другой характерный минерал россыпей, известный в Австралии и на Юконе. Докембрийские золото- и урансодержащие речные конгломераты Витватерсранда, по-видимому, являются палеороссыпями, хотя это мнение оспаривается [38].

Современные морские россыпи, подобно их речным аналогам, обнаруживаются на различных топографических уровнях, благодаря колебаниям уровня моря в плейстоцене (фиг. 160). Работы на четвертичных пляжных россыпях Нового Южного Уэльса и Квинсленда показывают, что для того чтобы происходила концентрация тяжелого минерала, необходимы достаточное время и, соответственно, значительная устойчивость береговой линии [33].



Фиг. 160. Схематический разрез распределения зон концентрации тяжелых минералов в прибрежных и мелководных морских отложениях. Россыпи показаны более крупными точками.

1 — поднятый пляж; 2 — современный пляж; 3 — погребенное палеорусло; 4 — погребенные абразионные поверхности

Оптимальные условия для концентрации тяжелых минералов создаются в приливно-отливной зоне морских пляжей [59]. Концентрация может иметь место также на срезанных волнами террасах. Россыпные руды содержатся в поднятых пляжах, образованных во время высокого положения уровня воды в плейстоцене. К ним относятся золотоносные отложения Ноум на Аляске. К новейшим пляжным россыпям относятся цирконовые, ильменитовые, рутиловые и монацитовые пески Траванкор в Индии. Примером подводных россыпей являются касситеритовые пески шельфа Сунда в Индонезии. Здесь оловоносные пески имеются и на современных подводных абразионных террасах, и в ассоциации с абразионными террасами и речными руслами, погребенными под современными морскими отложениями [1]. Эти залежи образованы во время ледникового максимума, когда уровень океана понизился и шельф Сунда пересекался речными руслами.

Следует отметить, что россыпные руды контролируются геохимией источника осадков, климатом и, следовательно, глубиной выветривания, геоморфологией, которая определяет скорость эрозии и топографический уклон, а также гидродинамикой процессов транспортирующих и отлагающих осадки. Генезис россыпных месторождений редко дискутируется, поскольку структурные и другие полезные признаки залежей ясно указывают на их обломочное происхождение. Более того, процессы образования россыпей протекают и в наши дни. Сингенетические и эпигенетические осадочные руды имеют более сложное происхождение.

В. Сингенетические руды

К сингенетическим относятся те руды, которые образованы в процессе седиментации. Образование сингенетических руд происходит и в наши дни. Хорошим примером этого процесса служит образование марганцевых конкреций и корок на больших площадях на дне океанов, морей и озер [31]. Оолиты гётита образуются в настоящее время в озере Чад в Центральной Африке [49]. Более яркие примеры современных рудных процессов на дне моря, связанные с вулканической активностью, встречаются около Санторина и в «горячих точках» дна Красного моря [66, 20].

Большое число стратиформных рудных залежей связывают с синседиментационным или сингенетическим происхождением, хотя для многих из них имеются признаки эпигенетического происхождения (постседиментационного замещения).

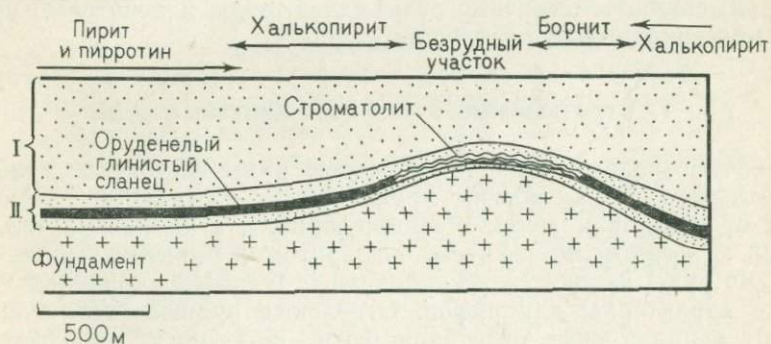
Классические примеры сингенетических медных руд — пермские медистые сланцы в Европе (купфершифер) и докембрийский медный пояс провинции Шаба и Замбии.

Купфершифер — это тонкий слой черных радиоактивных глинистых сланцев с примесью органического вещества, который примечателен своей однородностью на протяжении всего бассейна Северного моря. Он перекрывает золотые пески красного лежня

и в свою очередь перекрывается эвапоритами Цехштейна. Местами купфершифер заметно обогащен медными минералами, такими как халькопирит, малахит, и представляет собой руду. Сингенетическое происхождение этих руд принято многими геологами [32, 10]. В Замбии относительно слабо метаморфизованные докембрийские осадки группы Руан залегают на фундаменте из магматических и метаморфических пород. Обширная сульфидная минерализация этих осадков включает пирит, халькопирит, борнит и халькозин. Она отмечается в мелководных морских глинистых сланцах и прилегающих к ним речных песках, но отсутствует в золотых песчаных фациях и в породах фундамента. Минерализация тесно связана с палеобереговой линией. Рудные тела минералогически зональны; оптимальная минерализация отмечается в заливах (фиг. 161). Первые исследователи этих месторождений считали эти руды гидротермальными эпигенетическими из-за наличия интрузивных гранитов, подстилающих толщу. Однако позже было показано, что неровная граница между гранитоидами и осадками представляет собой эрозионную поверхность, а не секущий контакт интрузии. Критерии отнесения руд к сингенетическим образованиям — это их тесная связь с палеогеографией и фациями, а также наличие переотложенных рудных зерен в более молодых почти одновременно осажденных песчаниках [28, 29].

Аналогичным месторождениям в Камото в провинции Шаба приписывается мелководное морское происхождение, но в качестве минерализующего агента привлекается широко проявленный диагенез [6].

Хотя источник вещества медного пояса неизвестен, сингенетическое его происхождение сейчас общепринято, но с оговоркой, что изменение структуры и минерального состава руд произошло в результате последующих интенсивных диагенетических преобразований.



Фиг. 161. Разрез группы Руан (докембрий) в медном поясе Замбии. Видна тесная зависимость типа минерализации от палеогеографии. Безрудные водородные строматолиты приурочены к топографическим высотам фундамента. Одновозрастные глинистые сланцы в закрытых обстановках вмещают зональные месторождения руд. По Гарлику и Флейшеру [29].

I — группа Верхний Руан; II — группа Нижний Руан

Г. Эпигенетические руды

К эпигенетическим или экзогенным рудам в осадочных породах относятся такие руды, которые были образованы позже, чем вмещающие их осадочные породы. К образованию эпигенетических руд могут привести концентрации рассеянных минералов в форме дискретных рудных тел при выветривании, диагенезе, термальном или метаморфическом воздействии. Эпигенез включает также поступление металлов во вмещающие породы с метеорными водами или гидротермальными растворами, в результате чего происходит замещение пород рудными минералами.

Критерии различия сингенетических и эпигенетических руд были отмечены в предыдущем разделе. Эпигенетические руды обычно приурочены к современной поверхности, несогласиям или, если они имеют гидротермальное происхождение, к центрам магматической активности. В противоположность сингенетическим залежам эти руды могут не включать карликовую, или угнетенную фауну. О том, что руды образованы позже, чем вмещающие их отложения, будет свидетельствовать изотопное датирование [4].

Ранее образование эпигенетических руд очень часто связывали с гидротермальными потоками от магматического источника, за исключением очевидных примеров мелководного супергенного обогащения. В последние годы показано, что многие эпигенетические руды залегают на больших расстояниях от каких-либо известных магматических очагов и не имеют признаков повышенного геотермального градиента. Показано, что такие руды осаждаются из концентрированных хлоридных растворов, произошедших из эвалоритов, и из остаточных растворов, образующихся на конечных стадиях уплотнения глин [19, 3]. К этим низкотемпературным (телетермальным) процессам обычно относят две основные группы руд: свинцово-цинковые сульфидные руды и некоторые ураноносные карнититовые отложения.

1. Стратиформные свинцово-цинковые руды

Телетермальные свинцово-цинковые руды состоят из галенита и сфалерита. В них обычно проявляются структуры замещения типа прожилков и жеод, ассоциирующихся с крупнокристаллическими кальцитом, доломитом, флюоритом и баритом. Такие сульфидные руды находятся в карбонатных шельфовых фациях и особенно характерны для рифов. Отдельные рудные тела обычно имеют неправильные очертания, хотя они могут простираться вдоль некоторых структурных направлений.

Характерные примеры свинцово-цинковой минерализации известны в нижнекаменноугольных (миссисипских) рифах Оклахомы, Миссури и Канзаса, отсюда произошло название руд типа «Миссисипской долины» [11].

Некоторые из этих стратиформных сульфидных тел приурочены к закарстованным поверхностям несогласия. Примером могут служить руды в докембрийских известняках острова Баффин [30] и Сардинии [63]. В других случаях источник руд менее очевиден, но пространственные взаимоотношения рудных залежей тесно связаны с фаціальными изменениями вмещающих карбонатных пород. Это было показано для девонских рифов Бельгии и нижнемеловых рифов Испании [61]. Конечное местоположение руд, откладывающихся из металлоносных флюидов, связано с петрофизическими свойствами вмещающих пород, а следовательно, с их фаціальными особенностями и предшествующей диагенетической историей.

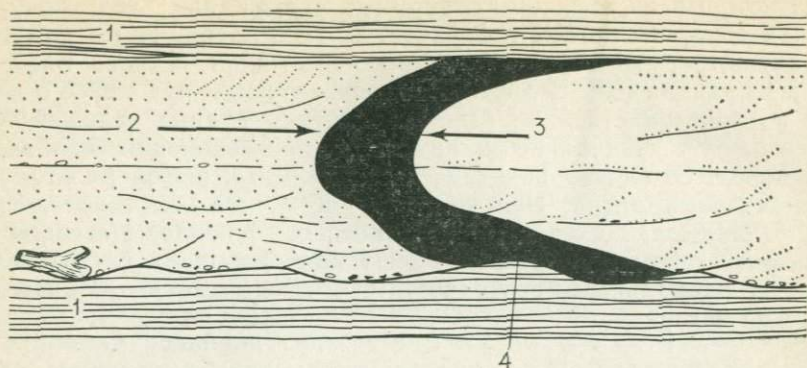
2. Урановая минерализация

Уран — важнейший элемент, который концентрируется различными путями. Он известен в гидротермальных жильных минералах, обычно в виде урановой смолки, встречается в россыпях в составе монацита, а в эпигенетических рудах присутствует в виде карнотита (калий-урановый ванадат). Методы поисков урана разработаны всесторонне [8]; во многих работах показана важная роль седиментологии для объяснения генезиса эпигенетического урана и прогноза месторождений [27].

Концентрации урановых минералов обнаружены в некоторых черных глинистых сланцах морского и неморского происхождения. Они обычно содержат примеси карбонатов и часто фосфатов. Примером могут служить сланцы Чаттануга юго-запада США, горючие сланцы формации Грин-Ривер в Юте и Рам-Джангл близ Дарвина в Австралии [21].

Второе типичное место концентрации урана — неморские конгломераты типа конгломератов бассейна Витватерсранд (докембрий) в Южной Африке [18].

С другой стороны, типичными вмещающими породами для эпигенетического карнотита являются речные песчаники. В США известны три таких ураноносных провинции: плато Колорадо, бассейны Вайоминга и прибрежная равнина Техасского залива [42, 67, 26]. В этих районах урановая минерализация встречается в породах от пермского до третичного возраста. В основном она приурочена к плохо сортированным аркозовым речным пескам, которые обогащены углеродистым детритусом. Довольно часто встречаются обломки растений и стволов деревьев. Типичными составными частями являются пиритовый и карбонатный цемент. Вмещающие песчаники в основном обладают косо́й слоистостью; включают базальные конгломераты и имеют типичную русловую морфологию. Обычно рудное тело имеет форму ролла (фиг. 162). Это неправильная чашкообразная форма, расположенная в лежащем положении по отношению к оси русла. С вогнутой стороны рудного тела песчаники изменены и осветлены до белого цвета.



Фиг. 162. Схема залегания карнотитовых роллов во флювиальных русловых песчанниках. Направление миграции рудного тела (справа) налево.
1 — алевролит; 2 — неизменный песчанник; 3 — осветленный песчанник; 4 — урановая руда

Пирит, кальцит и углеродистый материал отсутствуют. Основная масса и полевой шпат интенсивно каолинизированы.

Как считают многие геологи, эти наблюдения свидетельствуют о том, что минерализация происходила в тот момент, когда фронт диагенеза,двигающийся вдоль канала, стабилизировался в результате изменений в движении или химизме мигрирующего порового раствора. Первичный источник урана всегда был спорным, к нему часто относятся вулканические пеплы и туфы, из которых уран выносился и затем концентрировался просачивающимися кислыми грунтовыми водами.

Эта тесная связь миграции минерального вещества и гидрогеологии ведет к пониманию роли барьеров проницаемости при определении мест осаднения карнотита [47]. Например, минерализация отсутствует в выдержанных по простиранию эоловых и морских песках, обладающих всюду почти одинаковой проницаемостью. Минерализация приурочена к непроницаемым барьерам, таким как поверхности несогласия, или речные отложения, с соотношением песка и глины от 1 : 1 до 1 : 4.

В заключение следует заметить, что урановые залежи могут быть обнаружены при маршрутных исследованиях с использованием счетчика Гейгера, сцинтилляционного счетчика или гамма-спектрометра. Тем не менее фациальный анализ может с самого начала выявить ожидаемые непроницаемые барьеры. Морфология и простирание рудоносных русловых отложений могут быть установлены с помощью простого анализа палеопотоков [52].

Д. Заключение

Предыдущий обзор показывает, что многие руды могут быть тесно связаны с осадочными породами. Они образуются в виде терригенных россыпей, сингенетически, путем прямого осаднения

и эпигенетически, путем диагенетического замещения. Седиментологические исследования проливают свет на проблемы рудогенеза, особенно с использованием данных геохимических и петрофизических исследований.

Вряд ли можно согласиться с тем, что проблемы генезиса руд не имеют особо важного значения при поисках и разведке промышленных месторождений. Например, если свинцово-цинковая минерализация обязательно встречается в рифовых известняках, то поиски таких руд можно распространить за пределы районов с известной гидротермальной минерализацией. Теории металлогенезиса, следовательно, играют роль в решении вопроса о том, какая площадь может быть перспективной на тот или другой минерал.

Несмотря на преобладание металлогенических исследований в прогнозе месторождений, седиментология, однако, может быть использована как дополнительный поисковый инструмент. Анализ фаций поможет в картировании сложных минерализованных рифов, в определении береговой линии, с которой связаны руды, или места расположения ловушек проницаемости в обогащенном карнотитом аллювии. Седиментологические наблюдения могут вестись одновременно с прямыми геохимическими и геофизическими методами и должны составлять неотъемлемую часть общей программы работ по поискам и разведке месторождений.

Список литературы

1. Aleva G. J. J. (1973). Aspects of the historical and physical geology of the Sunda shelf essential to the exploration of submarine tin placers. *Geologie Mijnb.* 52, 79—91.
2. Amstutz G. C. and Bernard A. J. (1973). „Ores in Sediments“ Springer—Verlag, Heidelberg. 350 pp.
3. Amstutz G. C. and Bubnicek L. (1967). Diagenesis in sedimentary mineral deposits. In „Diagenesis in Sediments“ (S. Larsen and G. V. Chilinger, Eds), 417—475. Elsevier, Amsterdam.
4. Bain G. W. (1968). Syngeneses and epigenesis of ores in layered rocks. Rept. 23rd Int. geol. Cong. Prague, Section 7, 119—135.
5. Baars D. L., Copeland A. B. and Ritchie W. D. (1970). Geology of middle Devonian reefs, Rainbow area, Alberta, Canada. In „Geology of Giant Petroleum Fields“ (M. T. Halbouty, Ed.), 19—49. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
6. Bartholome P., Evrard P., Kateksha F., Lopez—Ruiz J. and Ngongo M. (1973). Diagenetic ore—forming processes at Komoto, Katanga, Republic of Congo. In „Ores in Sediments“ (G. C. Amstutz and A. J. Bernard, Eds), 21—41. Springer—Verlag, Heidelberg.
7. Bernard A. J. (1974). Essai de revue des concentration métallifères dans le cycle sédimentaires. *Geol. Rdsch.* 63, 41—51.
8. Bowie S. H. U., Davis M. and Ostle D. (1972). „Uranium Prospecting Handbook“ Inst. Min. Met. London. 346 pp.
9. Boyd D. R. and Dyer B. F. (1966). Frio barrier bar system of South Texas. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 50, 170—178.
10. Brongersma—Sanders M. (1967). Permian wind and the occurrence of fish and metals in the Kupfeschiefer and Marl Slate. *Proc. 15th Inter—Univ. Geol. Congr. Leicester*, 61—71.
11. Brown J. S. (Ed.) (1968). „Genesis of Stratiform Lead—Zinc—Barite—Fluorite Deposits“ *Econ. Geol. Monograph No. 3.* Econ. Geol. Pub. Co. Blacksburg, Virginia. 443 pp.

12. *Busch D. A.* (1960). Prospecting for stratigraphic traps. In „Geometry of Sandstone Bodies“ (J. A. Peterson and J. C. Osmond, Eds), 220—232. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
13. *Busch D. A.* (1971). Genetic units in delta prospecting. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 55, 1137—1154.
14. *Buschinski B. J.* (1964). On shallow—water origin of prophanite sediments. In „Deltaic and Shallow Marine Deposits“ (L. M. J. U. Van Straaten, Ed.), 62—70. Elsevier, Amsterdam.
15. *Buzzalini A. D., Adler F. J. and Jodry R. L.* (Eds) (1969). Evaporites and petroleum. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 53, 775—1101.
16. *Chapman R. E.* (1973). „Petroleum Geology“ Elsevier, Amsterdam. 310 pp.
17. *Dapples E. C. and Hopkins M. E.* (Eds) (1969). Environments of coal deposition. Spec. Pap. geol. Soc. Am. 114.
18. *Davidson C. F.* (1957). On the occurrence of uranium in ancient conglomerates. Econ. Geol. 52, 668—693.
19. *Davidson C. F.* (1965). A possible mode of strata—bound copper ores. Econ. Geol. 60, 942—954.
20. *Degens E. T. and Ross D. A.* (Eds) (1969). „Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea“ Springer—Verlag, Berlin. 600 pp.
21. *Dodson P.* (1972). Some environments of formation of uranium deposits. In „Uranium Prospecting Handbook“ (S. H. O. Bowie, M. Davis and D. Ostle, Eds), pp. 33—33. Inst. Min. Met. London.
22. *Dott R. H. and Reynolds M. J.* (1969). „Sourcebook for Petroleum Geology“ Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 5. Tulsa. 471 pp.
23. *Evans H.* (1972). Zama—a geophysical case history. In „Stratigraphic Oil and Gas Fields“ (R. E. King, Ed.), 440—452. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 16.
24. *Evans W. E.* (1970). Imbricate linear sandstone bodies of Viking formation in Dodsland—Hoosier area of southwestern Saskatchewan, Canada. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 54, 469—486.
25. *Ferris C.* (1972). Use of gravity meters in search for traps. In „Stratigraphic Oil and Gas Fields“ (R. E. King, Ed.), 252—270. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 16.
26. *Fisher W. L., Proctor C. V., Galloway W. E. and Nagle J. S.* (1970). Depositional systems in the Jackson Group in Texas, their relationship to oil, gas and uranium. In „Exploration Concepts for the Seventies“ 234—261. Trans. Gulf—Cst Ass. geol. Soc. No. 20.
27. *Gabelman J. W.* (1971). Sedimentology and uranium prospecting. Sedimentary Geol. 6, 145—186.
28. *Garlick W. G.* (1969). Special features and sedimentary facies of stratiform sulphide deposits in arenites. In „Sedimentary Ores Ancient and Modern“ (C. H. James, Ed.), 107—169. Spec. Pub. Geol. Dept. Leicester University, No. 7.
29. *Garlick W. G. and Fleischer V. D.* (1972). Sedimentary environment of Zambian copper deposits. Geologie Mijnb. 51, 277—298.
30. *Geldsetzer H.* (1971). Syngenetic dolomitization and sulphide mineralization. In „Ores in Sediments“ (G. C. Amstutz and A. J. Bernard, Eds), 115—127. Springer—Verlag, Heidelberg.
31. *Glasby G. P.* (1972). The mineralogy of manganese nodules from a range of marine environments. Mar. geol. 13, 57—72.
32. *Gregory J. W.* (1930). The copper—shale (Kupfeschiefer) of Mansfeld. Trans. Instn. Min. Metall, 40, 3—30.
33. *Hails J. R.* (1972). The problem of recovering heavy minerals from the sea floor—an appraisal of depositional processes. Rep. 24th Int. geol. Cong. Montreal. Section 8, 157—164.
34. *Halbouty M. T.* (1969). Hidden trends and subtle traps in Gulf Coast. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 54, 3—29.
35. *Halbouty M. T.* (1972). Rationale for deliberate pursuit of stratigraphic, unconformity and paleogeomorphic traps. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 56, 537—541.
36. *Halbouty M. T., Meyerhoff A. A., King R. E., Dott R. H. S., Klemme H. D. and Shabad T.* (1970). World's giant oil and gas fields, geologic factors affecting

- their formation, and basin, classification. In „Geology of Giant Petroleum Fields“ (M. T. Halbouty, Ed.), 502—556. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 14.
37. *Harms J. C.* (1966). Valley Fill, Western Nebraska. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 50, 2119—2149.
38. *Haughton S. H.* (Ed.) (1964). The geology of some ore deposits in southern Africa. Proc. Geol. Soc. S. Afr., 25—61.
39. *Hedberg H. D.* (1964). Geologic aspects of origin of petroleum. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 48, 1755—1803.
40. *Jansa L.* (1972). Depositional history of the coal-bearing Upper Jurassic—Lower Cretaceous Kootenay Formation, southern Rocky Mountains, Canada. Bull. geol. Soc. Am. 83, 3199—3222.
41. *Jenik A. J.* and *Lerbekmo J. F.* (1968). Facies and geometry of Swan Hills member of Beaverhill Lake Formation (Upper Devonian), Goose River field, Alberta, Canada. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 52, 21—56.
42. *Jobin D. A.* (1962). Relation of transmissive character of the sedimentary rocks of the Colorado plateau to the distribution of Uranium deposits. Bull. U. S. geol. Surv. 1124, 151 pp.
43. *King R. E.* (Ed.) (1972). „Stratigraphic Oil and Gas Fields—Classification, Exploration methods, and case histories“ Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 16, 687 pp.
44. *Kirkland D. W.* and *Evans R.* (1973). „Marine Evaporites“ Benchmark papers in geology. Dowdon, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania. 426 pp.
45. *Klovan J. E.* (1964). Facies analysis of the Redwater reef complex, Alberta, Canada. Bull. Can. Petrol. Geol. 12, 1—100.
46. *Knill J.* (1970). Environmental geology. Proc. Geol. Ass. 81, 529—537.
47. *Kovalev A. A.* (1972). Polygenic character of uranium mineralization in coalbearing deposits. Int. Geol. Rev. 14, 345—353.
48. *Kranzler I.* (1966). Origin of oil in Lower Member of Tyler Formation of central Montana. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 50, 2245—2259.
49. *Lemoalle J.* and *Dupont B.* (1971). Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa). In „Ores in Sediments“ (G. C. Amstutz and A. J. Bernard, Eds), 167—178. Springer-Verlag, Heidelberg.
50. *Levorsen A. I.* (1964). Big geology for big needs. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 48, 141—156.
51. *Levorsen A. I.* (1967). „Geology of Petroleum“ W. H. Freeman, London. 724 pp.
52. *Lowell J. D.* (1955). Applications of cross-stratification studies to problems of uranium exploration, Chuska Mountains, Arizona. Econ. Geol. 50, 177—185.
53. *MacKenzie D. B.* (1972). Primary stratigraphic traps in sandstone. In „Stratigraphic Oil and Gas Fields“ (R. E. King, Ed.), 47—63. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 16.
54. *Martin D. B.* (1963). Rosedale channel: evidence for Late Miocene submarine erosion in Great Valley of California. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 47, 441—456.
55. *Martin R.* (1966). Paleogeomorphology and its application to exploration for oil and gas (with examples from western Canada). Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 50, 2277—2311.
56. *McCubbin D. G.* (1969). Cretaceous Strike—Valley Sandstone reservoirs, northwestern New Mexico. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 53, 2114—2140.
57. *McGregor A. A.* and *Biggs C. A.* (1972). Bell Creek oil field, Montana. In „Stratigraphic Oil and Gas Fields“ (R. E. King, Ed.) 367—375. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 16.
58. *McKelvey V. E., Swanson R. W.* and *Sheldon R. P.* (1953). The Permian phosphorite deposits of western United States. Int. Geol. Cong. Algiers, 1952, Comptes Rendus, Section 11, pt. 11, 45—64.
59. *Mero J. L.* (1965). „The Mineral Resources of the Sea“ Elsevier, Amsterdam. 312 pp.
60. *Monseur G.* (1974). Rythme sedimentaire et mineralizations stratiformes dans l'environnement recifal. Geol. Rdsch. 63, 23—40.

61. *Monseur G. and Pel J.* (1973). Reef environment and stratiform ore deposits. In „Ores in Sediments“ (G. C. Amstutz and A. J. Bernard, Eds), 195—207. Springer—Verlag, Heidelberg.
62. *Newell R. A.* (1971). Characteristics of the stanniferous alluvium in the southern Kinta Valley, west Malaysia. *Bull. geol. Soc. Malaysia*, 4, 15—37.
63. *Padalino G.*, and many others (1971). Ore deposition in karst formations with examples from Sardinia. In „Ores in Sediments“ (G. C. Amstutz and A. J. Bernard, Eds), 209—220. Springer—Verlag, Heidelberg.
64. *Porfer'ev V. B.* (1974). Inorganic origin of petroleum. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 58, 3—33.
65. *Pryor W. A.* (1973). Permeability—porosity patterns and variations in soe, Holocene sand bodies. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 162—189.
66. *Puchelt H.* (1971). Recent iron sediment formation at the Kameni Islands, Santorini (Greece). In „Ores in Sediments“ (G. C. Amstutz and A. J. Bernard, Eds), 227—245. Springer—Verlag, Heidelberg.
67. *Rackley R. I.* (1972). Environment of Wyoming Tertiary uranium deposits. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 56, 755—774.
68. *Rainwater, E. H.* (1972). The factors which control petroleum accumulation. *Trans. Gulf—Cst Ass. geol. Socs* 22, 39—54.
69. *Richter—Bernburg G.* (Ed.) (1972). „Geology of Saline Deposits“ *Proc. Hanover Symp.*, May, 1968. Unesco, Paris. 316 pp.
70. *Rittenhouse G.* (1972). Stratigraphic trap classification. In „Stratigraphic Oil and Gas Fields—Classification, Exploration Methods and Case Histories“ (R. E. King, Ed.), 14—28. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 16.*
71. *Sangster D. F.* (1971). Geological significance of strata—bound sulphide deposits. *Proc. geol. Ass. Can.* 23, 69—72.
72. *Selley R. C.* (1964). The penecontemporaneous deformation of heavy mineral bands in the Torridonian sandstone of northwest Scotland. In „Deltaic and Shallow Marine Deposits“ (L. M. J. U. Van Straaten, Ed.), 362—367. Elsevier, Amsterdam.
73. *Shannon J. P. and Dahl A. R.* (1971). Deltaic stratigraphic traps in west Tuscola field, Taylor county, Texas. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 55, 1194—1205.
74. *Shelton J. W.* (1967). Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier bar and turbidity current sand deposits. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 51, 2441—2460.
75. *Williamson J. A.* (1967). „Coal Mining Geology“ Oxford University Press, London. 304 pp.
76. *Withrow P. C.* (1968). Depositional environments of Pennsylvanian Red Fork Sandstone in N. E. Anadarko basin, Oklahoma. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 52, 1638—1654.
77. *Woncik J.* (1972). Recluse field, Campbell county, Wyoming. In „Stratigraphic Oil and Gas Fields“ (R. E. King, Ed.), 376—382. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. No. 16.*

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная равнина 288
Абиссальная обстановка 235
Автоцикличность 292
Агломерат 78
Аллоцикличность 292
Аллювий 244—249
— меандрирующих рек 245—248
— разветвленных рек 249
— цикличность отложений 251
Ангидрит 139—146
Анкерит 109
Антидюны, образование в желобах 167
— в речных отложениях 207
— в турбидитах 206
Апатит 136
Араб-Дарб, юрская формация 147—148
Арагонит 108
— замещение кальцитом 121—122
Аркоз 86—87
Асфальт 71
- Багамская платформа 276, 280
Байкальский рифтовый бассейн 324
Бактерии, ассоциирующие с углеобразованием 130
— с сульфидными рудами 157
Барные пески, месторождения нефти в них 342—344
Бассейн, анализ палеопотоков 226
— интракратонный 308—311
— осадконакопления 301—327
— эпикратонный 308, 311, 317
Белл-Крик, месторождение нефти 343—344
Бентонит 75
Береговой бар 267—272
Битум 71
Бишофит 139, 155
Боксит 63
Большие Банки, знаменитое землетрясение на них 171
Боума цикл 174
- Вакка 88
Вакстоун 116
Вальтера закон 289—290
Верхнее озеро, железные руды 135
Ветвящиеся русла 248
Викинг, формация песков 343, 344
Виноградный камень 112
Витватерсранд, месторождение, руды 354, 357
Витрен 133
Выветривание 51
Выровненный шельф 273
- Вязкость, влияние на морфологию слоя 168
- Габон, бассейн 306, 327
Газ природный 72
— сероводородный 157
— применение седиментологии для поисков 334—351
Галенит 157
Галит 139
— цикличность отложений 153—156
Генетический (ая) инкремент 289
— последовательность 290
Геострофические потоки 173
Гидродинамические ловушки 136
Гипс 139
Глауконит 176—177
Глины, матрикс в песках 24—25, 80—83
— минералогия 73—78
— уплотнение 41—43
Глубина влияния волн 276—304
«Годовые кольца» 154
Горизонтальная слоистость 202—203
Горячий сланец 70—73, 256
Горячие тучи 167, 178
Гравитация 183—184
Градиционная слоистость 174—175
Гранулометрический анализ, интерпретация 23—25
— методы 17—19
— представление данных 19—21
Граувакка 82, 88, 90
— в геосинклинальных отложениях 319
Грин-Ривер, формация 72, 176, 256
Гуано 136, 138
- Дарси закон 28
Делавер, бассейн 143
Дельты 258—267
— древние 263—267
— классификация 263
— месторождения каменного угля 263
— нефти в них 263, 341—342
— современные 259—263
Депоцентр 306
Джипсленд, бассейн 309
Диagenез карбонатных осадков 118—129
— песчаников 91—99
Диаметр оседания 168
Диамиктиты 185
— ледниковое происхождение 182
— в фангломератах 242
Доломит (минерал) 108
Доломит (порода) 129

- Древний красный песчаник, «хлебные камни» 57
 Дюны барханные 179
 — образование в желобах 167
 — пирамидальные 180
 — поперечные 180
 — продольные 180
 — золотые 179—181
 Дюрен 133
 Железная шляпа — 63—64
 Железные руды 135—136
 — — клинтонский тип 136
 — — минеттовский тип 136
 — — полосчатый железняк 135
 Железняки 135—136
 Залив, тип бассейна 305
 Замбия, медный пояс 355
 Землетрясения, влияние их на осадочные текстуры 214—219
 Зернистый известняк 116
 Зерна, ориентировка 38—39
 — строение поверхности 13
 — форма 14
 Зерновой поток 184
 — — древние отложения 285
 Знаки ряби 207—212
 — — образование в желобах 167
 — — при колебательных движениях 208—211
 — — симметричные 209
 Илистый песок 343
 Илк-Пойнт, бассейн 156
 Илинойс, бассейн 308
 — — горизонты каменного угля 264
 Иллит 74
 Иловый поток 185, 242
 Индекс знаков ряби 208
 Инкремент генетический 290
 Интисар, рифы 127
 Интракласт 112
 Ихнология 193
 Ихнофашия 194—196
 Калийные соли, цикличность отложений 153—156
 Кальцит, диагенетические изменения 118—129
 — минералогия 108
 Каменный уголь 130—135
 — — в дельтовых отложениях 263
 Каолин 74
 — образование при выветривании 61—62
 Каолинит 61—62
 Карбонатные породы 108—129
 — — диагенез 118—129
 — — классификация 114—117
 — — матрикс 113—114
 — — минералогия 108—110
 — — номенклатура 114—117
 — — петрофизические свойства 118
 — — типы частиц 110—113
 — — уплотнение 124—125
 — — цемент 114
 — — эволюция пористости 118—129
 Карналлит 139—157
 Касситерит, россыли 354
 Кварцевая вакка 89
 Кварцит 85
 Кепрок 145
 — коллекторы углеводородов 336
 Кероген 71
 Кларен 133
 Классы углей 130
 Кокколиты 128
 Коллофан 136
 Конволютная слоистость 213
 — — тонкая 214
 — — в турбидитах 175
 Конгломерат 99—102
 — внутрiformационный 101
 Конседиментационная деформация в водных отложениях 213—217
 — — в золотых отложениях 181
 Контакты зерен 95
 Контуриты 173
 Конусы выноса временных потоков 268
 Косяя слоистость 203—207
 — — интерпретация 220—226
 — — морфология 203—206
 — — образование 206—207
 — — тонкая 207—212
 Красное море, рифт 324—326
 Кремни 107
 — в ассоциации с фосфатами 138
 — радиоляриевые 90, 320
 Криогенез, образование лёсса 182
 Купфершифер 354
 Лавинные отложения 183
 Латерит 60—61
 Ледниковые отложения 182—183
 Лесс 182
 Ливия, миоценовые палеопотоки 225
 — Мурузк, бассейн 308, 313
 — Интисар, риф 127
 — Сёрте, бассейн 315
 — Чатти-Воллей, месторождение железных руд 136
 Лигнит 130
 Линейность течения на плоскостях напластования 202—203
 Лититовые зерна 84
 Локоморфизм 92—95
 Лоферит 33
 Маранхао, бассейн 308, 311
 Массивная слоистость 202
 Мацералы 134
 Микрит 113—114

Миогеосинклиналь 319
Миссисипи—Воллей, тип железных руд 157—158
Мичиганский бассейн 141, 143, 310
Моласса 322
Монацитовые россыпи 354, 356
Меандрирующие русла 248
Мел 127—129
Механические отпечатки 201
Монтмориллонит 75
Морская вода, состав 136—140
Морской склон, фондотема 304
Мульдообразная косая слоистость 204—205
Мэдисон, формация известняков 147
Намывной вал 247
Науру, остров, месторождение Гуано 139
Нефелонидный слой 176
Нефть, ассоциирующие сульфидные руды 158—159
— эвапориты 156, 157
— генезис 335—336
— классификация ловушек 336
— применение седиментологии для поисков 334—351
— состав 72
Нигер, дельта 267
Обстановки осадконакопления, классификация 235—237
— определение 232
Озерные отложения 254—256
Окаймляющая синклиналь 145
Окруженность частиц 14
— влияние на пористость 37
Онколиты 113
Оолиты 147, 176
Оолиты, генезис 112—113
— диагенезис 122
Оолитовая железная руда 136
Опал 93
Оползни 184, 215—217
Опрокинутые передовые слои 213
Ортокварцит 82
Осадки, отложения 162—186
Осадок 7
— классификация 66—69
Осадочный будинаж 219
Осадочный цикл 51
Осадочные модели 241—242
Осадочные руды 351—359
— россыпные 352—354
— сиэгенетические 352, 354—356
— эпигенетические 352, 356—359
Осадочные текстуры 191—227
— биогенные 191, 193—196
— вторичные 191
— классификация 191, 197
— постседиментационные 212—217
— первичные 191

Отвей, бассейн 309
Отмершее русло 249, 251
Отпечатки выемок 199—200
— капель дождя 217
— нагрузки 215
Пактоун, известняк с цементом соприкосновения 116
Палагонит 79
Палеопотоки, анализ 219—228
— интерпретация данных 223—228
— представление данных 221—223
— сбор данных 220
Палеопочвы 56
Палеосклон 220, 224
Парадокс, бассейн 141, 153
Педимент 242
Пелагические отложения 237, 289, 319
Пелоиды 112
Первичная линейность течения 202—203
Передовые слои 203
Пески Фрио, формация 343
Песок вулканокластический 78
— зрелость 80
— илистый 343
— пирокластический 78
Песчаник 79—99
— аркозовый 86—88
— граувакка 88—90
— диагенез 91—99
— кварциты 85—86
— классификация 80—85
— пористость 91—99
Песчаные вулканчики 216
Песчаные дайки 218
Пизолиты 113
Плайя 257
Плотностной поток 165
Плоский слой 167—168, 202
Пирит 135
Пирокластические отложения 78—79
Поверхность несогласия 99, 128—129, 235
Подводные каньоны 185, 285, 340
Подводные конусы выноса 285
Подугольные земли 57, 134, 135
Полигалит 139
Последовательность осадконакопления генетическая 290
Поток волочения 166
— ламинарный 163
— турбулентный 163
Почвы 54—56
— генезис 54—55
— древние 55—56
— современные 55—56
Пористость 26
— внутри частиц 32
— жеодовая 32—34
— измерение 28—29

- межзерновая 31—32
- первичная 31—32
- песчаников 91—99
- растворения 34
- трещиноватости 34
- усыхания 33
- Поры 25
 - классификация 30
- Предгорные конусы выноса 242—244
- Прерия Галит, формация 154—155
- Пресквиль, формация 156
- Проницаемость 28
 - измерения 29—30
- Протокварцит 82
- Псевдожелваки 214—215
- Пербек, эвапориты 152
- Пустынный загар 13
- Рассол 139
 - роль в генезисе руд 356
- Растворение под давлением 93—95, 125
- Размер зерен 16
 - — влияние на пористость 37
 - — определение размера 17—19
 - — осадочные текстуры, корреляция 168—169
 - — связь с минеральным составом 84
- Рудоксоморфизм 91
- Режим потока 167
- Рейнбоу, рифы 346
- Рейн, долина, рифт 324
- Рейнольдса число 162
- Речные отложения 244—251
- Речные фации, классификация 245
- Риклюз, месторождение нефти 343—344
- Рифтовые бассейны 323—326
 - — внутриконтинентальные 324—325
 - — межкратонные 325—327
- Рифы 278—284
 - диагенез 126—127, 282
 - замещение фосфатами 138
 - ловушки углеводородов 345—347
 - пористость 126—127
 - сульфидное оруденение 157
- Россыпные месторождения 352—354
- Руан, группа 355
- Русла 245
 - несогласно наложенные 347—348
 - нефть в русловых отложениях 340—342
 - отмершие 249
 - рудные россыпи 353—354
- Рябь, знаки 207—211
- Сальтация 163—164
- Сапропелит 72—73, 257
- Сибкха 150—153
 - ассоциации шельфовых фаций 273
- Северное море, бассейн 144, 252—253, 355
 - — золотые отложения 252—253
- Седиментационная единица 201
- Сёрте, бассейн 315
- Сидерит 108—109, 135
- Сильвин 139, 155
- Синерезис 40, 177
 - трещины 218
- Сингенетические осадочные руды 354—356
- Скальные горы, меловые пески 269, 271
- Слоистость 201—202
- Соляной купол 145, 157, 336
- Соляные псевдоморфозы 218
- Сортировка, коэффициент 22
 - влияние на пористость 37
- Спарит 114
- Старичное озеро 249
- Стейнмана триада 89, 319
- Стетлер, формация 145—146, 153
- Стокса закон 18, 163
- Стратиграфические ловушки 336—350
 - — классификация 339
- Стреляющий поток 167, 202
- Строение поверхности частиц 13
- Субграувакка 89
- Сульфидные руды, ассоциирующие с эвапоритами 157—158
 - — — с рифами 356
- Суспензия 163—164, 176
- Суэцкий грабен 327
- Сфалерит 157
- Сферичность частиц 14
- Тектоника плит 316—318
- Телетермальные месторождения 157, 356
- Терцаги закон 42
- Тетис 138, 316
- Тонштейн 74
- Торридонский ярус 56, 86, 168, 218
- Торф 130
- Транспортировка осадка 162—185
- Трентон, формация известняков 35
- Трещинная пористость 128
- Трещины высыхания 218
- Триада Стейнмана 89, 320
- Троги, бассейновые 308—316
- Турбидит, интерпретация режима потока 174—175
 - осадочные характеристики 174—176
 - строение 171
 - фациальная модель 284—285
 - турбидитовые потоки 169—176
 - определение 165
- Уилкок, формация песков, 343
- Уиллистон, бассейн 308
- Упаковка зерен 39
- Уплотнение глин 40—42

— и генерация нефти 42
— песков 43—44, 204
Уран 357—358
— с фосфатами 136
Фангломераты 242—244
Фация 238—241
Фекальные комочки 112—113
Филломорфизм 95—96
Флюксотурбидит 184, 288
Флюорит, ассоциирующий с сульфид-
ными рудами 157
Форма частиц — 14
Фосфаты 136—138
Флиш, в Аппенинах 287
— граувакка в нем 88
— в геосинклиналях 320—321
— турбидитовое происхождение
173—174
Фруда число 163, 167, 210
Хилта закон 132
Хлебный камень 56
Хлорит 75—76
Хьюлстрома эффект 164, 165
Цемент карбонатный 92—93
— кремнеземистый 93—95
— определение 25
— опаловый 93
Цехштейн, формация 140, 144, 156,
355
Цикличность 291

Циклы в аллювиальных отложениях
251—252
— в барьерных песках 271
— дельтовые 259
— карбонатно-ангидритные 145
Чатти-Воллей, железные руды 136
Шельфовое море 272—278
Штрихи 193—196
Эвапориты 139—157
— галит-калийные циклы 153—156
— деформация 143—145
— минеральный состав 139
— озерные 257
— практическое значение 156—157
— сопутствующая минерализация
157, 356
— цикличность 142—144
Эвгеосинклиналь 319
Эндотема 302
Энтеролитовая текстура 149
Эпигенетические осадочные руды
356—359
Эпидианез 96—97
— углеводородные ловушки, об-
условленные им 348—350
Эпиконтинентальное море 276—277
Эпсомит 139, 155
Эоловые отложения 252—254
Эоловые процессы 177—182
Юрские железные руды 136

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Благодарности	6

Глава 1. Введение

I. Введение и исторический обзор	7
II. Седиментология и науки о Земле	9
Список литературы	11

Глава 2. Частицы и поры

I. Физические свойства частиц	13
А. Строение поверхности частиц	13
Б. Форма частиц, сферичность и округленность	14
В. Размер частиц	15
II. Пористость и проницаемость	25
А. Введение	25
Б. Морфология пор	30
В. Генезис первичной пористости	36
Г. Влияние уплотнения на первичную пористость	40
Список литературы	44

Глава 3. Выветривание и осадочный цикл

I. Введение	50
II. Осадочный цикл	51
III. Выветривание	54
А. Биологическое выветривание и почвообразование	54
Б. Физическое выветривание	57
В. Химическое выветривание	58
Г. Экономическое значение и выводы	62
Список литературы	64

Глава 4. Alloхтонные отложения

I. Введение; классификация отложений	66
II. Alloхтонные отложения	68
III. Глинисто-алеуритовые породы	70
А. Сапропелиты и горючие сланцы	71
Б. Глины и глинистые минералы	73
IV. Пирокластические отложения	78
V. Песчаники	79
А. Номенклатура и классификация песчаников	79
Б. Песчаники	85
В. Влияние диагенеза на пористость песчаников	91
VI. Грубообломочные породы	99
Список литературы	102

Глава 5. Автохтонные отложения

I. Введение	105
II. Карбонатные породы	108
А. Введение	108
Б. Карбонатные минералы	108
В. Физические компоненты карбонатных пород	110
Г. Номенклатура и классификация	114
Д. Диагенез и эволюция пористости	118
III. Каменные угли	130
IV. Осадочные железные руды	135

V. Фосфатные руды	136
VI. Эвапориты	139
А. Введение	139
Б. Эвапориты. Общая геологическая характеристика	140
В. Карбонатно-ангидритные ритмы	145
Г. Галит-калийные эвапоритовые толщи	153
Д. Практическое значение эвапоритов	156
Список литературы	158

Глава 6. Транспортировка и осадконакопление

I. Введение	162
II. Водные процессы	166
А. Седиментация из потоков волочения	166
Б. Седиментация из турбидитовых потоков	169
В. Седиментация из суспензий	176
III. Эоловые процессы	177
А. Эоловая седиментация из ковров волочения	178
Б. Эоловая седиментация из суспензий	181
IV. Ледниковые процессы	182
V. Гравитационные процессы	183
Список литературы	186

Глава 7. Осадочные текстуры

I. Введение	191
II. Биогенные осадочные текстуры	193
III. Первичные неорганические осадочные текстуры	196
А. Введение	196
Б. Доседиментационные (межпластовые) текстуры	197
В. Синседиментационные (внутрипластовые) текстуры	201
Г. Постседиментационные текстуры	212
Д. Прочие текстуры	217
IV. Анализ палеопотоков	219
А. Исследование палеопотоков	220
Б. Анализ данных по изучению палеопотоков	221
В. Интерпретация данных по палеопотокам	223
Список литературы	227

Глава 8. Обстановки осадконакопления и фации

I. Обстановки осадконакопления	232
А. Определение понятия обстановки	232
Б. Обстановки эрозии, равновесия и осаднения	233
В. Классификация обстановок осадконакопления	235
II. Осадочные фации	238
III. Модели осадочных обстановок	241
А. Концепция модели	241
Б. Некоторые описанные модели	242
IV. Осадочные модели, инкременты и циклы	289
А. Закон Вальтера	289
Б. Генетические инкременты седиментации	290
В. Последовательности и циклы	291
Список литературы	293

Глава 9. Осадочные бассейны

I. Обстановки осадконакопления, основные уровни и тектоника	301
II. Осадочные бассейны	304
А. Концепции и классификации	304
Б. Бассейны	308
В. Троги	316
Г. Рифты	323
Список литературы	328

Глава 10. Прикладная седиментология

I. Введение	331
II. Нефть и газ	334
А. Состав, генезис и локализация нефти и газа	335
Б. Изменение роли седиментологии при эксплуатации месторождений нефти и газа	337
В. Стратиграфические ловушки	339
Г. Седиментология и разведка нефти и газа	350
III. Осадочные руды	351
А. Введение	351
Б. Россыпи	352
В. Сингенетические руды	354
Г. Эпигенетические руды	356
Заключение	358
Список литературы	359
Предметный указатель	363

Р. К. Селли

ВВЕДЕНИЕ В СЕДИМЕНТОЛОГИЮ

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Переплет художника *В. В. Киреева*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
График-иллюстратор *М. А. Якубова*
Технические редакторы *Н. С. Гришанова,*
В. В. Соколова
Корректор *И. Н. Таранева*

ИБ № 3818

Сдано в набор 10.07.80 Подписано в печать 27.02.81 Формат 60×90¹/₁₆ Бумага книжно-журн. Гарнитура «Литературная» Печать высокая Усл.-печ. л. 23,25 Усл. кр.-отт. 53,47 тыс. Уч.-изд. л. 26,98 Тираж 2300 экз. Заказ 427/7972—1 Цена 4 р. 40 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд 1/19
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

В издательстве «Недра» готовятся к печати новые книги

ПЕТТИЖОН Ф. Дж. Осадочные породы. Пер. с англ. 70 л. Пер. изд.: США, 1975. 8 р. 90 к.

Может служить ценным пособием по изучению осадочных пород. Каждая глава книги посвящена отдельному вопросу учения об осадочных породах или определенному типу этих пород. Рассмотрены особенности осадочных пород, структуры и условия их залегания, влияние тектоники на осадкообразование, изменение условий осадконакопления во времени. Дано подробное описание обломочных пород, сланцев, аргиллитов, вулканогенных осадочных пород, железистых осадков, фосфоритов, бокситов и т. д. Для всех пород изложены условия современного образования, структура, состав, классификация, фациальное положение.

Для широкого круга геологов различной специализации, изучающих осадочные породы. Может быть полезна преподавателям и студентам геологических факультетов вузов.

СЛАВИН В. И., ЯСАМАНОВ Н. А. Методы палеогеографических исследований. 20 л., 3 р. 40 к.

Рассматриваются задачи и методы реконструкции морских и континентальных ландшафтов геологического прошлого, методы выявления состава древних атмосфер и основных климатообразующих факторов, а также палеогеографических факторов образования многих гипергенных полезных ископаемых. Предложены новейшие методы палеогеографических построений. Показано, что важнейшим критерием палеогеографических реконструкций являются седиментологические исследования. Изложены способы изображения палеоландшафтов и палеогеографических условий на картах и графиках различного назначения.

Для геологов, занимающихся вопросами седиментологии, палеонтологии, геохимии, историей развития Земли.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

4 p. 40 m.

3512

1850