

С. И. РОМАНОВСКИЙ

Физическая седиментология



• НЕДРА •

С. И. Романовский

ФИЗИЧЕСКАЯ СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

5172



ЛЕНИНГРАД
«НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988



Романовский С. И. Физическая седиментология.— Л.: Недра, 1988.— 240 с.

С учетом современных данных по изучению океана на основе тектоники литосферных плит изложены проблемы физической седиментологии с акцентом на процессы образования тел осадочной оболочки разной структурной сложности. Рассмотрена актуалистическая база физической седиментологии, приведены ее модели, дан анализ механизмов трех классов процессов, составляющих основу седиментологии: грануло-, страто- и циклоседиментогенез.

Для научных работников—геологов, тектонистов, стратиграфов, морских геологов, связанных с изучением осадочных пород и с поисками осадочных месторождений.

Табл. 3, ил. 51, список лит. 79 назв.

Рецензент—д-р геол.-минерал. наук А. И. Айнемер
(ВНИИОкеангеология).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Седиментология, основной целью которой является разработка общей теории осадкообразовательного процесса, родилась в недрах литологии (петрографии осадочных пород) в традиционном ее понимании, когда литологи осознали, что доказательные генетические модели, трактующие условия образования разных типов осадочных пород, могут быть созданы только в том случае, если удастся понять механизм процесса, существенно различный для обломочных, хемогенных и биогенных пород. Именно эти качественно разные классы процессов осадконакопления привели и к дифференциации самой седиментологии. Ее самостоятельными разделами являются литодинамика, химическая седиментология и физическая седиментология, приложимая главным образом к осадкам (и породам) терригенного ряда.

Литологи давно занимаются задачами физической седиментологии, хотя и не всегда употребляют это словосочетание. Такие задачи, как установление связи гранулометрического состава пород с гидродинамикой среды седиментации, разработка теории переноса осадков однонаправленными водными потоками, моделирование в лотках и путем натуральных экспериментов разных видов слоистости и изучение осадочной рассортировки в прибрежной зоне моря, разработка моделей циклической седиментации, безусловно принадлежат к основным задачам физической седиментологии.

Публикаций на эти темы в периодической геологической литературе — многие тысячи. Масса полезных сведений по физической седиментологии содержится в учебниках и монографиях: по литологии [25; Логвиненко Н. В., 1984; Петтиджон Ф., 1981 г.; Рухин Л. Б., 1969 г.; Blatt H., Middleton G., Murray R., 1972 г. и др.], морской геологии [12—14, 17, 50 и др.] и общей седиментологии [8, 9, 27, 29, 33, 34 и др.]. Однако обобщающей работы, связно и с единых позиций излагающей основные результаты по этой важнейшей компоненте литологической науки, ни в отечественной, ни

в зарубежной литературе пока нет. Предпринимаемая автором попытка — первая.

Надо, правда, сказать, что еще в 1964 г. коллектив молодых тогда геологов-энтузиастов: А. И. Айнемер, И. А. Одесский и Э. Я. Яхнин, работавших под руководством А. И. Животовской, — опубликовали сборник трудов под названием «Очерки по физической седиментологии» [24]. Это, пожалуй, единственная публикация, в которой авторы дали ясное название предмету своей работы — в их книге все статьи были посвящены разным вопросам именно физической седиментологии.

За прошедшие годы существенно (можно даже сказать — коренным образом) изменился фактический материал, на котором базируется седиментология. Это касается и гранулометрии (которая в настоящее время стала значительно более детальной и точной в связи с переходом ведущих лабораторий на выполнение дробных ситовых анализов), и тонких экспериментальных исследований седиментогенеза в лабораторных условиях, и новых конструктивных моделей циклического осадконакопления.

Главное, однако, заключается в том, что с началом глубоководного бурения в океанах появился принципиально новый материал, в частности по литологии осадков разных зон Мирового океана, включая глубоководные желоба, и родился «новый взгляд на Землю» — тектоника литосферных плит. Мы же знаем, что литология всегда была в тесной зависимости от тектонических представлений. Образно говоря, если раньше литология была в плену «фиксистой» тектоники, то теперь она попала в плен тектоники «мобилистской». Это коренным образом трансформировало многие привычные представления седиментологии, которые пришлось переосмыслить; появились и новые задачи, ранее не возникавшие. С другой стороны, как это часто бывало в истории науки, новые седиментологические модели дали возможность существенно конкретизировать и переосмыслить одну из самых «болевых точек» тектоники плит — гипотезу субдукции.

Ключевой идеей книги является выделение самостоятельных типов седиментогенеза, реализующихся в разных структурно-тектонических зонах океана. Каждый из типов получил свое специальное название. Кроме того, мы рассматриваем отдельно своеобразные структурные инварианты седиментогенеза, ответственные за формирование тел осадочной оболочки разной структурной сложности. Таких инвариантов три: грануло-, страто- и циклоседиментогенез. Их детальному описанию посвящена вторая часть книги.

Первая же касается теоретического, эмпирического и экспериментального фундамента физической седиментологии. Все это служит той совершенно необходимой базой, без которой немисливо изложение и понимание основных результатов этой науки.

И последнее. С рождением тектоники литосферных плит принято связывать революционные преобразования в комплексе наук о Земле. Появилась новая — мобилистская — парадигма геологической науки. Сегодня уже бессмысленно говорить о надуманности новой парадигмы и противопоставлять ей старые концепции. Она прочно вошла в научный оборот геологии и заставила считаться с собой даже самых непримиримых противников. Нечто подобное еще в 30-х годах произошло в седиментологии. Тогда появилось представление (впоследствии полностью подтвержденное натурными наблюдениями) о мутьевых потоках как мощных агентах транспортировки и аккумуляции осадков. Их отложения — турбидиты — заняли прочное место в ряду других давно изучаемых литологией объектов.

Отмеченные новации не могли не сказаться и на развитии физической седиментологии. В той или иной мере они найдут отражение в нашей книге.

ВВЕДЕНИЕ

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ КОМПОНЕНТА ЛИТОЛОГИИ

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЛИТОЛОГИЯ

Хорошо известно, что независимо от предметного содержания науки ее теоретической составляющей является совокупность моделей, теорий и законов, объясняющих наиболее важные факты и ключевые эмпирические закономерности. Теория дает возможность не только увязать, казалось бы, разрозненную грудку накопленных наукой фактов, объяснить их, но и предсказать новые, еще не известные факты и закономерности. С этих позиций теоретическая компонента литологической науки отчетливо просматривается на всех этапах ее истории [Страхов Н. М., 1970 г.].

Одни теории явились следствием эмпирического обобщения громадного фактического материала (теория типов литогенеза Н. М. Страхова), другие построены с привлечением дедуктивно постулируемых положений (теория осадочной дифференциации Л. В. Пустовалова). Однако эти теории роднит одно: отталкиваясь от известных и ранее фактов, они сконцентрировали внимание на процессах, реализациями которых эти факты являются, дали физически обоснованное описание этих процессов и получили ряд следствий, установить которые при отсутствии теоретической модели было принципиально невозможно. Наиболее показательна в этом плане теория образования миграционной слоистости Н. А. Головкинского, из которой вытекает важнейшее, прежде всего для стратиграфии, следствие о возрастном скольжении границ литологических комплексов (подразделений местной шкалы). С ним вынуждены считаться и современные стратиграфы.

Разумеется, далеко не все из отмеченных нами теоретических разработок отвечают статусу теории в строгом смысле этого слова; возможно даже, что ни одна из них не может быть названа теорией, если подходить к ним с теми критериями, которые выработаны общей теорией познания. Однако не исключено, что критерии эти не всегда конструктивны в приложении к геологическим теориям [36]. Так или иначе, но более чем 25-летние усилия отечественных и зарубежных ученых, занявшихся в начале 60-х годов внедрением в геологию современной математики — ее языка, логических средств и вычислительных возможностей, — принесли немало положительных результатов, но не изменили и даже не

затронули ее основ. Эти основы сегодня такие же, как и 100 лет назад*.

И тем не менее, *теоретическая литология должна иметь дело прежде всего с такими моделями и теориями, которые отталкиваются от эмпирически отмеченных закономерностей и описывают механизмы образования конкретных объектов, используя принципы и законы других естественных наук.* Основной задачей теоретической литологии по-прежнему остается разработка обобщающей теории литогенеза. Однако строго дедуктивным путем ни эта, ни более частные теории созданы быть не могут. Поэтому, говоря более конкретно, теоретическая литология имеет дело с моделями, списывающими условия образования и последующего преобразования вещества осадочных пород и основных структурных единиц осадочной оболочки земной коры. Ясно, что модели теоретической литологии должны быть преимущественно *седиментологическими*, в основе которых лежат законы физикохимии, механики и гидродинамики в зависимости от рассматриваемого класса условий седименто- и литогенеза.

Остановимся на основной задаче теоретической литологии более подробно. Для этого прежде всего надо уяснить, что в настоящее время понимается под литогенезом, или стратолитогенезом** в терминологии Н. Б. Вассоевича [1962 г.]. Термин «литогенез», по всей вероятности, предложен известным немецким геологом И. Вальтером [Walther J., 1893, 1894 г.], который трактовал его как реконструкцию условий образования древних горных пород на основе изучения хода современных геологических процессов, т. е. путем использования сравнительно-литологического метода. Иными словами, в понимании И. Вальтера, литогенез (он его называл «литогенезисом» или «литогенией» [Grumbt E., 1975 г.]) означал не совокупность стадий породообразования, а скорее методику (точнее, методологию) познания их генезиса. Такая трактовка литогенеза сохранила лишь исторический интерес, и в настоящее время под литогенезом принято понимать две начальные стадии породообразования: седиментогенез и диагенез.

Именно в таком смысле трактовал литогенез Н. М. Страхов [1960 г.]. Другими словами, под литогенезом следует понимать всю совокупность геологических процессов, непосредственно связанных с образованием и последующим превращением осадков в горные породы.

Что должна представлять собой общая теория литогенеза? Н. М. Страхов [40, с. 5] дал следующее определение этой теории:

* Не является исключением и теория тектоники литосферных плит, перевернувшая наши представления о строении и развитии Земли, но не поколебавшая фундаментальных, в основе своей эмпирических устоев геологической науки.

** Данный подход к терминовтворчеству представляется наиболее удачным, поскольку он акцентирует внимание не только на определенную стадию породообразования, но и на характер формируемых при этом тел осадочной оболочки. Мы также использовали данный принцип для обозначения структурных инвариантов седиментогенеза [Романовский С. И., 1980 г.].

«Теория литогенеза — обобщающий раздел литологии, выясняющий общие закономерности осадко- и породообразования и дающий их истолкование». Эта теория, по мнению Н. М. Страхова [1960 г.], может быть построена *только* на сравнительно-литологической основе. Еще в 1945 г. он пришел к выводу, что основная задача теоретической литологии — это изучение важнейших закономерностей осадочного процесса, локализованного в «естественных седиментационных областях литосферы» [Страхов Н. М., 1945 г., с. 39]. Эта ключевая идея послужила в дальнейшем отправным пунктом при последующей разработке теории литогенеза, т. е. при выделении разных типов литогенеза. «Для литологической теории, — писал Н. М. Страхов [40, с. 6], — идея типов литогенеза столь же необходима и полезна, как для тектоники идея о геосинклиналях и платформах как основных структурных единицах земной коры». Данные Н. М. Страховым установки можно принять и сегодня, но с одной оговоркой: общие теоретические закономерности осадкообразования можно вскрыть только средствами *седиментологии* и эти же закономерности должны лечь в основу будущей теории седиментогенеза.

Основы теории литогенеза, как уже отмечалось, заложены трудами самого Н. М. Страхова [1956, 1957, 1960 гг.]. В его капитальных работах на основе введенных понятий «тип осадочного процесса» и «тип литогенеза» проанализированы, систематизированы и обобщены практически все составляющие сложного комплекса процессов, протекавших в разных географических поясах Земли в геологическом прошлом. При этом в основу типизации положен климатический фактор, характеризуемый температурой и влажностью, на основе которого Н. М. Страхов выделил три типа литогенеза: ледовый, гумидный и аридный. Климат, по убеждению Н. М. Страхова, в значительно большей мере, чем тектонические условия, традиционно ставившиеся на первое место при рассмотрении процессов осадконакопления, определяет не только общий план размещения на земной поверхности осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, но и эволюцию осадочно-породообразования в геологической истории.

Несколько особняком в этой классификации стоят вулканогенно-осадочный и осадочно-океанический типы литогенеза, выделенные по другим основаниям.

Осадочно-океанический тип литогенеза Н. М. Страхов предложил в 1976 г., полагая, что на океан нельзя распространять те критерии выделения типов литогенеза, которые были справедливы на континентальном блоке. Здесь, однако, необходимо сделать одну существенную оговорку. Дело в том, что в пределах собственно океанической акватории (исключая, естественно, зоны шельфа и континентального склона) осадки еще не прошли необходимые стадии породообразования и потому «осадочно-океанический тип» просто не соответствует определению литогенеза. С другой стороны, игнорировать процессы океанического осадконакопления при обсуждении общей теории литогенеза нельзя, а потому пред-

ставляет большой интерес изучение разных видов зональности распространения осадков в пределах океана и соотнесение этой зональности с той, которую мы имеем на континентальном блоке, т. е. с литогенетической в точном смысле этого слова.

Эти вопросы явились предметом очень интересной дискуссии между двумя крупнейшими нашими литологами Н. М. Страховым и А. П. Лисицыным, развернувшейся на страницах периодической литературы во второй половине 70-х годов. Поводом для нее послужила монография А. П. Лисицына [13].

Суть их позиций сводилась к следующему. А. П. Лисицын в своих исследованиях и аргументации опирался на установленную океанологами зональность, определяющую связь важнейших процессов в океане с климатом: широтную (собственно климатическую), циркумконтинентальную, вертикальную (батиметрическую) и тектоническую. Еще в 1966 г. А. П. Лисицын предложил выделять климатические зоны в океане по тем же принципам, что и на континентах. Это и вызвало основные критические замечания Н. М. Страхова, который полагал, что поскольку на континентах типы литогенеза устанавливаются по аутигенным породам-индикаторам, а в океане — по видам биоса, то различие критериев не может привести к исходным типам литогенеза.

По прошествии более 10 лет после этой дискуссии создается впечатление, что во многом она обязана своим возникновением невольной подмене понятий. Действительно, Н. М. Страхов выделял для континентального блока типы литогенеза, А. П. Лисицын — типы океанического седиментогенеза. Казалось бы, дискуссия должна идти лишь в одном направлении: правомочно ли к выделению типов океанического седиментогенеза применение тех же критериев, что и к литогенезу в целом, или на стадии седиментогенеза определяющим является *тип осадочного процесса*, его механизм, зависящий прежде всего от гидродинамики и лишь опосредованно — от климата. Однако дискуссия пошла не в том русле, ибо сам А. П. Лисицын [1977 г., с. 6] поставил вопрос о выделении в океане ледовых, умеренных, аридных и экваториальных гумидных зон литогенеза. «Зоны литогенеза на континентах продолжают в океаны, — писал А. П. Лисицын [1979 г., с. 128]. — Зональность характерна для шельфов и материковых склонов, а также для осадков пелагиали. Терригенные, кремнистые и карбонатные осадки разных климатических зон резко отличаются по механизму образования, по составу и свойствам. В то же время в пределах одной зоны они сохраняют наиболее существенные черты, единые для суши и океана».

В распоряжении А. П. Лисицына был громадный фактический материал по осадкообразованию во всех океанах, что дало ему возможность построить карты распространения различных литологических типов осадков и, сопоставив их с климатическими картами, обнаружить определенную климатическую зональность осадконакопления. Если бы А. П. Лисицын выделенные им зоны в

океане соотнес с конкретными типами океанического седиментогенеза, то это соответствовало бы действительному положению дел.

Что же касается перенесения климатических типов литогенеза, выделенных на континентальном блоке, в условия океана, то для глобальной теории литогенеза это имеет весьма ограниченное значение хотя бы потому, что осадки океанического ложа, располагающиеся у подножия континентального склона и на абиссали (т. е. на океанической коре), никогда не «перейдут» на континент. Продвигаясь вместе с ложем океана от зоны раздвижения литосферных плит к зоне субдукции, они в конечном итоге поглотятся в этой зоне, а на континенте закрепятся лишь осадки шельфового пояса, причем преимущественно пассивных окраин континентов, и частично осадки глубоководных депрессий (каньонов и желобов), определяющих положение активных окраин.

Кроме того, континент — это понятие географическое. За длительную геологическую историю конфигурация континентов и их расположение на поверхности Земли многократно менялись, что являлось следствием перестроек конвективных ячеек с изменением направлений движения литосферных плит. С этих позиций об определяющей роли климатического фактора в литогенезе можно говорить только в том случае, если время формирования конкретного комплекса пород соизмеримо со временем пребывания данной зоны седиментации в определенном климатическом поясе. Поэтому утверждение А. П. Лисицына [1979 г., с. 128] о том, что выделяемые на суше зоны литогенеза непрерывно продолжаются в океан, создавая глобальные зоны литогенеза, справедливо только для современного этапа, а для геологического прошлого оно не имеет решающего значения.

Ясно теперь, что типы литогенеза, выделенные Н. М. Страховым на континентальном блоке, если и сохраняют свое значение для океана, то только в пределах *океанических окраин тех же континентов*. Климатическая зональность осадкообразования в океанах, установленная и убедительно доказанная А. П. Лисицыным [1977 г.], имеет решающее значение прежде всего для познания процессов *седиментогенеза* — той компоненты общей теории литогенеза Н. М. Страхова, которой в силу объективных причин было уделено в свое время мало внимания. Из этих же соображений следует, что не имеет смысла выделять в особый тип осадочно-океанический литогенез.

Следует подчеркнуть, что при выделении новых самостоятельных типов литогенеза особое внимание надо обращать на специфику протекания *всех* стадий осадочного процесса, отличную от той специфики, которая уже изучена при описании установленных ранее типов литогенеза. С этой точки зрения, вряд ли стоит бесконечно множить типы литогенеза, поскольку при ближайшем рассмотрении оказывается, что «новый тип» либо не отвечает определению литогенеза, либо является частным случаем (своеобразной модификацией) уже известных и давно изучаемых типов лито-

генеза. Поэтому и в настоящее время за основу следует принимать типизацию литогенеза Н. М. Страхова.

Однако единственное исключение все же придется сделать. Оно касается *суспензионно-потокового литогенеза*, который полностью отвечает критериям, предъявляемым при выделении самостоятельных типов литогенеза. Его подробная характеристика будет приведена в главе 3. Сейчас лишь отметим, что продуктами суспензионно-потокового литогенеза являются турбидиты, т. е. отложения плотностных, в частности мутьевых, или суспензионных, потоков. К турбидитам относятся все литологические модификации флиша, а также отложения нижней (морской) молассы и аспидные толщи. Циклы турбидитов всегда формируются в *инъективном режиме циклогенеза* геологически мгновенно [31; Романовский С. И., 1971 г.], т. е. в результате своеобразной инъекции материала в бассейн седиментации. Последовательность таких циклов может накапливаться только в зонах разгрузки плотностных потоков: в дельтах рек, образующих зачастую разветвленные долинно-веерные системы, в морских каньонах, в глубоководных желобах и у континентального подножия.

Примечательной особенностью суспензионно-потокового литогенеза является то, что образование турбидитов обычно происходит на больших глубинах, часто ниже критической глубины растворения карбонатного материала. Быстрая доставка материала в зоны разгрузки, значительная (часто — многие тысячи метров) глубина этих зон, геологически мгновенное отложение единичного турбидита приводит к тому, что турбидит как бы *наследует* вещественный состав материнских пород и нового минералообразования на стадии диагенеза практически не происходит. Кроме того, «слои» в турбидитах выделяются достаточно условно. Единичный турбидит — это монолитная порода, в которой благодаря постепенному утонению зернистости от основания к кровле наблюдается условное (без четких границ) разделение на отдельные слои.

Как и для вулканогенно-осадочного литогенеза, для суспензионно-потокового главными отличительными чертами являются: *парагенезы пород*, образующие многокилометровые толщи, распространенные только в горно-складчатых областях; отсутствие фациальных переходов между синхроничными осадочными образованиями иного состава; текстурные особенности как отдельных «слоев», так и турбидита в целом. Суспензионно-потоковый литогенез характерен для всех геологических периодов. При этом устанавливается определенная последовательность его реализации: непрерывный ряд формаций, обязанных своим образованием суспензионно-потоковому литогенезу, начинается разрезами аспидной формации, за ними следуют отложения флиша, на которые ложатся циклы морской молассы.

Турбидиты изучаются более 50 лет. Сегодня седиментологам уже недостаточно отнесения исследуемых отложений к турбидитам, они должны знать: в какую фазу транспортировки взвеси она выпала в осадок, на каком расстоянии от начала движения потока

это произошло, какой эффективной плотностью обладал поток и т. д.

Наиболее грубозернистые турбидиты, отложившиеся из перегруженных взвесью плотностных (зерновых) потоков, получили название *флюксотурбидитов*. Если удастся проследить фиксированные циклы по простираанию, вдоль движения потока, то выясняется, что по мере удаления от источника зернистость осадков уменьшается, текстурные характеристики турбидита становятся более четкими и даже намечается устойчивый порядок в смене текстурных признаков. Такие турбидиты получили название *дистальных*, т. е. наиболее удаленных от начала движения потока. Им противопоставляются *проксимальные турбидиты*, образовавшиеся вскоре после начала движения плотностного потока.

Для понимания сути суспензионно-потокового литогенеза, формирующего, как мы уже отметили, все литологические модификации флишевых толщ, важно еще следующее. Со времени классических работ Н. Б. Вассоевича [1948, 1951 гг.] по кавказскому флишу было принято считать, что типичный флиш обязательно должен быть похож на «кавказский», т. е. характеризоваться небольшими мощностями циклов, включать полный набор терригенных пород (исключая наиболее грубые разности), а также иметь слепки с разнообразных текстурных знаков — био- и механоглифов. Отложения, напоминающие кавказский флиш, но в точности ему не соответствующие, стали получать специальные наименования: аспидные, флишеподобные, флишоидные и т. п. Такой подход не прояснял суть дела, а скорее затуманивал ее, поскольку специальных моделей, объясняющих условия образования этих отложений, не разрабатывалось. Их генезис сначала трактовался с позиций осцилляционной гипотезы Н. Б. Вассоевича [1940 г.], а впоследствии — с позиций гипотезы мутьевых потоков Ф. Кюнена [Kuenen Ph. H., 1958 г.]. Что касается теории типов литогенеза, то в ней флишевым толщам вообще не нашлось места.

Можно указать еще одну характерную черту суспензионно-потокового литогенеза: строение турбидитов флишевого типа, образовавшихся в разных палеогеографических обстановках, весьма схоже. Различие заключается лишь в мощностях и литологическом составе элементарных циклов: в долинно-веерных системах накапливаются, как правило, более грубозернистые разности турбидитов повышенной мощности, тогда как для разрезов желобов более характерны устойчивые мощности каждого отдельного турбидита, измеряемые сантиметрами и первыми десятками сантиметров. Следовательно, для образования мощных толщ турбидитов важно сочетание двух факторов: устойчивого сохранения во времени условий, необходимых для зарождения плотностных потоков, и наличия морфологически выраженной области их разгрузки.

Хорошо также известно, что каждой турбидитовой (в частности, флишевой) свите свойственны определенный набор пород с их типичными структурами и текстурами, свой характер цикличности, различающийся в основном количественными соотношениями эле-

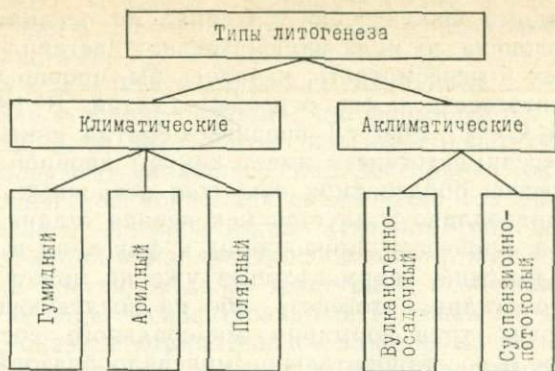


Рис. 1. Классификация типов литогенеза.

ментов цикла, тафоценоз и т. д. Очевидно, механизм формирования таких отложений, оставаясь принципиально одним и тем же, в каждом конкретном случае осложняется специфическими, присущими лишь данной свите генетическими особенностями, которые как бы наследуются каждым вновь образующимся седиментационным циклом (единичным турбидитом). Иными словами, инъективный режим циклогенеза в сочетании с суспензионно-потоковым типом литогенеза характеризуются передачей от цикла к циклу своеобразной *генерационной функции*. [Бобров В. А., Романовский С. И., 1970 г.]. При этом действие такой функции распространяется на всю область седиментации и продолжается в течение всего периода формирования турбидитовой свиты.

На примере флишевых толщ можно убедиться [31], что тесная связь их генезиса с суспензионно-потоковым типом литогенеза дает возможность с этих же позиций истолковать условия образования большой группы пород, именуемых турбидитами, и подойти с единых позиций к их всестороннему (минералогическому и геохимическому) исследованию. Это, несомненно, выявит и ряд факторов, определяющих металлогеническую специализацию турбидитов.

По справедливому заключению Н. М. Страхова [1978 г., т. 2, с. 308], для каждого самостоятельного типа литогенеза характерен вполне определенный комплекс пород и полезных ископаемых. Для каждого типа литогенеза этот комплекс «особый, неповторимый, со своими закономерностями вещественного состава». На сегодняшний день классификацию типов литогенеза можно представить так, как показано на рис. 1. Ее мы используем и в дальнейшем при анализе возможностей палеотектонической интерпретации разрезов осадочных толщ с позиций тектоники литосферных плит.

В заключение данного раздела отметим, что представление о путях развития теоретической литологии в последнее время существенно изменилось. Связано это с тем, что накопленный лито-

логами громадный фактический материал по осадкам Мирового океана (от голоцена до мела включительно) заставил уточнить, а в ряде случаев и пересмотреть, казалось бы, прочно устоявшееся толкование литогенеза и его основных стадий. В 1980 г. автор [Романовский С. И., 1980 г.] впервые обратил внимание на то, что понятие «седиментогенез» имеет как бы двойной смысл: при анализе процессов образования *вещества* осадочных пород седиментогенез справедливо толкуется как первая стадия литогенеза, а при изучении процессов, приводящих к фиксации в разрезе *тел* осадочных отложений, седиментогенез уже не может пониматься как начальная стадия литогенеза, ибо на последующих его стадиях происходят трансформации минерального состава пород (окислительное и восстановительное минералообразование в группе малоустойчивых компонентов осадка, перераспределение аутигенных минералов, а также локальное уплотнение осадков), но не изменяется форма вмещающих их тел — слоев и седиментационных циклов. Эти тела полностью формируются при седиментогенезе.

С этой точки зрения не только целесообразно, но просто необходимо рассматривать седиментогенез не как первую стадию литогенеза, а как *вполне законченный самостоятельный геологический процесс*. К тому же если седиментогенез определить как совокупность процессов, приводящих к образованию и накоплению осадков, то станет ясной и предметная область седиментологии, а также более отчетливо прорисуются те границы, которые отделяют седиментологию от литологии в традиционном ее понимании.

Теория литогенеза будет полнее и содержательнее, если в сферу ее рассмотрения включить процессы осадконакопления, исследуемые с точностью до механизма процесса. Но эту задачу можно решить только в том случае, если будет достаточно глубоко вскрыта *физика* седиментогенеза и будут выделены его характерные типы, объединяемые общностью режимов (механизмов) процессов, которые определяют образование элементов осадочной оболочки разной структурной сложности. Поэтому необходимы серьезное углубление седиментологического направления науки об осадочных породах, определение главных задач этого направления и разработка методов их решения. При этом основными источниками информации могут служить только данные о механизме процессов современного осадкообразования и результаты лабораторных исследований по моделированию в лотках различных типов стратификаций, структурных и текстурных характеристик пород и т. д.

Нельзя, конечно, сказать, что условия образования слоев и седиментационных циклов совсем не изучались; они изучались, и довольно интенсивно, но не литологами, а тектонистами. Поэтому и предлагавшиеся ранее схемы страто- и циклоседиментогенеза нельзя признать удовлетворительными. Действительно, долгие годы, как мы уже отметили, литологи находились в явном плену у тектонистов и даже процессы осадконакопления рассматривали только через призму восходящих и нисходящих движений земной коры. Еще более 30 лет назад Н. М. Страхов [1957, с. 25] писал

по этому поводу: «Касаясь влияния тектонических движений на литогенез, литологи... по существу лишь пересказывают созданные ими (тектонистами.— С. Р.) представления о типах движений земной коры, о том, как эти движения создают напластование пород и циклическое строение разрезов, как формируются мощности осадочных толщ; этим дело обычно и ограничивается».

Таким образом, сложилась парадоксальная ситуация, когда чисто тектоническая концепция седиментогенеза [Белоусов В. В., 1962 г.], согласно которой только тектоника определяет и характер стратификации накапливающейся толщи, и ее мощность, и литологический состав, и даже текстурные особенности отдельных слоев, долгие годы господствовавшая в нашей научной и учебной литературе, оказала отрицательное влияние на развитие работ по исследованию процессов седиментогенеза. Концепция, которая увязывала в единое целое все многообразие процессов осадконакопления, подчиняя их ход лишь одному фактору — вертикальным движениям (их амплитуде, скорости, знаку и частоте), по существу тщательно «скрывала» механизм процессов за этими понятиями и, пытаясь объяснить все, на самом деле почти ничего не объясняла. И только когда седиментологическая компонента литологии стала развиваться в некоторой степени независимо от господствовавших ранее сугубо тектонических концепций, появились первые успехи и первые по-настоящему серьезные результаты.

Процедура трансформации знания о механизме современных процессов седиментогенеза, которое может быть получено в рамках физической седиментологии и литодинамики, на породы прошлых геологических эпох в общем случае осуществляется с помощью *сравнительно-седиментологического метода*. Именно поэтому так важны исследования по литодинамике и физической седиментологии, которые в совокупности позволяют получать новые данные о механизме современного осадкообразования, что в значительной мере повышает надежность анализа процессов литогенеза. Разработка седиментологических основ литологической науки даст возможность подойти к построению целостной концепции седиментогенеза.

В данной книге нас интересует, как уже отмечалось, не вещество пород, а тела, ими слагаемые. Осадочная оболочка земной коры нацело выполняется телами трех структурных уровней сложности, организованных по принципу вложения: седиментационными циклами, которые состоят из слоев, характеризующихся в свою очередь вполне конкретным гранулометрическим индексом. Причем все они формируются уже на седиментационной стадии литогенеза, а это означает, что для построения моделей их образования седиментогенез следует трактовать как самостоятельный вполне законченный процесс.

Однако классы седиментологических моделей, описывающих условия оформления фракционной структуры пород, процессы слоеобразования и формирования седиментационных циклов, существенно различны. Это объясняется разными факторами, опре-

деляющими протекание процесса, и, конечно, разными механизмами седиментогенеза, формирующими тела разной структурной сложности. Именно поэтому целесообразно при данном подходе к седиментогенезу выделять его своеобразные *структурные инварианты* и сосредоточивать внимание на их детальном анализе. Рассмотрим вкратце принципы их выделения.

Гранулометрический состав терригенных пород является надежным индикатором гидродинамической активности среды осадконакопления, а при более детальных исследованиях служит достаточной основой для дробного фациального районирования обстановок накопления осадка. На базе изучения фракционного состава обломочных пород решается широкий спектр задач из сферы фациального анализа и палеогеографии. Все они опираются на конкретные модели процессов, объясняющих различные распределения частиц по размерам (фракциям). Хотя гранулометрический образ обломочных пород формируется как реализация седиментогенеза, никаких специфических тел при этом не образуется. По этой причине данный структурный инвариант седиментогенеза мы предлагаем назвать *гранулоседиментогенезом**. Ясно, что гранулоседиментогенез имеет смысл только для пород кластического ряда. Хемогенные и биогенные породы с точки зрения гранулометрии не изучаются.

Слоистость осадочных пород является основной структурной характеристикой осадочной оболочки. И хотя мы различаем слоистость миграционную, формирующуюся в результате миграции фациальных зон, и слоистость мутационную, образующуюся при фиксированном положении береговой линии, с позиций морфологического облика слоев они также являются реализациями процессов седиментогенеза вне зависимости от конкретного генетического типа слоистости. Поэтому если кроме вещества пород принимать в расчет и форму их залегания, то данный структурный инвариант седиментогенеза можно назвать *стратоседиментогенезом*.

Парагенезы пород (или слоев), как известно, образуют элементарные седиментационные циклы, условия формирования которых определяются конкретным генетическим типом слоистой толщи, который в свою очередь диктуется режимом циклогенеза. Однако вне зависимости от фиксации конкретного режима циклической седиментации можно говорить о том, что и данный уровень структурной организации осадочной оболочки обязан определенному структурному инварианту седиментогенеза, который мы называем *циклоседиментогенезом*.

Важно подчеркнуть, что в данной классификации учтены все реально изучаемые в литологии объекты, причем они организованы, как уже отмечалось, по принципу вложения. Поэтому рассмат-

* В первых работах автора, где вводились эти новые понятия [Романовский С. И., 1980, 1984 гг.], речь шла о структурной ориентации седиментогенеза. Однако представление о структурных инвариантах этого процесса более точно и конкретно отражает суть рассматриваемой типизации.

риваемые в книге классы седиментологических задач, хотя и соотносятся с объектами разной структурной организации, имеют одну общность: все эти задачи решаются на основе конкретных предположений о механизмах седиментогенеза.

В заключение еще раз отметим следующее. Разработка основ физической седиментологии даст возможность подойти к построению целостной концепции седиментогенеза, которая, с одной стороны, явится вполне самостоятельной законченной теорией, а с другой — войдет как важнейший составной элемент в общую теорию литогенеза, что по принципу обратной связи неизбежно расширит круг прикладных задач литологии, литостратиграфии, тектоники и минерогении, решаемых на седиментологической основе.

МЕТОДОЛОГИЯ МОДЕЛЕЙ ФИЗИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

5772
Сразу оговоримся, что в СССР седиментология как самостоятельная научная дисциплина литологического цикла пока, к сожалению, права гражданства не получила. Объясняется это, очевидно, тем обстоятельством, что в силу чрезвычайно широкого и расплывчатого толкования литологии [Попов В. И., Троицкий В. И., 1985 г.] седиментологию вынуждены либо вовсе не принимать в расчет, полагая, что в ее задачу входит только изучение современных осадков, либо считать седиментологию синонимом литологии, что и делается пока в подавляющем большинстве случаев. Действительно, в «Геологическом словаре» [1978 г., т. 2, с. 205] читаем: «Седиментология — название, принятое для науки об осадочных породах за рубежом, где «седиментами» называют не только современные осадки, но и древние, т. е. горные породы. В СССР эту науку принято называть литологией» (курсив мой. — С. Р.).

Такое толкование литологии приводит к тому, что по традиции ее главное внимание сосредоточивается на детальном исследовании отдельных генетических групп осадочных пород (терригенных, карбонатных, галогенных, кремнистых и т. д.) и лишь в малой степени внимание уделяется раскрытию общего механизма осадочного породообразования. Достаточно раскрыть популярные у нас курсы по литологии (петрографии осадочных пород) Г. И. Теодоровича [1958 г.], Л. Б. Рухина [1969 г.], Н. В. Логвиненко [1984 г.] и других авторов, чтобы убедиться в том, что эти вопросы освещаются в них на самом общем уровне, без какой бы то ни было детализации механизмов седиментогенеза в зависимости от типа бассейна и режима движения среды.

В последние годы, правда, появились монографии, прямо касающиеся седиментологии (их мы назвали в Предисловии). Они безусловно восполняют пробел в наших знаниях закономерностей осадконакопления. Однако и они касаются только тех проблем, которые можно отнести к компетенции *общей седиментологии*, т. е. того раздела этой науки, который рассматривает условия осадконакопления в разных обстановках: флювиальной, прибрежно-морской, эоловой, ледниковой и т. д. — с акцентом на вещественном

составе образующихся отложений, а также типах текстур на поверхности осадка, включая различные морфологические разновидности слойчатости. Это очень важные вопросы, но ими не исчерпываются задачи, которые призвана решать седиментология.

Д. Расселл [Russell D. R., 1981 г.] справедливо заметил, что за последние 25 лет седиментология достигла больше, чем за всю предшествующую историю своего развития. Объясняется это тремя обстоятельствами: принципиально новым фактическим материалом, добытым в результате глубоководного бурения в океане; появлением новой тектонической концепции — тектоники литосферных плит, заставившей геологов полностью пересмотреть свои взгляды на историю развития Земли; наконец, активным внедрением в седиментологические исследования современной электронно-вычислительной техники. Если период 30—60-х годов ознаменовался повсеместным увлечением седиментологов концепцией турбидитов [Dott R. H., Jr, 1978 г.], то начиная с 70-х годов они стали разрабатывать общую теорию осадкообразования [Marschalko R., 1985 г.], иными словами, теорию седиментогенеза как самостоятельного и завершенного процесса. Именно такого понимания седиментогенеза придерживаемся и мы в данной работе.

Общей седиментологией будем называть науку, изучающую закономерности современного осадкообразования в разных морфоструктурных зонах океана и континентов с целью реконструкции механизмов седиментогенеза геологического прошлого и построения общей теории осадконакопления. Материалами, являющимися основой палеореконструкций, могут быть как данные наблюдений за современными процессами седиментосферы, так и результаты экспериментов по моделированию в лотках различных морфологических и структурных характеристик пород. Знания же о процессах палеоседиментогенеза могут быть получены либо по схеме прямой экстраполяции в прошлое, либо по схеме проверки гипотез [Груза В. В., Романовский С. И., 1974 г.]. Обе эти схемы можно рассматривать как практические реализации актуалистического мировоззрения в рамках более узкого, а потому и более конкретного сравнительно-литологического или, точнее, сравнительно-седиментологического метода.

Под физической седиментологией будем понимать науку, рассматривающую процессы осадконакопления как результат взаимодействия среды, характеризуемой вполне определенными физическими и механическими признаками, с движущимися в ней телами — зёрнами, формирующими фракционную структуру осадка, слои и седиментационные циклы.* Из этого определения явствует, что основными объектами физической седиментологии являются терригенные осадочные образования.

А. И. Животовская, инициатор работ в этой области, справедливо писала, что «общее содержание и основная задача данной нау-

* Мы лишь незначительно изменили определение этой науки, которое первой дала А. И. Животовская [24].

ки... состоит в том, чтобы путем точного анализа раскрыть законы физической седиментации вещества, т. е. она станет *физикой осадконакопления* (курсив автора.— С. Р.), в которой должны быть разработаны и принципы реконструкции среды» [24, с. 11].

При постановке задач физической седиментологии обычно предполагается, что в каждом конкретном случае известны законы движения среды (например, однонаправленный водный поток с турбулентным спектром скоростей), которые описываются соответствующими уравнениями движения, заимствуемыми из гидромеханики, а также фиксированы физические характеристики частиц, находящихся в активной контактной зоне. Поэтому в принципе становится возможным решение широкого круга задач, не только нацеленных на количественное описание закономерностей седиментогенеза как функции от гидродинамических параметров водной среды, но и дающих возможность восстанавливать эти параметры по морфологическим и структурным характеристикам уже образованного осадка. Правда, решение последней задачи чаще всего оказывается неоднозначным, что вообще характерно для так называемых обратных задач. Многочисленные примеры таких задач содержатся в опубликованной ранее монографии автора [29].

Таким образом, физическая седиментология рассматривает прежде всего физическую сторону процесса осадконакопления, его механизм и по самой своей сути является важнейшим составным элементом общей седиментологии.

Седиментологические модели могут быть разной степени конкретности. Общую седиментологию интересуют модели преимущественно описательные, касающиеся фиксации сходных свойств различных обстановок седиментации и источников осадочного материала. Конечной целью такого подхода является построение единой седиментационной модели Земли. Ю. П. Казанский [9] справедливо отмечает, что для общей седиментологии важны модели седиментосферы применительно к каждому возрастному срезу, ибо только таким путем можно подойти к проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли.

Для физической седиментологии характерны модели иной направленности — более локальные, нацеленные на описание физической стороны седиментогенеза. Достаточно сказать, что в терминах физической седиментологии можно аналитически оценить законы осаждения частиц различной гидравлической крупности, с разными морфометрическими характеристиками; можно изучить связь структурных и текстурных характеристик осадка с особенностями циркуляции водных потоков, как с устойчивым во времени режимом движения (русловые потоки и придонные течения), так и с неустойчивым (плотностные и так называемые эфемерные потоки); можно дать оценку глубин и основных гидродинамических характеристик бассейна седиментации по морфологии текстур осадка; для устойчивых во времени палеопотоков можно с достаточной степенью надежности реконструировать их скоростные характеристики, пользуясь данными фракционного состава ал-

лювиальных осадков, и т. д. Одним словом, спектр задач достаточно широк.

Однако для их успешного решения в каждом отдельном случае необходимы как надежная физическая модель явления, так и корректный аналитический аппарат, который соответствовал бы сформулированной модели. В противном случае наряду с исходным загроублением явления на стадии разработки его физической модели неизбежно и искусственное загроубление в результате использования неадекватного данной модели математического аппарата. Отметим, что некоторые из перечисленных здесь задач являются объектом детального рассмотрения в последующих главах монографии. Одни из них решены автором*, другие же заимствованы из литературных источников.

Подчеркнем еще одно важное обстоятельство, существенно влияющее на спектр задач физической седиментологии. Оно касается вовлечения в сферу интересов этой науки проблем, ранее считавшихся прерогативой общей седиментологии. Связано это с той новой литологической информацией, которая получена в последние годы при изучении Мирового океана, и с новой теоретической парадигмой геологии — тектоникой литосферных плит. Самая крупная проблема, стоящая сейчас перед седиментологией в связи с интенсивным изучением геологии Мирового океана, может быть кратко сформулирована так: *динамика океанического дна и седиментогенез* [Ревелл Р. и др., 1970 г.]. Эта проблема включает широкий спектр вопросов, ответ на которые должны дать модели физической седиментологии.

— Как энергетика осадочного процесса проявляется в разных зонах океана?

— Как изменяется механизм накопления осадков по мере перехода от шельфа к абиссальным глубинам?

— Как формируется слоистость осадков в океане и каковы различия в этом процессе на шельфе, у подножия континентального склона, на абиссали и в глубоководных желобах?

— Каковы динамика и механизм накопления осадков в желобах и как ведут себя осадки погружающейся плиты?

— Каков физический и геологический смысл перерывов, обнаруженных во многих скважинах глубоководного бурения, длительность которых достигает десятков миллионов лет?

Перечень подобных вопросов можно без труда продолжить. Но не меньший интерес представляют вопросы иного рода, сводящиеся как бы к обратным — ретроспективным — постановкам задач.

— Как с помощью новейшей актуалистической информации по геологии Мирового океана и данных тектоники литосферных плит подойти к решению ряда классических задач литологии и седиментологии?

* Те из моделей физической седиментологии, которые подробно описаны в монографии автора [29], излагаются здесь лишь в конспективном виде, а основное внимание уделено новым, не рассматривавшимся ранее вопросам.

— Каков седиментологический механизм возникновения возрастного скольжения литологических (практически стратиграфических) горизонтов?

— Как увязывается циклическое строение осадочных толщ с режимом горизонтального перемещения плит?

— Имеет ли место прогрессивный рост скоростей осадконакопления в масштабе геологического времени, и если да, то какова причина этого явления?

Многие из перечисленных задач решаются, и достаточно успешно; другие еще ждут своего решения.

Важно также знать, каким образом строить седиментологические модели, чтобы они не противоречили физике моделируемого явления и имели конкретный прогностический выход в палеорекострукции. Какой математический аппарат более адекватен рассмотренным представлениям: чисто вероятностные модели или начинающая интенсивно разрабатываться математическая теория катастроф? На решение каких задач из смежных областей знания — тектоники и стратиграфии — может повлиять развиваемая в последние годы концепция инъективной (эпизодической) седиментации? Одним словом, ответ на эти и многие другие вопросы упирается в методологию моделей физической седиментологии.

Методологической основой постановки задач в терминах физической седиментологии является актуализм. Его современная формула: настоящее — это ключ к познанию прошлого. Однако сложность использования этой формулы определяется не только характером решаемой задачи, но и тем, насколько на временной оси разобщены «настоящее» и «прошлое». Если развить уже использованную образную аналогию, то можно сказать, что чем с более древними образованиями имеет дело геолог, тем на более сложный замок они закрыты, тем труднее к этому замку подобрать и ключ, т. е. конкретный метод палеорекострукций.

Еще Ч. Лайелл [Ляйэлль Ч., 1866 г., т. 1, с. 58], один из творцов актуалистической ориентации при реставрации геологической истории, отмечал, что еще недостаточно указать на современные процессы как возможный аналог процессов прошлого; надо вскрыть механизм, через который эти медленно развивающиеся явления могут приводить к грандиозным преобразованиям земной коры. Таким механизмом, по Ч. Лайеллю, является *геологическое время*, аккумулирующее ничтожные изменения и приводящее в конечном итоге к наблюдаемым преобразованиям.

Идейная основа концепции актуализма проста: все процессы, идущие сегодня, имели место и в былые геологические эпохи, но далеко не все из протекавших в прошлом процессов реализуются у нас на глазах. Однако из идейной простоты не следует, что и методика конкретных исследований столь же проста. Из приведенной выше формулировки ясно, что наиболее прозрачный путь использования актуализма по схеме прямой экстраполяции в прошлое оказывается и наименее надежным, поскольку нет уверенности в том, что найденный современный гомолог гипотетического гео-

логического процесса действительно пригоден для его описания. По этой же причине практически все генетические задачи не имеют однозначного решения.

На данном этапе развития науки актуализм материализовался в сравнительно-литологический метод, основы которого заложены в трудах академиков А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова. Говоря более строго, сравнительно-литологический метод использует актуалистическую идею по схеме проверки гипотез, когда для суждения об условиях образования объекта достаточно, чтобы вытекающие из седиментологической модели выводы не противоречили наблюдаемым характеристикам объекта.

Таким образом, в методологическом плане ситуация с актуалистической ориентацией процесса познания в геологии также очевидна: ею, и только ею, определяется сама возможность реставрации геологической истории. Актуализм — это не принцип (поскольку им нельзя руководствоваться при решении всех геологических задач) и тем более не метод (такого просто нет и никогда не существовало), а чисто мировоззренческая платформа геологов, пользуясь которой они и разрабатывают конкретные методические приемы познания геологического прошлого.

Логической основой сравнительно-литологического метода служит интуитивная уверенность литологов в том, что данных о процессах современного осадкообразования достаточно для реставрации механизмов седиментогенеза, управлявших в прошлом формированием всего многообразия как структурных и текстурных характеристик пород, так и слагаемых ими тел — слоев и седиментационных циклов. Для объектов физической седиментологии такая уверенность имеет свою почву: процессы седиментации протекают в водной или воздушной среде, управляются они законами гидро- и аэродинамики, а их действие зависит от констант среды (вязкости, плотности, солевого состава), которые достаточно консервативны. Если численное их значение и менялось на протяжении геологической истории, то не настолько, чтобы повлиять на качественное состояние процессов грануло-, страто- и циклоседиментогенеза. Следовательно, надежная актуалистическая база физической седиментологии имеет для нас решающее значение. По этой причине ей уделяется достаточное внимание в этой книге.

Важнейшей методологической проблемой физической седиментологии является и так называемое *актуальное*, или *эффективное*, время, в течение которого реализуются собственно седиментологические процессы. От ее решения зависит и другая важная проблема, касающаяся скоростей осадконакопления, их локальных (местных) вариаций и глобального направленного изменения во времени (если оно, конечно, имеет место).

В частности, геологи давно обратили внимание на то, что даже в монотонной толще известняков присутствуют скрытые перерывы (диастемы), на которые, по мнению Дж. Баррела [Barrell J., 1917 г.], приходится значительная часть времени, ответственного

за формирование разреза. Однако не имея возможности дать хотя бы приближенные оценки времени перерывов в седиментации, геологи вынуждены закрывать на них глаза, ибо каким бы объемом отложений ни была представлена свита в разных разрезах, эти объемы соответствуют (в принципе) одному и тому же времени. Но говорит ли эта разность объемов о разных скоростях осадконакопления или только о том, что время перерывов в седиментации в разных разрезах существенно различно? Ответить на эти вопросы при решении седиментологических задач необходимо, однако наука, к сожалению, еще не располагает такими возможностями.

Бурение скважин в океане, где, казалось бы, процессы накопления осадков должны идти непрерывно, доказало, что это далеко не так, что и в океанах значительная часть времени падает на перерывы в седиментации. Доказано, например, что в геологической летописи южной части Атлантического океана представлена едва ли половина его истории [Van Andell T. H., 1981 г.]. Эрозия не может рассматриваться здесь в качестве главной причины неполноты разрезов, хотя и другие причины точно назвать невозможно. Морские геологи придумали удачный обход этой сложной проблемы, назвав время перерывов периодом «неотложения осадков». Таким образом, геологическая летопись теперь прочитывается в других терминах: она фиксирует короткие интервалы «активности», разделенные значительно более длительными периодами «бездействия». Иными словами, геологическая летопись — это последовательность редких, но значительных по интенсивности событий, разделенных длительными перерывами.

В дальнейшем мы рассмотрим этот вопрос подробнее. Сейчас лишь обратим внимание на то, что в этой связи следует понимать под скоростью осадконакопления.

Скорость осадконакопления геологи всегда определяли как отношение мощности разреза к стратиграфическому (млн. лет) объему времени. Такая процедура оправдана, и получаемая величина на самом деле имеет размерность скорости: $m/10^6$ лет, $mm/10^3$ лет. Но в каком смысле она будет скоростью именно осадконакопления? Рассмотрим два крайних случая.

1. Пусть в разрезе отсутствуют перерывы в седиментации. Тогда полученная величина будет по смыслу соответствовать скорости осадконакопления, но только окажется существенно заниженной, поскольку не вводится поправка на уплотнение осадков. Более точно в этом случае говорить о приращении мощности разреза за миллион лет, ибо скорости формирования конкретных видов пород существенно различны.

2. Лишь часть стратиграфического объема времени уходит на накопление осадков, в остальное время осадконакопление отсутствует. Тогда ясно, что полученная величина будет характеризовать лишь осредненную скорость осадконакопления, причем и в этом случае она будет заниженной. Однако если в первом приме-

ре занижение скорости было за счет занижения числителя, то во втором — за счет завышения знаменателя.

Разобранные нами случаи имеют чисто методический характер, они дают право не абсолютизировать вычисленные значения скоростей осадконакопления и осознать их относительный характер.

Однако есть ситуации, в которых представления о скоростях накопления осадков заставляют полностью отказаться от лайеллевской концепции «созидательного» геологического времени. Мы имеем в виду *инъективный седиментогенез*, реализующийся благодаря громадным порциям осадков, выносимым в зону аккумуляции плотностными потоками. Раньше время в рассуждениях геологов присутствовало только опосредованно при исторических реконструкциях, теперь же категория времени стала неотъемлемой частью любых геодинамических моделей. Но если в тектонике время стало играть позитивную роль, то в седиментологии в связи с концепцией турбидитов отношение ко времени стало сугубо негативным.

Вызвано это тем, что единичный цикл турбидита образуется за считанные часы, а поскольку отсутствует сколько-нибудь правильная периодичность в возникновении мутьевых потоков, то и нельзя сказать, какая доля времени от известного стратиграфического интервала ушла на накопление турбидитов. Более того, справедливым будет следующее парадоксальное (на первый взгляд) утверждение: *вся свита, сложенная турбидитами, образовалась в течение перерыва в осадконакоплении.*

Для его доказательства приведем такой несложный расчет. Пусть интересующая нас свита соотносится с 2/3 геологического века, что для мелового периода соответствует приблизительно 3—3,5 млн. лет. Свита включает 1000 элементарных циклов турбидита (их мощность в данном случае роли не играет). Если на образование одного цикла уходит 20—30 ч, то вся свита формируется за 30—40 мес. (считая лишь время чистой седиментации), что составляет только 0,0001 % стратиграфического времени ее образования. Отсюда и следует, что вся свита возникла геологически мгновенно. Этот седиментологический парадокс мы привели для того, чтобы показать, какую роль в физической седиментологии играет геологическое время и как представление о нем трансформировалось в связи с концепцией турбидитов.

Надо сказать, что в связи с развитием тектоники плит появляется все больше доказательств того, что геологические процессы протекают гораздо быстрее, чем это предполагалось ранее. Это касается и горизонтальных перемещений субстрата, и вертикальных движений земной коры, и интенсивности накопления осадков. Так, Атлантический океан расширяется за 1 млн. лет на 20 км, т. е. в среднем со скоростью 1 см/год по каждую сторону от Атлантического срединно-океанического хребта [Van Andell T. H., 1981 г.]. Если рассмотреть мировой срединно-океанический хребет в целом, то горизонтальные перемещения плит происходят со ско-

ростью 10—100 км/млн. лет, т. е. скорость раздвига достигает 10 см/год по обе стороны от хребта.

Поднятия бортов рифтовых долин в среднем идут со скоростью до 4 см/год, а погружения океанических плит по мере удаления от рифтовой долины и остывания—со скоростью «всего» 0,0175 см/год. Скорость погружения океанической плиты вблизи зон субдукции возрастает до 0,2—0,4 см/год. Многочисленные одиночные подводные горы вулканического происхождения испытывают устойчивое опускание, отчетливо фиксируемое с эоцена; оно идет со скоростью 20—60 м/млн. лет, или 0,002—0,006 см/год [Heirtzler J. R., 1980 г.]. Поднятие уровня моря в конце четвертичного оледенения приводило к трансгрессии со скоростью 3 км за 100 лет, или 3000 см/год! [Van Andell T. H., 1981 г.].

Следовательно, терригенный седиментогенез реализуется лишь в отдельные, сравнительно краткие эпизоды геологической активности, которые затем сменяются значительно более длительными интервалами геологического покоя, когда протекающие в это время процессы не оставляют заметного следа в геологических разрезах. Не означает ли, однако, такой взгляд на седиментогенез возрождение давно оставленной наукой теории геологических катастроф? В чистом виде — нет. И все же разумные начала эта теория содержала, их-то и берет на вооружение современная седиментология.

С этих позиций, вероятно, будет справедливо подразделить седиментогенез на два класса [Романовский С. И., 1978 г.]: 1) *хроногенный седиментогенез*, когда удастся установить более или менее точную зависимость режима седиментации от времени; ему соответствуют отложения ленточных глин (варвы), галогенная сезонная седиментация, элементарные циклы ритмитов и, наконец, собственно океанические глубоководные отложения (без турбидитов); 2) *инъективный седиментогенез*, когда элементарный седиментационный цикл образуется геологически мгновенно.

Представления об инъективной седиментации играют большую роль и в построении общей теории осадконакопления, и в разработке конкретных моделей физической седиментологии. В 1981 г. этой проблеме посвятил свою ежегодную речь президент Американского общества экономической палеонтологии и минералогии (SEPM) Р. Дотт [Dott R. H., Jr., 1982 г.], а еще через год он опубликовал большую статью на тему об эпизодической седиментации [Dott R. H., Jr., 1983 г.]. Р. Дотт справедливо полагает, что признание важного значения эпизодической (в нашей терминологии — инъективной) седиментации тождественно признанию существенной роли случайных событий в седиментологии, предсказать реализацию которых можно лишь с определенной вероятностью.

Важно еще подчеркнуть следующее: инъективный тип седиментогенеза всегда имеет как бы двойной смысл. Действительно, когда мы писали о том, что сохранившаяся в геологических разрезах летопись осадконакопления фиксирует лишь незначительную долю от общего стратиграфического объема времени, то мы тем

самым имели в виду инъективный седиментогенез; если мы начнем рассуждать об условиях накопления турбидитов, о вулканогенно-осадочных отложениях, об оползневых и обвальных образованиях, мы также будем иметь в виду инъективный седиментогенез, но уже в более конкретном смысле, применительно к определенному генетическому типу отложений.

Если, к примеру, полагать, что пелитовая компонента полной турбидитовой последовательности есть продукт нормальной океанической седиментации (хроногенного седиментогенеза), а из мутьевого потока осаждается лишь грубообломочная часть турбидита, то согласно уже приведенным расчетам легко убедиться в том, что мощный мутьевой поток, возникающий в среднем один раз в 1000 лет, отвечает за 90—95 % терригенного материала единичного цикла турбидита, но этому соответствует ничтожная доля геологического времени.

На методологическом уровне представление об инъективном седиментогенезе должна обобщать концепция, существенно отличающаяся от лайеллевского актуализма. Такой концепцией является теория, которую швейцарский геолог К. Хсю [Hsü K. J., 1983 г.] назвал непривычным, но зато точным словосочетанием — «актуалистический катастрофизм». Кратко суть ее состоит в том, что человечество за время существования научного метода познания природы выработало достаточно строгие теории, объясняющие механизм конкретных геологических процессов (например, генезис турбидитов из плотностных водных потоков), но конкретные реализации этих процессов по своим масштабам таковы, что в явном виде не укладываются в известные теоретические схемы.

Короче говоря, «настоящее» слишком мало по своей длительности, чтобы выработать обоснованные экстраполяции на все геологическое «прошлое». В прошлом эти процессы могли реализоваться и действительно реализовались в таких масштабах, которые никакими наблюдениями за современными процессами объяснить невозможно. Это и есть своеобразные катастрофы с позиций современного состояния природы. Однако механизм действия даже катастрофических по масштабам реализаций процессов принципиально неизменен; его вполне можно изучать, опираясь на течение современных процессов. Отсюда и название — актуалистический катастрофизм.

С недавнего времени в математике стало развиваться специальное направление [Thom P., 1972 г.], именуемое теорией катастроф. Оно уже находит применение и в седиментологии, в частности при изучении турбидитов [Cubitt J. M., Shaw B., 1976 г.; Henley S., 1976 г.]. Его методологической базой применительно к задачам физической седиментологии как раз и является концепция актуалистического катастрофизма. Так что сходство здесь не только терминологическое.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ, ЭМПИРИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ ФИЗИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

ГЛАВА I

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕКТониКИ ПЛИТ ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ

Могут возникнуть вопросы: зачем в книге по физической седиментологии излагать ключевые моменты тектоники плит и зачем акцентировать внимание на седиментологической компоненте этой теории? Ответить на них несложно.

С одной стороны, хорошо известно, что процессы осадконакопления всегда рассматривались в тесной связи с режимом тектонических движений, и коль скоро изменились представления о характере тектонических процессов, важно знать, как это скажется на трактовке процессов седиментогенеза. С другой стороны, сама теория тектоники литосферных плит еще находится в стадии разработки, в ней много неясных и спорных вопросов, многие из которых (в частности, процессы на активных окраинах плит, в зонах субдукции) могут быть доказательно решены только с привлечением моделей физической седиментологии.

Важно и то, что конструктивные представления новой теории дают возможность установить тесную связь тектонического режима с процессами слое- и циклонакопления в генетически различных типах осадочных толщ, что в свою очередь позволит найти корректные решения обратной задачи (наиболее важной для литологии) — применительно к древним осадочным образованиям разработать критерии перехода от типов осадочного разреза с характерной последовательностью отложений к тектоническим режимам, имевшим место в период их формирования, т. е. выявить *вещественные характеристики* геодинамических режимов прошлого.

Известный английский геолог Э. Хэллем [49] справедливо отметил, что основная трудность при интерпретации конкретных типов отложений с позиций тектоники плит состоит в том, что осадконакопление весьма опосредованно связано с теми геодинамическими процессами, на рассмотрении которых базируется пока эта теория. Следовательно, требуется найти чисто седиментологические индикаторы основных геодинамических режимов тектоники плит. Это можно считать одной из важнейших познавательных задач физической седиментологии.

Разумеется, данная книга — не место для обсуждения всех pro et contra теории тектоники плит. Она здесь принимается за исходную теоретическую канву, с позиций которой осмысливаются многие явления физической седиментологии. Мы попытаемся изложить

только тот необходимый минимум сведений из новой теории, который важен для понимания современных глобальных процессов седиментогенеза и для получения важнейших следствий (литологических и стратиграфических), с неизбежностью вытекающих из данного толкования физических основ седиментологических процессов.

Геология в последние десятилетия переживает период революционной ломки сложившихся представлений. Образно говоря, в ней сейчас происходит то же, что уже пережила астрономия во времена Бруно, Коперника и Галилея, математика — во времена Лейбница, Ньютона, Галуа и Кантора, физика — во времена Кюри, Планка и Эйнштейна, химия — во времена Бунзена, Бутлерова и Менделеева, биология — во времена Менделя и Вавилова, кибернетика — во времена Винера и Берга. Меняются не только представления геологов о процессах направленного развития Земли. Новый взгляд на Землю коренным образом трансформирует и методологию геологических исследований.

Действительно, если еще совсем недавно считалась достаточной для успеха любой новой геологической теории ее непротиворечивость наблюдениям, а факты, в эту теорию не укладывающиеся, рассматривались как основа для ее полного отрицания, то теперь за каждым серьезным фактом, не находящим убедительного объяснения в рамках теории, ученые пытаются увидеть новое, еще не известное науке явление и уже его рассмотреть сквозь призму современных представлений о развитии Земли. Чаще всего для объяснения природы таких явлений требуется создавать свои теории, которые с течением времени либо отвергаются, либо с успехом укладываются в общую систему представлений о геодинамике Земли. Эта мысль в дальнейшем будет проиллюстрирована конкретными примерами при обсуждении ключевых моментов тектоники плит.

Мы уже отмечали, что седиментология пережила одну революционную ломку, связанную с зарождением концепции турбидитов, которая привела к переоценке доли инъеक्टивной седиментации в общем балансе процессов осадконакопления. Эта концепция позволила также дать убедительное истолкование генезиса многих тонкоритмичных терригенных и терригенно-карбонатных толщ типа аспидных, флишевых и нижнемолассовых и связать условия их образования не только с суспензионно-потокосным типом литогенеза, но и с конкретными динамическими режимами уже в тектоническом смысле [31]. Нечто подобное должно произойти и с истолкованием генезиса других генетических типов слоистых толщ: угленосных, соленосных, карбонатных, если седиментологические процессы увязать с динамикой взаимодействия плит и установить связь скоростных характеристик седиментогенеза со скоростями протекания тектонических процессов внутри и на окраинах плит.

Остановимся далее на важнейших научных результатах новой тектонической теории.

Еще в XVII веке английский философ Ф. Бэкон обратил внимание на удивительное сходство в очертаниях береговых линий материков. Он, основоположник эмпиризма, не мог, конечно, счесть этот факт случайным, своеобразной причудой природы, но для конкретных, научно объяснимых суждений тем более не было оснований. Позднейшие исследователи-натуралисты вообще не придавали этому факту сколько-нибудь серьезного значения. И наиболее консервативными в этом отношении были геологи, взгляды которых удачно выразил немецкий профессор Ф. Науманн в своем известном «Учебнике геогнозии», изданном в 1859 г.: «Хотя подобные географические аналогии во многих случаях могут быть весьма интересными и полезными, но по отношению к геологии им не должно придавать большого значения» [Карпинский А. П., 1888 г., с. 253].

С этим заключением своего коллеги не согласился великий австрийский геолог Э. Зюсс. В своей капитальной трехтомной монографии «Лик Земли» [1885—1909 гг.] он не только пытался обосновать причины совпадения контуров материков, но также впервые обратил внимание геологов на особую роль в строении Земли системы «дуга—желоб», выделил окраины тихоокеанского и атлантического типов с существенно различным характером геологических процессов, установил тесную генетическую связь этих окраин с горными цепями на континентах [55].

Эти идеи Э. Зюсса существенно развил крупнейший русский геолог А. П. Карпинский. В своей, сегодня почти забытой статье «О правильности в очертании, распределении и строении континентов», опубликованной в «Горном журнале» в 1888 г., он высказал мысли столь глубокие, что эту статью без всякой натяжки можно отнести к тем немногим в мировой геологической литературе работам, которые предвосхитили основные идеи и положения мобилизма в современном его понимании [Романовский С. И., 1981, 1985 гг.].

Примерно в те же годы английский физик О. Фишер в монографии «Физика земной коры» [1889 г.] высказал справедливые идеи об образовании океанической коры и установил, что зоны ее растекания тяготеют к Атлантическому океану, а зоны сжатия — к периферии Тихого океана. В этой же книге содержатся первые соображения о механизме мантийной конвекции [38], более чем через 40 лет предложенной английским геологом А. Холмсом в качестве возможного механизма континентального дрейфа [55].

В 1908 г. американец Ф. Тэйлор выдвинул первые серьезные доводы за движение континентов. И все же всеобъемлющую для своего времени аргументацию этого явления дал не он, а немецкий геофизик А. Вегенер в 1912 г. А. Вегенер развил стройную и обоснованную теорию континентального дрейфа, и именно по этой причине с его именем связывается идея мобилизма. А. Вегенер выдвинул комплекс геофизических, геологических, палеонтологических и геоморфологических доказательств в пользу того, что

материки перемещаются по поверхности Земли, что 200 млн. лет назад существовал единый гигантский праматерик, которому А. Вегенер дал имя Пангея (в переводе с греческого это означает «вся Земля»), что некогда Атлантического океана не было, а американские континенты были спаяны с Европой и Африкой.

20 лет вокруг этой дерзкой теории велась жаркие споры. Однако смерть ее автора в 1930 г., а также отсутствие неоспоримых фактов, способных либо подтвердить, либо опровергнуть эту теорию, постепенно привели к тому, что доводы спорящих сторон исчерпались, дискуссия пошла «по кругу» и вскоре прекратилась. Великую естественнонаучную дедукцию немецкого ученого прочно и надолго забыли [41].

Возродилась теория А. Вегенера «внезапно» в 50-х годах. Новая дата ее рождения связана с именами английских физиков С. К. Ранкорна и П. М. Блэккетта. Изучая земной магнетизм, они установили ряд закономерностей и поняли, что эти закономерности найдут логичное объяснение только в одном случае — надо допустить перемещение континентов. Предположив, что несовпадение вектора намагниченности древних пород с направлением на современный магнитный полюс связано с миграцией полюса, С. К. Ранкорн вместе со своими сотрудниками тщательно проследили за перемещением магнитного полюса в ходе геологической истории и установили следующее. Во-первых, его траектория напоминала движение и палеоклиматологического полюса; во-вторых, полюсы движутся как бы вслед за континентами, поскольку оказалось, что, например, в пермском периоде полюсы для Северной Америки и Европы были различными, однако если «захлопнуть» Атлантический океан и соединить эти континенты, то полюсы в точности совпадут [45]. Вывод напрашивался очевидный: начиная с пермского периода Северная Америка и Европа постепенно отходили друг от друга.

Так в 50-х годах стала общепризнанной теория миграции геомагнитного поля и благодаря ей на новом уровне возродилась теория мобилизма А. Вегенера. Теперь она стала называться «теорией неомобилизма». Японские ученые Х. Такеучи, С. Уеда и Х. Канамори [41] отметили, что именно исследования палеомагнетизма сыграли решающую роль в драматическом возрождении теории континентального дрейфа и, более того, эти исследования позволили обнаружить любопытнейшие факты поведения геомагнитного поля в прошлом.

Ошеломившие геологический мир открытия посыпались далее как из рога изобилия. Еще в 1934 г. голландский геофизик Ф. Вейнинг-Мейнец открыл в районе глубоководных океанических желобов сильные отрицательные аномалии силы тяжести. Он же обосновал происхождение желобов и островных дуг, опираясь на теорию мантийной конвекции А. Холмса. Через 20 лет американец Х. Беньоф установил, что к системе «дуга—желоб» приурочены наиболее глубоководные землетрясения (до 700 км) и что зона

эта наклонно погружается под континент [55]. В том же 1954 г. Э. Буллард с сотрудниками убедительно доказали, что тепловой поток в океане не меньше, чем на континентах, а если учесть, что толщина океанической коры в 5—7 раз меньше мощности континентальной, то оставалось допустить, что тепловой поток в океанах идет непосредственно из мантии. С. Уеда [45] считает это открытие одним из важнейших в цепочке идей, предшествовавших становлению тектоники плит.

Еще в 70-х годах прошлого века во время первой английской океанографической экспедиции на корвете «Гломар Челленджер» был открыт Атлантический срединно-океанический хребет. Ученые тогда полагали, что в океанах подводные хребты имеют то же строение и то же происхождение, что и на суше. Они были убеждены, что хребты эти ограничены на океаническом дне подводными равнинами и прослеживаются лишь в виде изолированных друг от друга вытянутых цепочек горных вершин. Но в 50-х годах нашего столетия Д. Юинг и Б. Хизен, а также М. Ирвинг убедительно доказали, что срединно-океанические хребты не изолированы друг от друга, а представляют собой единый, гигантской протяженности ($>60\,000$ км) хребет, опоясывающий весь земной шар. Кроме того, в 1953 г. Б. Хизен и М. Тарп обнаружили, что посредине этого хребта во всю его длину тянется узкая рифтообразная долина и предположили, что хребты эти маркируют зону активного растяжения океанической коры. Теперь геологи признали, что *океанические хребты имеют принципиальные отличия от горных цепей на континентах*. Факт этот, однако, поставил перед учеными целый ряд новых вопросов. Стало ясно, что ключ к их разрешению, а равно и к созданию целостной теории развития Земли лежит в глубинах Мирового океана.

Реализация Международного проекта глубоководного бурения, к которому приступили в 1968 г., не только принесла науке новые убедительные доказательства справедливости теории континентального дрефта, но и подтвердила истинность высказанных ранее гипотетических предположений о геодинамике земной коры, названной тектоникой литосферных плит. Неомобилизм, таким образом, стал неотъемлемой составной частью этой теории. Добытую наукой сумму фактов японский геофизик С. Уеда [45] удачно назвал «новым взглядом на Землю». Наибольший вклад в развитие тектоники плит внесли труды Р. Дитца, Г. Хесса, Дж. Т. Уилсона, Ф. Вайна, Л. Сайкса, К. Ле Пишона, Дж. Моргана, Э. Булларда, Г. Менарда, О. Г. Сорохтина, А. С. Моница, Л. П. Зоненшайна, В. Е. Хаина, С. А. Ушакова и многих других ученых. Тектоника литосферных плит — воистину интернациональная наука, плод коллективных усилий ученых многих стран.

Необходимо сразу подчеркнуть одну примечательную особенность этой научной революции в геологии. Заключается она в том, что совершили ее главным образом не геологи, а физики и геофизики. В истории геологии это, пожалуй, первый случай, когда ключевые идеи высказываются учеными иных специальностей. Разу-

меется, это не случайно. Есть тому вполне логичное и убедительное объяснение.

Дело в том, что геологи всегда изучали разрозненные фрагменты суши, имея дело лишь со следами (реализациями) процессов прошлого. О том, какие процессы привели к образованию конкретной ассоциации пород и какие силы смяли породы в сложную систему складок, сопровождающуюся еще и разрывными нарушениями, можно было лишь предполагать, выдвигая описательные, ничем практически не проверяемые гипотезы. Об истории геологического развития судили прежде всего по фауне и потому историю Земли невольно подменяли историей жизни. Глобальные обобщения, главным образом тектонические, также носили сугубо описательный характер. Мы имеем в виду такие геотектонические концепции, как контракционная, пульсационная и т. п. Никакими средствами проверить их было невозможно.

Для того чтобы геология перешла на качественно новый уровень, нужны были и качественно новая информация и принципиально иные методы ее добывания. Их-то и разработали физики и геофизики, и они же первыми получили кардинально новые результаты, когда началось изучение строения Мирового океана, и они же, разумеется, высказали идеи, которые «чистым» геологам и в голову не могли прийти. Этим частично и можно объяснить тот факт, что идеи, о которых пойдет речь, первое время воспринимались геологами в штыки; да и сегодня геологический мир еще далеко не единодушен в своих отношениях к «новому взгляду на Землю».

В 1960 г. американский геофизик Г. Хесс [Hess H. M., 1962 г.] предложил идею спрединга океанического дна, возродив тем самым на новом уровне смелую догадку А. Холмса об океаническом конвейере. Главной в рассуждениях Г. Хесса была его трактовка условий образования срединно-океанических хребтов. Он показал, что эти хребты фиксируют процесс непрерывного (но не равномерного) образования новой океанической коры. Дно океана расходится по обе стороны от хребта и, продвигаясь в направлении глубоководных желобов, погружается в мантию. В 1962 г. сходные идеи независимо высказывает другой американский ученый Р. Дитц [Dietz R. S., 1962 г.]. Г. Хесс и Р. Дитц настаивали на том, что движущая сила спрединга — это конвективные потоки в мантии, которые поднимаются в районе срединно-океанического хребта и опускаются в зоне сочленения океанической и континентальной коры, маркируемой глубоководными желобами. Большой вклад в дальнейшее развитие теории спрединга внесли труды Ф. Вайна, Д. Мэттьюса, Дж. Т. Уилсона, У. С. Питмена, Л. Р. Сайкса и многих других ученых.

Одной из важнейших вех в становлении тектоники плит было открытие в океане полосовых магнитных аномалий, параллельных срединно-океаническому хребту. Обнаружили их в 1961 г. Р. Мэйсон, А. Рафф и В. Вакье [2]. Они установили также, что полосы эти как бы разорваны и отдельные их части смещены одна от-

носителем другой на десятки и первые сотни километров. Размышление над этим фактом привело в 1965 г. Дж. Т. Уилсона к идее о трансформных разломах.

Но еще в 1963 г. детальное изучение рисунка полосовых магнитных аномалий дало ключ к другому важнейшему открытию. Английские ученые Ф. Вайн и Д. Мэтьюз [Vine F. J., Matthews D. H., 1963 г.] предположили, что характер намагниченности океанической коры, вызывающий полосчатую картину аномалий, обусловлен не разной интенсивностью, а разным направлением намагничения пород. Вывод этот следовал из теории спрединга и инверсии геомагнитного поля через каждые несколько десятков или сотен тысяч лет. Ф. Вайн и Д. Мэтьюз предложили способ временной расшифровки полосовых аномалий. Для этого достаточно было лишь одного допущения — постоянства скорости спрединга по обе стороны от срединно-океанического хребта. Тогда по ширине полос можно было бы судить о длительности эпохи соответствующей полярности. Начавшееся вскоре глубоководное бурение в океане блестяще подтвердило расчеты Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, а также существование предсказанных Дж. Т. Уилсоном трансформных разломов, что привело к окончательным формулировкам основных положений тектоники плит.

Так начиналась самая драматическая революция за всю историю существования наук о Земле. Все основные идеи были высказаны. Очередь была за разработкой методов исследования.

В 1966 г. Н. Опдайт, Б. Гласс и другие сотрудники Скриппсовского океанографического института впервые установили остаточную намагниченность осадков со дна Атлантического и северной части Тихого океана, зафиксировав чередование магнитных эпох уже в вертикальном разрезе. Это было первое исследование по палеомагнитной стратиграфии [45]. Одновременно с рождением нового направления в стратиграфии появилась возможность формулировок и заново переосмысленных седиментологических задач, касающихся условий наращивания осадочного разреза; ранее этот процесс связывался только с классическим вариантом закона миграции фаций Н. А. Головкинского [36].

Из теории спрединга вытекало еще одно важнейшее следствие: возраст пород океанического дна должен быть пропорционален расстоянию от оси срединно-океанического хребта. Это положение было теоретически предсказано еще до начала работ по глубоководному бурению; первые же скважины, пробуренные по программе JOIDES, полностью подтвердили эту идею. Ф. П. Шепард [50] считает, что установление соответствия между возрастом осадочного чехла и возрастом магнитных аномалий является еще одним веским аргументом в пользу теории разрастания (спрединга) океанического дна. Уже в 1969 г. скважины 14—21, пройденные через Атлантический срединно-океанический хребет у 30° ю. ш., доказали, что возраст осадков, определенный по фауне, точно соответствует тому возрасту, который вычислялся по скоростям спрединга.

Наконец, в 1967 г. Д. Мак-Кензи и Р. Паркер [McKenzie D. P., Parker R. L., 1967 г.] дали первое полное определение тектонике плит и использовали эту теорию для решения задачи сферической геометрии трех плит. Независимо от них в 1968 г. те же идеи были высказаны в статьях У. Дж. Моргана, а также К. Ле Пишона и, наконец, Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса. Все эти статьи переведены на русский язык в 1974 г. в сборнике «Новая глобальная тектоника» [23].

Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс [23, с. 138], предложившие популярное ныне словосочетание «новая глобальная тектоника», писали по этому поводу: «Новая глобальная тектоника, по-видимому, способна собрать и объединить в одну унифицированную концепцию данные сейсмологии, магнитометрии, морской геологии, геохимии, гравиметрии и др. Такого рода шаг сыграл огромную роль в развитии наук о Земле, и, несомненно, он знаменует собой начало новой эры». К. Ле Пишон и др. [26] считают, что именно эта процитированная нами работа, в которой впервые была дана связная интерпретация глобальных геологических явлений с позиций сейсмологии, оказала решающее влияние на геологический мир.

Геологи, ранее весьма скептически относившиеся к этим, как им казалось, оторванным от реальности дедуктивным упражнениям физиков и геофизиков, по мере того как факты стали подтверждать их и, более того, когда новые факты стали обнаруживаться целенаправленно в полном согласии с предсказаниями новой теории, уже не могли пренебрежительно отмахнуться от этих построений, хотя и не приняли их целиком до сегодняшнего дня.

Такой скептицизм геологов вполне понятен. Дело в том, что все без исключения факты, легшие в основу тектоники плит, добыты при изучении океана. Они оказались тесно между собой увязанными, и потому первыми поддержали новую теорию морские геологи и седиментологи. Ф. П. Шепард [50, с. 101] писал, к примеру, что уже одного факта соответствия линейных магнитных аномалий истории инверсий геомагнитного поля, убедительно прослеженной, по крайней мере, на 78 млн. лет в глубь геологического времени (аномалия № 32), было достаточно, чтобы «поверить в новую теорию». (Заметим, что 78 млн. лет — это всего лишь 1,7 % геологической истории Земли, и геологи были вправе сомневаться в неограниченных возможностях мобилистской экстраполяции.)

Но стоит взглянуть на рис. 2, иллюстрирующий своеобразную симметрию возраста океанической коры Атлантического океана, чтобы убедиться в достоверности интерпретации линейных магнитных аномалий по методу Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, да и в справедливости всей теории спрединга океанического дна. Тем более, что данные эти были проконтролированы и убедительно подтверждены глубоководным бурением. Р. Дитц [23, с. 30] писал в этой же связи (но еще до того, как были получены первые результаты бурения скважин в океане): «Хотя идея о высокоподвижном океаническом

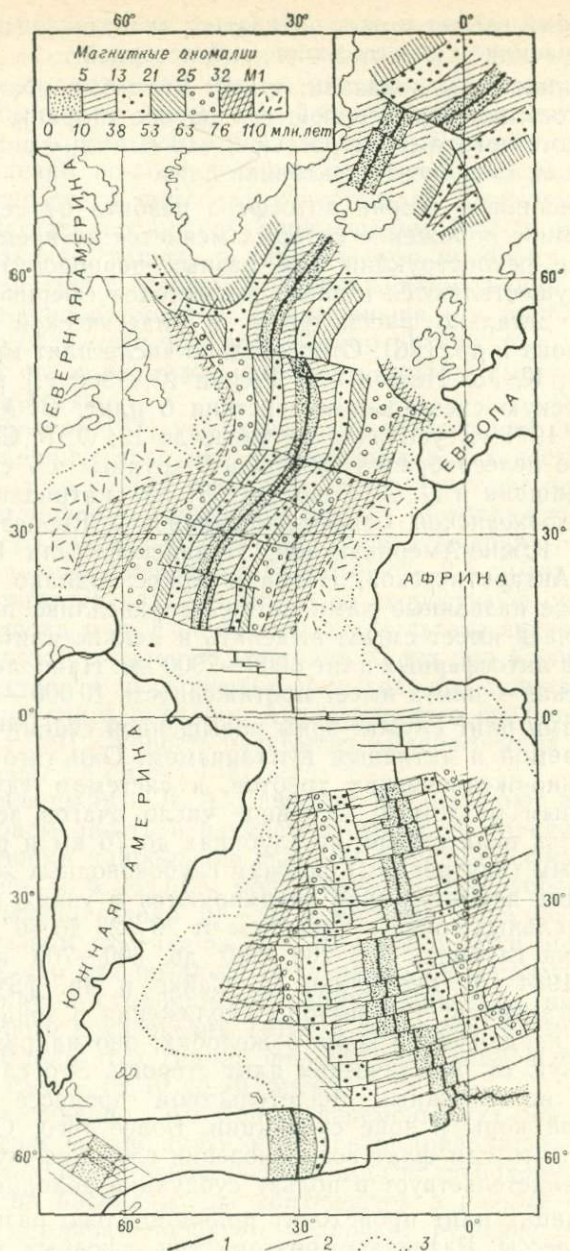


Рис. 2. Схематическая карта возраста ложа Атлантического океана (по магнитным аномалиям и данным бурения) [5].

1 — современные границы плит; 2 — трансформные разломы; 3 — контур шельфа (показан не везде).

дне на первый взгляд может показаться экстравагантной, она вряд ли явится насилем над геологической историей».

Прошедшие годы показали, что Р. Дитц был прав. Подвижное океаническое дно, перемещающееся по обе стороны от срединно-океанического хребта со скоростью 2—10 см/год,— лишь одна, хотя и важнейшая, компонента тектоники плит.

Согласно новой теории литосфера разбита на серию жестких плит, взаимное положение которых меняется во времени. Палин-пастические реконструкции для разных периодов геологической истории осуществляются с помощью методов сферической геометрии; они детально рассмотрены в классической монографии К. Ле Пишона и др. [26]. Относительно числа плит мнения ученых расходятся. К. Ле Пишон [Le Pichon X., 1968 г.] рассматривал кинематическую схему взаимодействия 6 плит; В. Морган [Morgan W. P., 1971 г.] увеличил их число до 12; О. Г. Сорохтин [38] считает, что целесообразно выделять 7 крупных и 7 средних плит; Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [5] рассматривают модель из 9 плит: Тихоокеанской, Северо-Американской, Евроазиатской, Африканской, Южно-Американской, Индийской (или Индо-Австралийской), Антарктической, Наска и Кокос. Однако следует сказать, что все названные нами авторы справедливо полагают, что в ряде случаев имеет смысл выделять и мелкие плиты. Стандартная ширина литосферных плит 6000—7000 км. Наиболее крупная — Тихоокеанская — плита имеет протяженность 10 000—11 000 км.

Границами плит служат зоны повышенной сейсмичности, часто сопровождаемой и активным вулканизмом. Они тяготеют к гребням срединно-океанических хребтов, к системам «дуга—желоб», трансформным разломам. Основное число очагов землетрясений располагается в литосфере на глубинах до 70 км и приурочено к приостровным (внутренним) склонам глубоководных желобов. Глубокофокусные землетрясения группируются в узких (шириной до 50 км) фокальных зонах с наклоном от 20—25 до 80°, они прослеживаются на глубинах от 200—250 до 600—700 км [Балакина Л. М., 1984 г.]. Геофизики Л. Сайкс и др. [Sykes L. a. o., 1970 г.] установили, что векторы скольжения в зонах субдукции указывают на движение коры в желобах; оно направлено в противоположную от океанических плит сторону. Это служит хотя и косвенным, но надежным свидетельством процесса поглощения океанической коры в зоне субдукции. Более того, С. Уеда [45] утверждает, что сам факт возникновения глубокофокусных землетрясений свидетельствует в пользу субдукции холодных плит.

На границах плит происходят принципиально разные геологические процессы. Различают поэтому три основных типа границ: 1) *наращивания коры* (конструктивный тип), ее еще называют границей раздвижения (дивергенции); 2) *поглощения коры* (деструктивный тип), она же называется границей схождения (конвергенции); 3) *скольжения*, когда плиты сталкиваются под разными углами и как бы трутся друг о друга [5, 26, 45, 46].

Геофизики научились довольно точно оценивать скорость движения плит, в основном по данным полосовых магнитных аномалий. Для седиментологии эти результаты имеют первостепенное значение. Во-первых, потому, что *все седиментологические процессы в океане проходят на латерально подвижном субстрате*, и этот факт совершенно по-новому освещает интенсивность реализации процессов страто- и циклоседиментогенеза. Во-вторых, возможность количественных оценок перемещения базиса седиментации позволит, наконец, решить и классическую проблему литостратиграфии, связанную с возрастным скольжением границ литологических подразделений разреза. Если раньше эту проблему можно было только обсуждать на качественном уровне, то с позиций тектоники плит стало возможно оценивать конкретные значения возрастного градиента.

О. Г. Сорохтин [38] указывает, что наибольшая скорость раздвижения океанического дна фиксируется в юго-восточной части Тихого океана (в районе о. Пасхи), здесь ежегодно наращивается около 18 см новой океанической коры. Австралия удаляется от Антарктиды со скоростью 7 см/год, Южная Америка от Африки — 4 см/год, Северная Америка от Европы — 2—2,3 см/год. Индийская плита поддвигается под Азиатскую со скоростью 5 см/год. Около 6 млн. лет назад п-ов Калифорния в результате активного рифтогенеза был почти отделен от материка. С тех пор Калифорнийский залив разрастается со скоростью 6 см/год, что существенно выше скоростей спрединга в районе Атлантического срединно-океанического хребта [50]. Скорость раскрытия Красного моря значительно меньше — всего 1,5 см/год [38].

Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [5] отмечают другую интересную закономерность в изменении скоростей спрединга. Если в настоящее время наибольшие скорости спрединга фиксируются в Тихом океане, то в позднем мелу значительные скорости наращивания литосферы (около 12—16, а местами и 20 см/год) наряду с Тихим океаном отмечались и в Индийском. Эти авторы указывают также, что для позднего мела наиболее характерна зона деструкции плит в субширотном направлении; она протягивалась вдоль северного края океана Тетис и северного обрамления Тихого океана. Вдоль этих границ фиксируются наибольшие скорости деструкции плит — от 10 до 20 см/год.

Итак, несомненно, что плиты перемещаются по поверхности Земли. Конечно, важно знать, какие силы приводят их в движение, но для наших целей существеннее другое: необходимо получить реконструкции расположения континентов в разные отрезки геологической истории, ибо от этого зависит решение многих проблем глобальной седиментологии. В разные годы свои реконструкции опубликовали Р. Дитц и Дж. Холден [1974 г.]; Дж. Склейте, С. Хеллинджер и Х. Тейпскотт [Sclater J. G., Hellinger S., Tapscott Ch., 1977 г.]; Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин [5]; М. Рикар и Л. Билбайн [Rickard M. J., Belbin L., 1980 г.]; Э. Ирвинг [Irving E., 1981 г.]; Дж. Уитмен, К. Харрисон и Г. Брэсс [Whit-

man J. M., Harrison C. G. A., Brass G. W., 1983 г.]; Л. А. Савостин, А. М. Карасик и Л. П. Зоненшайн [1984 г.], а также многие другие геологи и геофизики.

Отметим еще следующее. Все структурные перестройки поверхности Земли приводили не просто к изменениям границ плит, но к разным режимам образования осадочных комплексов на их границах, поскольку любая такого рода перестройка сопровождалась значительной латеральной миграцией континентов, что вызывало резкие изменения конфигурации соответствующих седиментационных бассейнов, а следовательно, и направленную смену режимов страто- и циклоседиментогенеза.

Отсюда возникает принципиальная возможность не только постановки, но и решения обратной задачи уже в терминах физической седиментологии. Если удастся разработать надежную типизацию осадочных бассейнов (наш вариант их типизации приведен в заключительном разделе главы), привязанных к разным режимам взаимодействия плит, и если к тому же удастся показать, что каждому из режимов свойственны вполне определенные ряды осадочных комплексов, то станут возможными и геодинамические реконструкции по седиментологическим данным. Пока отсутствует надежная информация для решения прямой задачи, палеоседиментологические реконструкции, увязанные с режимом взаимодействия плит, проблематичны. В частности, именно поэтому многими геологами предпринимаются энергичные усилия по разработке конструктивных моделей физической седиментологии как надежной основы для ретроспективных построений на базе тектоники литосферных плит.

МОДЕЛИ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОЦЕССОМ СПРЕДИНГА

Основные положения тектоники плит ставят перед физической седиментологией принципиально новые проблемы и заставляют литологов переосмыслить уже казавшиеся решенными вопросы. Основное, на что теперь опирается седиментология, — это рассмотрение важнейшего класса процессов страто- и циклоседиментогенеза на горизонтально перемещающемся субстрате (поверхности седиментации). Причем не утрачивается роль и вертикальных движений земной коры, но и они теперь трактуются лишь как составляющая результирующего вектора перемещений плит.

Отсюда ясно, что необходимо прежде всего разработать новую типизацию осадочных бассейнов; следует также с мобилистских позиций подойти к решению классических литологических проблем: слоеобразования и циклогенеза; надо научиться «ловить» градиент возрастного скольжения литостратиграфических подразделений разреза, слоистость и цикличность которых обусловлены режимами миграционного класса [31]; необходимо, наконец, разработать чисто литологические критерии диагностики разных геодинамических режимов прошлого, т. е. решить главную задачу литогеодинамики.

Основной принципиальный вопрос, неизбежно встающий перед седиментологами, вооруженными современными идеями тектоники литосферных плит, касается соотношения скоростей протекания седиментологических и сопутствующих им тектонических процессов. Важно знать, в каких ситуациях скоростями движения плит можно пренебречь (как слишком малыми) и считать тектонический фактор своеобразным фоном, на котором протекают процессы собственно седиментологические, а в каких — скоростные характеристики движения плит оказывают решающее влияние на механизмы страто- и циклоседиментогенеза. При этом основным актуалистическим гомологом осадочных процессов прошлого служат данные по современному океаническому осадконакоплению. Надо лишь учесть, что осадки в океане еще не прошли все стадии литогенеза. Это либо осадки в собственном смысле слова, либо частично преобразованные до стадии диагенеза; Н. В. Логвиненко [17] называет эту стадию «незавершенным диагенезом». Поэтому осадочные образования в океане все же являются осадками, а не осадочными породами, а потому они и представляют наибольший интерес именно для седиментологов, а не для литологов.

Интересно, что существуют косвенные, чисто седиментологические доказательства молодости океанического дна, непосредственно следующей из теории спрединга. Несложные расчеты, проведенные уже многими геологами, показывают, что если принять среднюю скорость накопления осадков в океане всего 0,001 см/год, то за 4 млрд. лет геологической истории должна была бы накопиться гигантская толща осадочных отложений мощностью 40 км или с учетом уплотнения осадков около 20 км. Если даже эту скорость уменьшить вдвое, то и тогда разрез осадков должен был бы иметь мощность около 10 км. Между тем средняя мощность осадочного слоя в океанах составляет лишь 1,3 км [15].

Мало вероятно, что такое несоответствие можно объяснить только прогрессивным ростом скорости осадконакопления во времени, тем более, что этот феномен не установлен, а если бы он и имел место, то тогда резко увеличилась бы и мощность осадочного слоя в целом. Скорее всего, это связано с механизмом, периодически уничтожающим накопленные мощности осадков, что может происходить только на подвижном молодом океаническом дне. Если возраст океанического дна не превышает 200 млн. лет, то, чтобы за это время накопилась толща осадков мощностью 1,3 км, седиментогенез должен реализовываться со средней скоростью 0,000 65 см/год. Цифра вполне правдоподобная, в чем мы убедимся в главе 2.

Седиментологические модели, разрабатываемые с учетом установочных положений тектоники плит, используют эти положения в качестве исходных постулатов, в то же время такие модели служат основой для совершенствования и детализации самой тектоники плит. Например, при создании новой типизации осадочных бассейнов в рамках единой «системы седиментации» мы будем опираться на уже выявленные типы взаимодействия плит. Данные

же седиментологии, используемые при анализе процессов на активных окраинных плит, позволяют в значительной степени конкретизировать и сам механизм субдукции. Это же касается и возможности литогеодинамических реконструкций по данным палеонтологии (по скорости миграции личинок пелагической фауны) и седиментологии (по положению в разрезе турбидитсодержащих толщ).

В настоящее время, как хорошо известно, границы литосферных плит и фиксируемые ими геодинамические режимы определяются по поясам повышенной сейсмичности. Для геологического прошлого этот критерий не подходит. На первый план выступают чисто геологические характеристики, и прежде всего парагенезы пород, их направленная смена в разрезе. Эти парагенезы можно назвать *геодинамически предопределенными*. Ясно, что только разработка седиментологических моделей, опирающихся на трактовку механизмов направленной изменчивости циклогенеза в разных геодинамических обстановках, даст возможность подойти и к уверенной интерпретации с плейт-тектонических позиций характерных геодинамически предопределенных парагенезов осадочных толщ геологического прошлого.

Наиболее общей тектонической схемой, к которой в настоящее время привязываются все седиментологические реконструкции, является так называемый цикл Уилсона. Он предусматривает последовательное раскрытие океана (рифтинг), стадию открытого океана (спрединг), более позднюю стадию остаточных морских бассейнов и, наконец, закрытие океана при столкновении континентов. Ясно, что на разных фазах этого длительного цикла (последний такой цикл продолжается уже около 150 млн. лет) последовательно возникают и отмирают различные типы осадочных бассейнов, каждому из которых свойственны свои и геодинамический и седиментологический режимы, а следовательно, и свой набор осадочных комплексов.

В этой главе мы рассмотрим седиментологические модели, соответствующие процессам спрединга и субдукции, т. е. двум наиболее характерным геодинамическим режимам.

Основное теоретическое достижение геодинамики, связанное со спредингом, касается предсказания глубин и возраста океанического дна как функции расстояния от срединно-океанического хребта. Еще в 1970 г. Дж. Склейтер и Дж. Франшто [Sclater J. G., Francheteau J., 1970 г.] исходя из предположения, что океаническое дно изостатически скомпенсировано, а породы, образующиеся в месте раздвига плит, постепенно остывают и уплотняются, построили теоретическую кривую изменения глубин дна в перпендикулярном к срединно-океаническому хребту направлении. Эта кривая получила в дальнейшем блестящее подтверждение многочисленными натурными наблюдениями и была существенно уточнена [2, 5, 26, 37 и др.]. Такие зависимости были найдены для всех океанов в предположении, что спрединг здесь идет со скоростями от 1 см/год (западная часть Индийского океана) до 5 см/год (вос-

точная часть Тихого океана) [Sclater J. G., Francheteau J., 1971 г.].

Пусть H — глубина океана в данной точке, а T — возраст дна. Согласно модели теплового сжатия Дж. Склейтера должно существовать зависимость $H=H(T)$. Конкретный ее вид и занимал умы ученых, поскольку уже первые натурные наблюдения в океане показали, что эта зависимость меняется для разных диапазонов возраста и для разных скоростей спрединга. И все же требуемая при реальных (главным образом седиментологических) расчетах точность может быть достигнута на основе уже найденных соотношений.

Приведем несколько таких зависимостей, которые могут быть использованы при разработке разных моделей возрастного скольжения литостратиграфических границ. Так, согласно О. Г. Сорохтину [37],

$$H(T) = H_0 + k\sqrt{T}, \quad (1)$$

где H_0 — средняя глубина гребня срединно-океанического хребта (2,5—2,7 км); k — эмпирический коэффициент ($k=7,5 \div 8,5$).

Формула (1) дает хорошее согласие с наблюдаемыми данными для участков дна моложе 60—80 млн. лет.

Если возраст океанического дна превышает 20 млн. лет, то согласно формуле Б. Персона и Дж. Склейтера [Parsons B., Sclater J. G., 1977 г.] данная зависимость имеет экспоненциальный вид:

$$H(T) = 6,4 - 3,2 \exp(-T/62,8). \quad (2)$$

Л. А. Савостин и др. [1980 г.] обобщили эти исследования, предложив для произвольной точки океанического дна глубиной H с возрастом коры T формулу

$$H(T) = H_p - [(H_L - H_{\Delta T}) + k(\sqrt{T_L} - \sqrt{\Delta T})] + (h_p - h_{\Delta T}) - \Delta q. \quad (3)$$

Здесь H_p — современная реальная глубина океана в данной точке; H_L — современная теоретическая глубина, рассчитанная по формулам для идеально сглаженного рельефа; $H_{\Delta T}$ — приращение теоретически рассчитанной глубины за время $\Delta T = T_L - T$, где T_L — возраст ложа в данной точке; h_p — общая реальная мощность осадков, накопившихся к настоящему времени; $h_{\Delta T}$ — приращение мощности осадков за время ΔT ; Δq — поправка за изостазию.

Формула (3) дает хорошее приближение для океанического дна моложе 60 млн. лет.

К. Ле Пишон и др. [26] используют выражение несколько иного вида, которое дает возможность предсказать глубины океана для районов быстрого и медленного разрастания дна. В общем виде предлагаемая ими формула имеет вид

$$H(T) = H_L - k_1 \exp(-T/c_1) - k_2 \exp(-T/c_2). \quad (4)$$

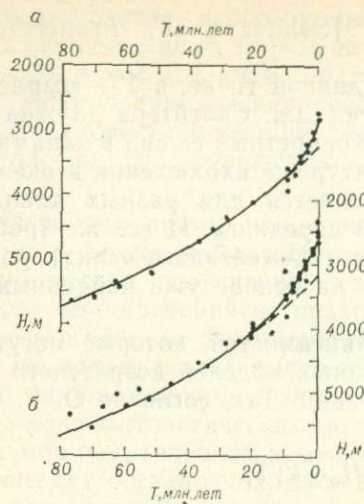


Рис. 3. Зависимость глубины H океанического дна от возраста T коры для быстро (>3 см/год) (а) и медленно (б) разрастающихся хребтов [26].

Рис. а. $H=7100-3904 \exp(-T/78)$ —
—446 эксп ($-T/2,53$); $\sigma=73$.

Рис. б. $H=7100-3904 \exp(-T/78)$ —
—606 эксп ($-T/5,98$); $\sigma=133$.
 σ — стандартное отклонение.

Здесь k и c — постоянные, выражаемые соответственно в метрах и миллионах лет; $H_L=7100$ м для бассейнов возраста 140—180 млн. лет. Факторные методом наименьших квадратов по формуле (4) и по фактическим результатам глубоководного бурения кривые показаны на рис. 3.

Главное следствие найденных соотношений состоит в том, что наклон кривых на разных расстояниях от хребта обратно пропорционален скорости спрединга для молодой коры и очень слабо зависит от скорости разрастания дна для коры, возраст которой превышает 70 млн. лет. С. А. Ушаков [1979 г.] установил, что если возраст океанической литосферы превосходит 70 млн. лет, то понижение рельефа дна хотя и наблюдается, однако перепад глубин за каждые последующие 10 млн. лет соизмерим со стандартным отклонением $\sigma(\Delta H)$. Этот же вывод подтвердили и расчеты П. Смита [Smith P. J., 1984 г.]. Он показал, что для литосферы, возраст которой достигает 160 млн. лет, отклонение расчетной глубины от фактической составляет 800 м.

Для седиментологии установленная фундаментальная зависимость возраста океанического фундамента от расстояния до срединно-океанического хребта важна прежде всего потому, что этой же зависимости подчиняется и изменение возраста осадков, который закономерно удревняется по мере приближения к зонам субдукции. Образная иллюстрация этого факта показана на рис. 4. На нем наглядно представлен механизм действия спредингового осадочного конвейера.

Его «платформа» 1 прошла под «бункером» 1 около 80—100 млн. лет назад. На ее дне образовался слой осадков мощностью h_1 (фактически это не литологический слой, а стратиграфическая единица разреза, поскольку время пребывания платформы под одним бункером порядка 10 млн. лет). Под бункером 2 осадки на платформу не поступали. Это время неотложения осадков, чему в разрезе будет соответствовать стратиграфический перерыв. То же произойдет, когда платформа 1 окажется под бункером 5. Когда платформа 1 отойдет от

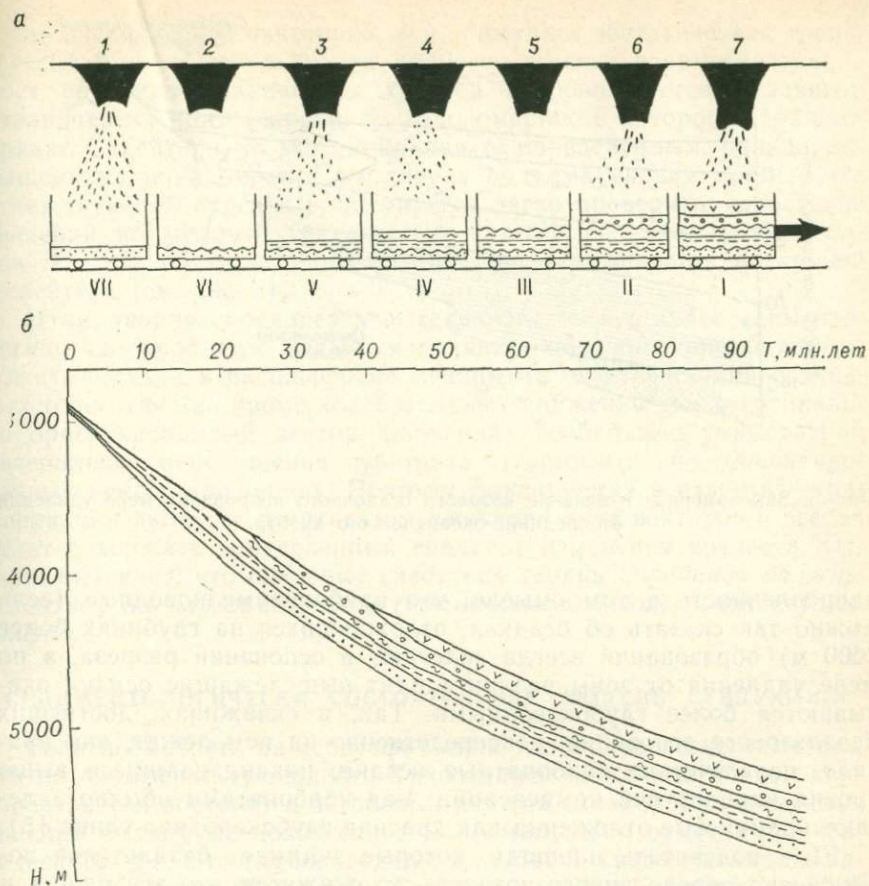


Рис. 4. Спрединговый осадочный конвейер (а) и его отображение на кривую Склейтера (б).

бункера 7, в ней уже будут осадки, возраст которых 80—100 млн. лет. В разрезе будет вскрыта полная (с двумя крупными перерывами) последовательность осадочных образований. Если тот же процесс отобразить на кривую Склейтера, то легко представить себе динамику этого спредингового осадочного конвейера.

Ясно, что *коль скоро возраст базальтового ложа океана «скользит» по мере удаления от срединно-океанического хребта, то обязан «скользить» и возраст покрывающих его осадков.* Закономерности этого процесса мы подробно рассмотрим в главе 6. Общая же тенденция изменения возраста осадков по мере приближения к зоне субдукции показана на рис. 5.

Для нас важно то, что седиментация на горизонтально подвижном субстрате выдвигает новые требования к интерпретации последовательности осадочного покрова. В океане, если использовать привычную терминологию, разрез всегда имеет «трансгрессивную»

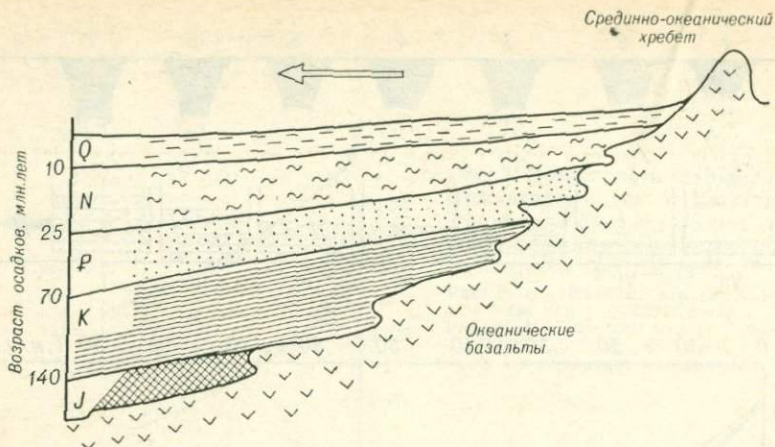


Рис. 5. Закономерное изменение возраста осадочного покрова по мере удаления от срединно-океанического хребта.

направленность в том смысле, что наиболее мелководные (если можно так сказать об осадках, отложившихся на глубинах более 2000 м) образования всегда залегают в основании разреза, а по мере удаления от зоны раздвига плит вышележащие осадки оказываются более глубоководными. Так, в скважинах, достигших базальтового основания, непосредственно на нем лежат, как правило, пелагические карбонатные осадки, накопившиеся выше уровня карбонатной компенсации; над карбонатами обычно залегают кремнистые отложения или красная глубоководная глина [5].

Если подсчитать площади, которые занимает базальтовое ложе океана определенного возраста, то окажется, что эти площади линейно убывают при увеличении возраста [53]. Так, если молодая кора, возраст которой не превышает 20 млн. лет, занимает около 20 % площади дна, то площадь дна, на которой располагается кора возраста 140 млн. лет, составляет менее 5 %. В этой же пропорции изменяются, естественно, и площади, которые занимают в океане пелагические осадки определенного возраста.

Таким образом, закономерности горизонтального перемещения плит, вытекающие из теории спрединга, дают возможность подойти с новых позиций к интерпретации возрастной и литологической изменчивости разрезов осадочных толщ. С точки зрения кинематики процессов стратификации осадков безразлично, является удревнение возраста базальных слоев следствием погружения фундамента при движении плиты от срединно-океанического хребта или следствием миграции береговой линии при эвстатическом повышении уровня океана.

На самом деле, согласно модели О. Г. Сорохтина [1976 г.] глобальные трансгрессии моря являются следствием роста срединно-океанических хребтов. За счет увеличения их объема растут и пло-

щадь океанической акватории, т. е. наступает эвстатическая трансгрессия моря. Поскольку эти процессы жестко взаимосвязаны, а рост срединно-океанических хребтов сопровождается раздвигом океанических плит (спрединг), закономерность которого отражает кривая Склейтера, то эта же кривая (с определенным, правда, завышением) показывает и амплитуду подъема уровня моря за соответствующий отрезок времени. Это легко проверить, сопоставив сведения по меловой трансгрессии [Дафф П., Халлам А., Уолтон Э., 1971 г.] с численными данными, отраженными на кривой Склейтера (см. рис. 3).

Итак, теория спрединга и вытекающие из нее палеоседиментологические проблемы касаются главным образом принципиально нового подхода к расшифровке механизма стратификации осадочных толщ, так как кроме колебательных движений дна (вертикально ориентированный вектор движения) необходимо учитывать и латеральное перемещение субстрата (горизонтально ориентированный вектор движения). Поэтому фиксируемая в разрезах стратификация является результатом сложения двух векторов и всегда будет содержать определенный градиент изменения возраста. Отсюда вытекает, что *основные следствия теории спрединга должны сказаться на переосмыслении седиментологических основ стратиграфии.*

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИ СОСТОЯТЕЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СУБДУКЦИИ

Если посмотреть на географический глобус, то легко заметить, что по периферии громадного Тихоокеанского кольца вблизи континентов (на востоке) и островных дуг (на западе) протягиваются линейно вытянутые депрессии с максимальными отметками океанического дна. Это глубоководные желоба. В Тихом океане их насчитывается более 20 (рис. 6). Три желоба имеют глубины от 5000 до 7000 м; 13 — от 7000 до 10 000 м и 4 — свыше 10 000 м (Кермадек, Марианский, Тонга и Филиппинский), причем рекорд глубины принадлежит Марианскому желобу — 11 022 м (табл. 1).

Здесь, правда, следует заметить, что глубина глубине — рознь. Столь значительные глубины фиксируют океанологи, для них глубина желоба — это отметка дна, отсчитываемая от водной поверхности океана. Геологов же интересует другая глубина — без учета толщи морской воды. Тогда за глубину желоба следует принять разность отметок основания прижелобного океанического вала и днища самого желоба. В этом случае глубины желобов не превысят 2000—3500 м и будут сравнимы с высотами срединно-океанических хребтов. Факт этот, по всей вероятности, не случайный и свидетельствует об энергетической сбалансированности (в среднем) процессов спрединга и субдукции.

Интересны данные и о длине желобов: 10 из них имеют протяженность менее 1000 км; 4 — до 2000 км, еще 4 — до 3000 км. Алеутский желоб прослежен на 3700 км. Наибольшую длину имеет Перуанско-Чилийский желоб — 5900 км.

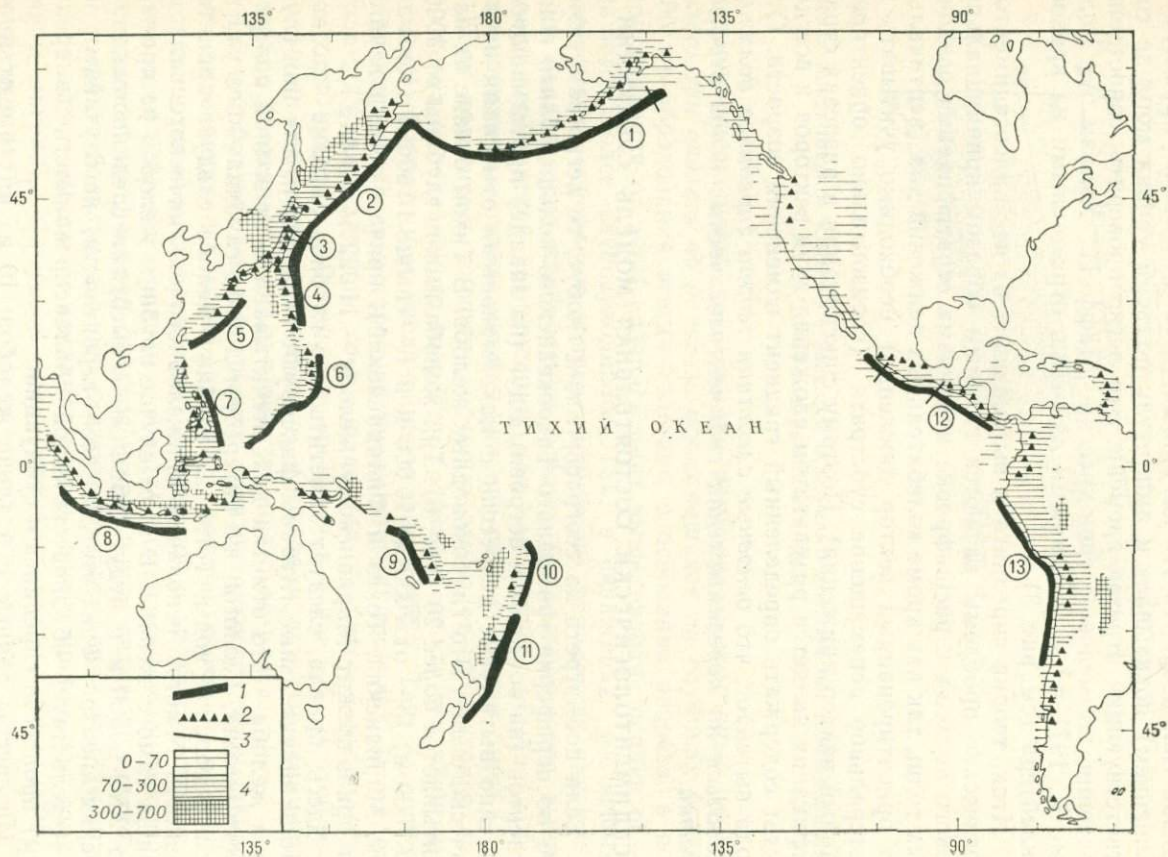


Рис. 6. Основные глубоководные желоба Тихоокеанского кольца.

1 — желоба; 2 — вулканические цепи; 3 — буровые профили; 4 — глубина очагов землетрясений, км.
 Желоба: 1 — Алеутский, 2 — Курило-Камчатский, 3 — Японский, 4 — Идзу-Бонинский, 5 — Рюкю, 6 — Марианский, 7 — Филиппинский, 8 — Индонезийский (Яванский), 9 — Северный Новогбридский, 10 — Тонга, 11 — Кермадек, 12 — Центральноамериканский, 13 — Перуанско-Чилийский.

ТАБЛИЦА 1

Морфография основных глубоководных желобов Тихого океана

| Название желоба | Максимальная глубина океана, м | Длина желоба, км | Средняя ширина желоба, км | Станции глубоководного бурения |
|------------------------|--------------------------------|------------------|---------------------------|--------------------------------|
| Алеутский | 7 822 | 3700 | 50 | 178, 180—182, 186, 187 |
| Бугенвиль | 9 103 | 500 | 50 | |
| Вебер (Банда) | 7 440 | 650 | 80 | |
| Идзу-Бонинский | 9 810 | 850 | 90 | |
| Кермадек | 10 047 | 1500 | 60 | |
| Курило-Камчатский | 9 717 | 2200 | 120 | |
| Манильский | 5 249 | 350 | 40 | |
| Марианский | 11 022 | 2550 | 70 | |
| Новобританский | 8 320 | 750 | 40 | 60, 452А, 458, 459В, 460А, 461 |
| Новогвинейский | 5 050 | 440 | 60 | |
| Новогбридский | 7 633 | 1200 | 70 | |
| Палау | 8 069 | 400 | 40 | |
| Перуанско-Чилийский | 8 069 | 5900 | 100 | |
| Рюкю (Нансей) | 7 790 | 2250 | 60 | |
| Сан-Кристобаль | 8 332 | 950 | 40 | |
| Тонга | 10 882 | 1400 | 55 | |
| Филиппинский | 10 265 | 1400 | 60 | |
| Центральноамериканский | 6 489 | 2800 | 40 | |
| Яп | 8 850 | 700 | 40 | |
| Японский | 8 412 | 900 | 100 | |

Уникальны, однако, не столько размеры этих морфоструктурных элементов океанического дна, сколько их расположение в Тихом океане: они как бы трассируют на активных окраинах континентов места схождения (конвергенции) литосферных плит. Здесь происходит разрушение океанической коры и рост коры континентальной. Этот процесс и называется субдукцией. Его механизм изучен пока в самых общих чертах, что дает некоторое право оппонентам тектоники плит относить субдукцию к числу недоказуемых, чисто гипотетических предположений, выдвигаемых якобы в угоду постулату о постоянстве площади поверхности Земли.

Действительно, разработанные на сегодня модели субдукции не могут удовлетворить специалистов, поскольку число возникающих вопросов значительно превосходит пока возможности существующих моделей. И главные из этих вопросов касаются поведения осадков в глубоководных желобах, которые морфологически трассируют места схождения плит. Дело в том, что противники субдукции в качестве одного из существенных аргументов против поддвигания океанической плиты под континент используют характер осадочного выполнения желобов. Они считают, что спокойное, горизонтальное залегание осадков в осевых частях всех желобов не согласуется с высокоэнергетическим процессом поддвига многокилометровой океанической плиты. Правда, проведенные буровые работы в Алеутском, Японском, Марианском и Центральноамериканском желобах (см. табл. 1) сняли ряд вопросов, но появились новые факты, не укладывающиеся в существующие модели и требующие доказательного объяснения.

Поэтому целесообразно сделать попытку построения *седиментологически состоятельной модели субдукции*, которая была бы в состоянии ответить на все вопросы, касающиеся осадочного выполнения желобов. При этом мы отдаем себе отчет в том, что седиментологическая аргументация субдукции не может быть основной, но и без нее уже не обойдется ни одна из тектоно-геофизических моделей этого процесса. Мы не останавливаемся на подробном описании разных моделей субдукции, на детальном освещении тектонического строения и морфологии глубоководных желобов, полагая, что все это должно быть хорошо известно специалистам. Обратим внимание лишь на те факты, которые следует иметь в виду, чтобы принятую схему субдукции можно было именовать седиментологически состоятельной.

Отметим, кстати, что основное назначение всех разработанных на сегодня моделей субдукции, как учитывающих осадочное выполнение желобов, так и пренебрегающих им, — объяснить этот процесс таким образом, чтобы модель фиксировала основные известные характеристики движения плит и реологические свойства вещества литосферы и в то же время чтобы ее результирующие показатели не противоречили морфографии желобов и основным тектоническим элементам их строения. Несколько поперечных профилей через желоба показаны на рис. 7.

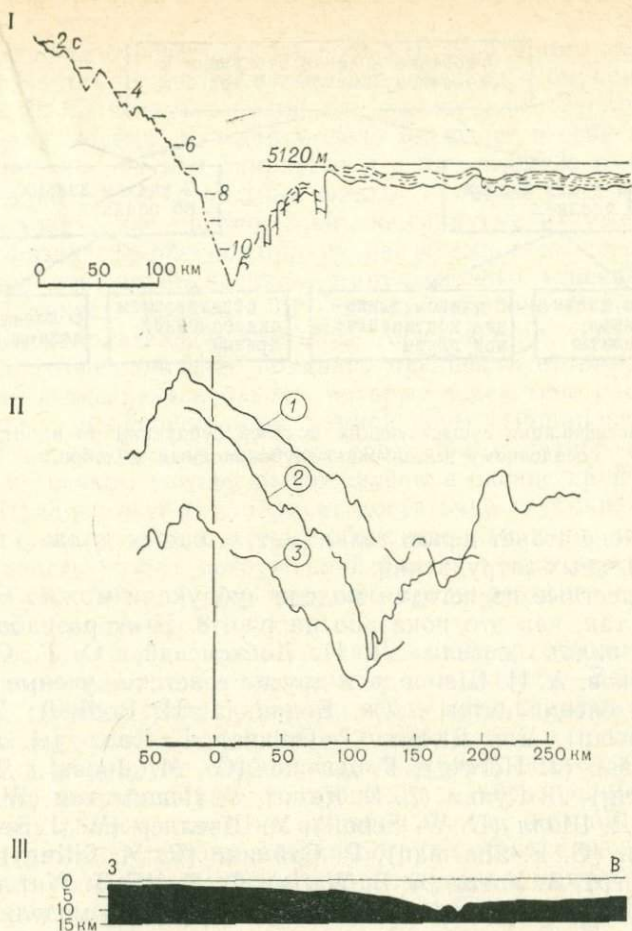


Рис. 7. Поперечные профили глубоководных желобов. Сейсмические профили через желоба: I — Японский [23] (отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:25), II — Марианский (1), Тонга (2), Рюкю (3) [63]; III — поперечный профиль через желоб Тонга [57] (масштаб без искажений).

Ясно, что в зависимости от того, какую цель ставит перед собой исследователь, он фиксирует в модели вполне определенные характеристики и использует при этом соответствующий математический аппарат. Поэтому каждая из моделей (их сейчас около 10) по необходимости отражает только одну или две из важнейших сторон процесса поддвига и оставляет неудовлетворенными тех исследователей, которые иначе трактуют качественную сторону этого явления. Исходя из этого нам представляется наиболее важным уяснение именно *качественных* характеристик субдукции, чтобы стали физически объяснимы все наблюдаемые следствия этого процесса. Тогда построение формализованной модели на количест-

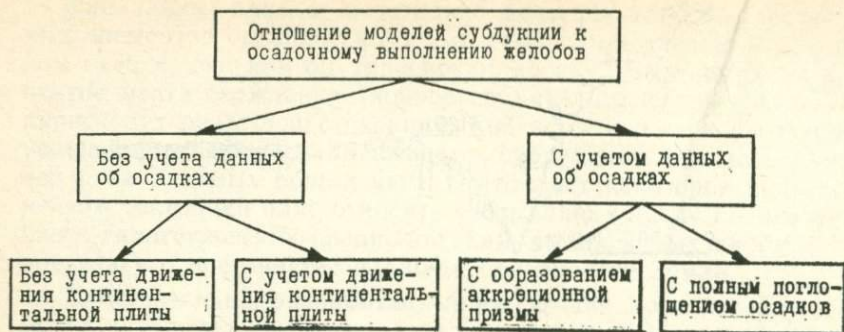


Рис. 8. Классификация существующих моделей субдукции по их отношению к осадочному выполнению глубоководных желобов.

венной основе станет делом техники, т. е. оно не должно вызывать принципиальных затруднений.

Все известные на сегодня модели субдукции можно классифицировать так, как это показано на рис. 8. В их разработку наибольший вклад внесли Л. И. Лобковский, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, А. И. Шеменда и другие советские ученые, а из зарубежных специалистов — Дж. Бодин (J. H. Bodine), Д. Коуэн (D. S. Cowan), Дж. Дюбуа (J. Dubois), Г. Холл (G. A. Hall), Дж. Хельвиг (J. Helwig), Г. Джонс (G. M. Jones), Д. Кариг (D. E. Karig), Л. Кульм (L. D. Kulm), У. Пеннингтон (W. D. Pennington), Д. Шолл (D. W. Scholl), У. Швеллер (W. J. Schweller), Г. Шерман (G. F. Sharman), Р. Сайлинг (R. M. Siling), Т. Тарп (T. M. Tharp), А. Уоттс (A. B. Watts), Ф. Ву (F. T. Wu) и др.

Нас, конечно, в первую очередь интересуют те модели, в которых так или иначе учитывается осадочное выполнение желобов. К ним относятся аккреционная модель Д. Карига [62, 63 и др.] и модель О. Г. Сорохтина и Л. И. Лобковского [39], в которой осадкам отводится роль своеобразной «смазки» между двумя взаимодействующими плитами.

Седиментологически состоятельная модель субдукции должна дать ответ на следующие вопросы.

— Как увязать горизонтальное залегание осадков на дне желобов с высокоэнергетическим процессом поддвига литосферных плит? Почему эти осадки не только сохраняются в осевой зоне желоба, но и имеют не нарушенное тектоническими процессами строение?

— Чем объяснить часто встречаемое в основании континентального склона глубоководных желобов нарушение нормальной стратиграфической последовательности осадков: надвиганием содранных с океанической плиты осадочных комплексов с образованием аккреционной призмы или какими-то другими процессами непосредственно на континентальном склоне?

Прежде чем отвечать на эти вопросы, необходимо вкратце остановиться на тех чисто тектонических аспектах субдукции, которые можно взять на вооружение при изложении седиментологически состоятельной модели. Каждая модель включает в себя конкретные допущения, на них она опирается и с их помощью пытается увязать в единое целое известные факты. В нашей модели использованы тектонические предпосылки, почерпнутые из уже апробированных физически обоснованными расчетами схем субдукции.

Первое допущение касается импульсивного (дискретного) характера процесса поддвига. В неявном виде оно было высказано еще в основополагающей статье Б. Айзекса и др. [60]. Имеется в виду, что очередной фазе поддвига предшествует накопление напряжений в океанической коре, которые вследствие расслоенности литосферы и неоднородностей земной коры [Пушаровский Ю. М., 1982 г.] передаются от центров спрединга с разной интенсивностью и, во всяком случае, распределены в океане крайне неравномерно. Предположение это имеет достаточно глубокий смысл, поскольку с его помощью можно объяснить изменение петрологических свойств уже погруженной части океанической плиты [Хаин В. Е., 1984 г.], что частично предопределяет возможность следующего импульса субдукции.

Второе допущение предполагает разнонаправленное распределение напряжений непосредственно в зоне Вадати—Заварицкого—Беньофа (ВЗБ). Проявляется это в том, что, испытывая на более глубоких горизонтах сжимающие усилия, зона в точке перегиба, которую и маркирует глубоководный желоб, подвергается растягивающим напряжениям, что приводит к образованию разломов как на внутреннем, так и на внешнем бортах желоба. Эти разломы разделяют со стороны океана погружающиеся части плиты на отдельные сегменты (ступени); при очередном импульсе поддвига ближайшая к оси желоба ступень вовлекается в этот процесс. Эта мысль была конструктивно апробирована Л. И. Лобковским [1976 г.] в его кинематической схеме субдукции.

Третье допущение имеет в виду дискретную миграцию в сторону океана осевой линии желоба. Оно является следствием первых двух допущений и легло в основу интересной модели Ф. Т. Ву [Wu F. T., 1979 г.]. Специальными исследованиями также установлено, что скорость миграции оси желоба зависит от возраста погружаемой коры и наклона зоны ВЗБ [Carlson R. L., Melia P. J., 1984 г.].

Четвертым допущением предполагается энергетическая сбалансированность во времени процессов наращивания океанической коры в срединно-океанических хребтах и ее переработки на активных окраинах. То, что данное предположение не лишено оснований, косвенно контролируется равенством (в среднем) высот срединно-океанического хребта и глубин желобов, соответствующих конкретным векторам спрединга, о чем мы уже писали. Как отметил Т. Хартертон [1978 г.], возможная сбалансированность процессов спрединга и субдукции подвела под тектонику плит надежную физиче-

скую основу. Нарушение же этого равновесия в отдельные моменты времени приводит к росту сводовых поднятий, перестройке глобальной системы циркуляции океанических вод и, как следствие этого, к глобальным перерывам в седиментации (например, эоценовый перерыв на западе Тихого океана и на северо-востоке Индийского [Левин Л. Э., 1982 г.]).

Если искать причину различий в глубинах желобов, то необходимо учесть тесную корреляцию между скоростью субдукции и возрастом поглощаемой коры (при фиксированном значении угла наклона зоны ВЗБ). Этот вопрос на материале 10 конвергирующих систем (Тонга—Кермадек, Курильской, Филиппинской, Идзу-Бонинской, Новогвинеидской, Перуанско-Чилийской, Алеутской, Центральноамериканской, Индонезийской и Японской) детально изучен С. Грилле и Дж. Дюбуа [Grellet C., Dubois J., 1982 г.].

Рассмотрим теперь более обстоятельно механизм седиментогенеза в желобах, т. е. построим общую седиментологическую модель желоба. Анализ разрезов скважин глубоководного бурения, с одной стороны, и характер тектонического строения желобов, с другой — позволяют сделать следующие достаточно надежные выводы.

1. Осадочный покров существенно различен на внутреннем (континентальном) и внешнем (океаническом) склонах желоба, и хотя тектоническое строение этих элементов структуры желоба также неоднородно, однако состав осадков является прежде всего функцией собственно седиментологических процессов на разных склонах желоба: пелагического седиментогенеза на внешнем склоне и суспензионно-потокового, наложенного на пелагический — на внутреннем склоне.

2. В основании внутреннего склона желоба часто фиксируется скучивание осадков, они здесь всегда более интенсивно уплотнены; на внешнем склоне осадки залегают под небольшим углом к оси желоба, а на дне имеют горизонтальное залегание.

В настоящее время достаточно детально разработаны седиментологические модели Алеутского [Piper D. J. W. а. о., 1973 г.], Перуанско-Чилийского [Фон Хюне Р., 1978 г.; Schweller W. J., Kulm L. D., 1978 г.] и особенно Центральноамериканского желобов [34, 39; Сили Д. Р. и др., 1978 г.; Ross D. A., 1971 г.; Underwood M. B., Karig D. E., 1980 г.; Shepard F. P., Reimnitz E., 1981 г.; Moore J. C. а. о., 1982 г.; Underwood M. B., Backman S. B., 1982 г. и др.]. Но эти модели, к сожалению, не увязаны с общим механизмом субдукции в данных желобах.

М. Ундервуд и Д. Кариг [Underwood M. B., Karig D. E., 1980 г.], а также Ф. Шепард и Э. Реймниц [Shepard F. P., Reimnitz E., 1981 г.], детально изучившие морфологию внутреннего склона Центральноамериканского желоба в районе континентальной окраины Мексики, отмечают, что только в этом районе к внутреннему склону желоба примыкают 4 крупных каньона, из которых наиболее обстоятельно исследован Рио-Бальсас (подводное продолжение реки Бальсас), он прослежен до самого желоба. Уста-

новлена четкая корреляция между мощностями турбидитов на дне желоба и в устьях крупных каньонов. Наиболее мощный чехол осадков (до 1000 м) приурочен в желобе именно к устью каньонов, тогда как в других частях желоба их мощность снижается до нескольких метров. В устье каньонов всегда фиксируется конус выноса осадков; он изрезан многочисленными каналами — своеобразной распределительной системой конуса выноса. Поступающий через каньоны кластический материал разносится продольным течением вдоль осевой линии желоба в направлении погружения дна. Влияние каждого каньона на распределение осадков в центральной части желоба ощущается даже на расстоянии 200—300 км от устья.

Теперь подробно остановимся на основном седиментологическом парадоксе субдукции. Как сейчас твердо установлено геофизическими работами и скважинами глубоководного бурения, осадки на дне всех желобов представлены *турбидитами* разного литологического состава, имеющими горизонтальное залегание [Initial Reports DSDP, 1969—1980 г.]. Парадокс же заключается в том, что осадки эти должны либо сдираться с океанической плиты и скучиваться у основания континентального склона в виде аккреционной призмы [62, 63 и др.], как это показано на рис. 9, либо поглощаться вместе с осколком океанической плиты в очередную фазу поддвига [39].

Логика противников субдукции поэтому проста и справедлива: коль скоро субдукция — это высокоэнергетический процесс, в котором участвуют жесткие плиты толщиной в десятки километров, то маломощный слой рыхлых осадков не может не реагировать на этот процесс. Если же осадки на дне желобов залегают горизонтально, значит, субдукция не имеет места. Надо признать, что предпринимавшиеся ранее попытки объяснить этот седиментологический парадокс были неубедительными. Горизонтальное залегание осадков объяснялось их молодостью, периодическим встряхиванием уже накопившихся турбидитов, после чего они откладывались как бы заново, и т. п. Были, конечно, и более реалистичные трактовки, которые рассматривали объем осадков в желобах в зависимости от соотношения скоростей осадконакопления и субдукции [60; Сили Д. Р. и др., 1978 г.].

В одной из работ О. Г. Сорохтин [38] привел нехитрый, но все же неубедительный расчет. Пытаясь подвести фактическую базу под свою уже упоминавшуюся нами модель смазки, он отметил, что в большинстве желобов мощность осадочного покрова незначительна, несмотря на очень высокую скорость накопления осадков (несколько см/1000 лет). При такой скорости, как считает О. Г. Сорохтин, если бы не работал механизм «смазки», желоба оказались бы полностью засыпанными осадками уже через несколько десятков миллионов лет. В действительности же этого не происходит, хотя некоторые из желобов существуют и продолжают развиваться уже в течение сотен миллионов лет (Японский, Перуанско-Чилийский).

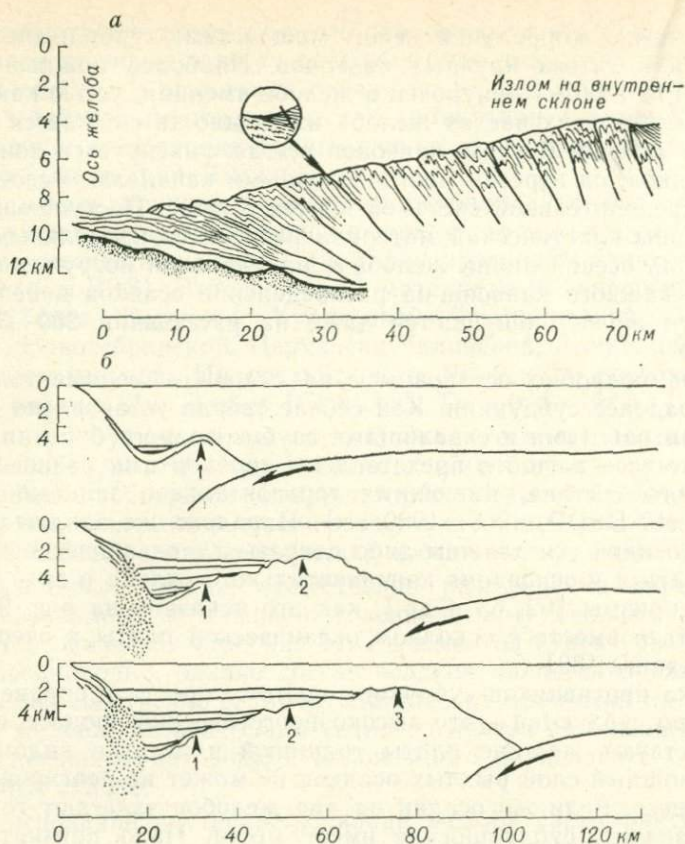


Рис. 9. Строение и условия образования аккреционной призмы.

а — разрез осадочного клина на внутреннем склоне желоба [Karig D. E., 1974 г.]; смятые в складки слои — турбидиты.

б — три последовательные стадии образования аккреционного клина; стрелки показывают направление поддвига, а числа 1—3 фиксируют последовательное смещение точек излома в основании континентального склона [63].

Неубедителен этот расчет по двум причинам. Во-первых, независимо от механизма поглощения осадков желоба являются важнейшим компонентом динамической системы зоны субдукции, и уже поэтому нельзя было рассчитывать скорость заполнения их осадками так, как будто это неподвижный отстойник. Во-вторых, желоба в их современном морфологическом выражении фиксируют лишь реакцию на *последнюю фазу* процесса поддвига (см. третье допущение нашей модели), и время их существования поэтому нельзя отождествлять с продолжительностью развития всей зоны субдукции, т. е. говорить о десятках, а тем более сотнях миллионов лет как о возрасте желоба не приходится. По этим же причинам нельзя признать убедительным и похожий подход к этой проблеме, изложенный в статье Дж. Хельвига и Г. Холла [Helwig J., Hall G. A., 1974 г.].

Итак, данный парадокс не может быть разрешен, если опираться на уже разработанные схемы субдукции, в которых *механизм и скоростные характеристики поддвига плит не увязаны с механизмом и скоростными характеристиками накопления осадков.*

Информация по скоростям осадконакопления в желобах Тихого океана, которые оценивались по результатам глубоководного бурения, содержится в томах «Предварительного отчета Проекта глубоководного бурения» [Initial Reports DSDP, 1969—1980 гг.]. Эти материалы позволяют сделать вывод, что в целом для желобов действительно характерны сравнительно высокие темпы накопления осадков — от первых десятков до сотен и даже тысяч метров за миллион лет. Эти скорости, конечно, варьируют во времени даже в одной точке бурения, но в целом порядок чисел сохраняется.

Обратим, однако, внимание на одно обстоятельство, по-видимому, ускользавшее от внимания геологов. Дело в том, что геологи привыкли оценивать скорость накопления осадков в единицах Бубнова: $\text{мм}/10^3$ лет или $\text{м}/10^6$ лет. Такой подход вызван объективными причинами, ибо геологи располагают достоверными сведениями лишь о мощности разреза и значительно менее достоверными данными о длительности соответствующего стратиграфического интервала.

Они, конечно, представляют, что получаемые таким образом значения скорости имеют весьма отдаленное отношение именно к скорости накопления осадков, поскольку при этом не учитывается ни то, что разные литологические типы пород образуются с разными скоростями, ни то, что в пределах исследуемого интервала разреза могут быть скрытые перерывы в накоплении осадков (диаастемы). Если к тому же учесть, что осадки осевой части желобов образуются в *инъективном режиме циклоседиментогенеза* [31], то в этом случае вообще нельзя использовать данный подход к оценке скорости накопления осадков, ибо, строго говоря, вся толща турбидитов формируется как наложение суспензионно-потокового седиментогенеза на нормальный пелагический седиментогенез; иными словами, толща турбидитов накапливается как бы в паузы седиментации. На многочисленных фактических материалах по современным и древним турбидитам такой механизм седиментогенеза обоснован в монографиях автора [28, 31].

Когда появились работы по тектонике плит и геофизики опубликовали первые данные о скоростях спрединга и субдукции (они измеряются в $\text{см}/\text{год}$), то геологи, пытаясь соотнести известные им значения скоростей осадконакопления с вновь полученными сведениями о скорости движения плит, по-прежнему оперировали старой размерностью скорости в единицах Бубнова, не делая попыток привести сравнимые величины к общему знаменателю. Легко понять, что такой подход порождает ряд недоразумений чисто психологического характера, мешающих изучению действительной роли седиментологических процессов в разных моделях субдукции и приводящих к неверной оценке их значимости. Приведем для иллюстрации этого положения несколько характерных примеров.

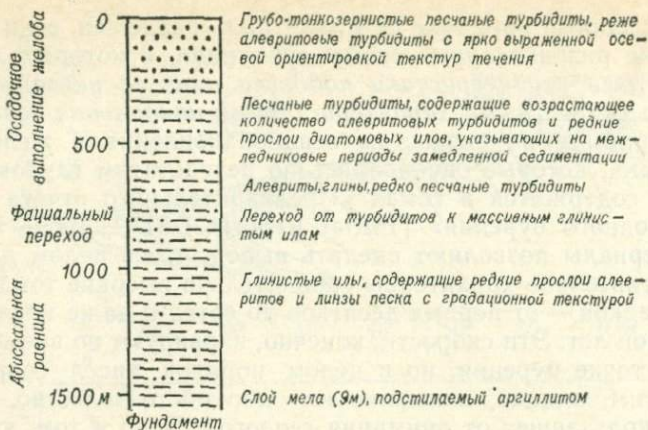


Рис. 10. Литологическая колонка северо-восточной части Алеутского желоба [Хюне Р. фон, 1978 г.].

Алеутский желоб разбуривался во время рейса 18 НИС «Гломар Челленджер» в 1971 г. Пять скважин были пройдены по профилю через северо-восточную часть желоба: на внутреннем склоне (181, 182), дне желоба (180) и на внешнем склоне (186, 187). Кристаллический фундамент скважины не вскрыли. Однако по данным геофизики мощность осадков в этой части Алеутского желоба достигает 2000 м, а иногда и 3000 м [Шолл Д., 1978 г.]; осадки дна имеют голоценовый возраст. Характерная литологическая колонка донных отложений желоба показана на рис. 10. Скорость субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутский желоб по оценке К. Ле Пишона и др. [26] составляет 4—5 см/год, а по оценке В. Вакье [2] — даже 7 см/год. Скорость осадконакопления в желобе, если ее измерять в единицах Бубнова, интерпретируется как аномально высокая («лавиная», по А. П. Лисицыну [15]); 2000—3500 м/10⁶ лет. Если же скорости осадконакопления выразить в тех же единицах, что и скорость субдукции, то получим 0,2—0,35 см/год, а для периодов межледниковья еще на порядок ниже: 0,02—0,035 см/год.

Таким образом, то, что для литологов считается «лавиной» скоростью осадконакопления, оказывается почти на два порядка ниже скоростей поддвига плиты. Если эти данные справедливы и если их соотнести с моделью монотонной (лобовой) субдукции, то становится ясно, что при трактовке механизма поддвига осадки просто не успевали бы накапливаться и по крайней мере осевая часть желоба должна была бы быть полностью свободной от осадочного покрова. Между тем его мощность в северо-восточной части Алеутского желоба достигает, как мы уже отметили, 3000 м.

Скв. 436 была пробурена на внешнем склоне Японского желоба в районе краевого океанического вала (глубина забоя 397,5 м) с целью детального сравнения осадочного чехла внешнего и внутреннего склонов желоба (рис. 11). Она вскрыла нормальную возрастную последовательность пород, которая следовала из теории спрединга; наиболее древние из них датируются поздним мелом (>70 млн. лет).

Разрез скважины следующий (сверху—вниз). Толща зеленовато-серых глинисто-диатомовых и туфо-диатомовых илов с прослоями вулканического пепла; ее мощность 300 м. И. О. Мурдмаа [22] отмечает сходство по составу этих отложений со вскрытыми скв. 434 на внутреннем склоне Японского желоба. Однако осадки внешнего склона уплотнены гораздо меньше, а главное — в них нет инородной (для открытого океана) гальки. Скорость нарастания мощности этой толщи повышалась от 20—30 м/10⁶ лет (0,002 см/год) в конце миоцена до 70 м/10⁶ лет (0,007 см/год) в позднем плейстоцене. Под этой толщей зале-

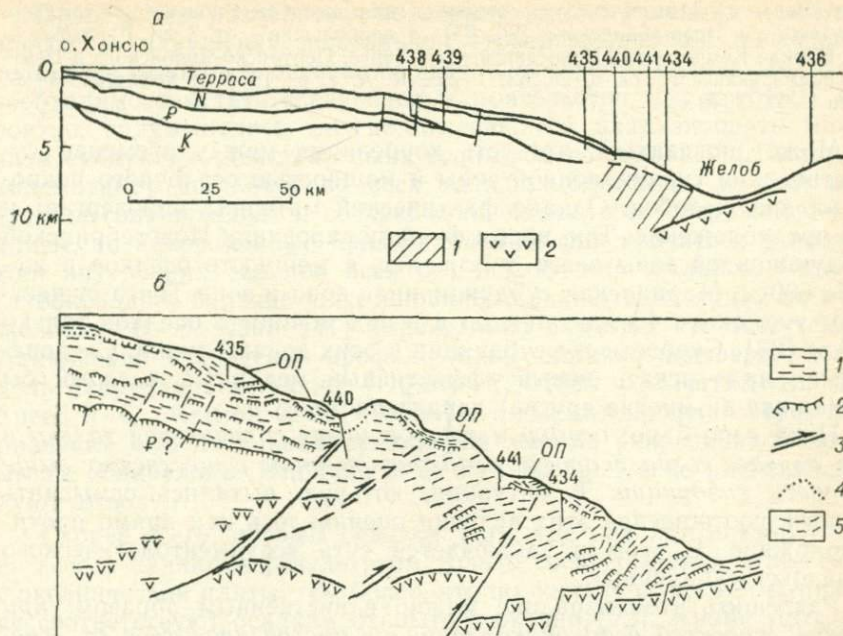


Рис. 11. Схематические разрезы через континентальный склон Японского желоба и скважины глубоководного бурения [22].

а — разрез через подводный склон о. Хонсю, глубоководную террасу и Японский желоб.
 1 — тело аккреционной призм; 2 — базальтовый фундамент океанической плиты.
 б — строение нижней части континентального склона Японского желоба.
 1 — диатомово-глинистые осадки неогенового возраста; 2 — сейсмические отражающие горизонты; 3 — разломы (стрелки показывают предполагаемые направления смещения); 4 — граница четвертичных отложений; 5 — четвертичные отложения и подводно-оползневые тела; ОП — осадочная призма.

гают типичные пелагические осадки открытого океана: в них уменьшается содержание органики и продуктов вулканизма, зато резко возрастает количество кремнистых скелетов радиолярий. Существенно падает скорость осадконакопления.

С глубины 360 м пошли глины, не содержащие уже никакой органики. Их мощность около 20 м, но они фиксируют громадный временной интервал: 40—50 млн. лет (от среднего миоцена до начала палеогена). Нетрудно подсчитать, что скорость формирования этих отложений была ничтожно малой: 0,44 м/10⁶ лет (0,000044 см/год, или 0,5 мкм/год). Чтобы зримо представить себе эту величину, достаточно сказать, что в обычной городской квартире в зимние месяцы (при закрытых окнах) такой слой пыли накапливается за неделю. Ясно теперь, сколь чисты от кластических взвесей глубоководные зоны океанов и сколь при этом громадна соизидательная роль геологического времени, способного при таких исчезающе малых скоростях осадконакопления зафиксировать в разрезе через 45 млн. лет толщу глин мощностью 20 м.

Столь же низкие скорости осадконакопления отмечены и на океаническом склоне Курило-Камчатского желоба (скв. 303), они составляют от 0,5 до 16 м/10⁶ лет, т. е. от 0,00005 до 0,0016 см/год. Тот же порядок чисел сохраняется и для других желобов Тихоокеанского кольца [32]. Увеличение скорости накопления осадков на внутренних склонах желобов до первых сотен метров за миллион лет, как легко понять, не меняет соотношения двух скоростных характеристик: накопления осадков и поддвига океанической плиты. Они и в этом случае различаются минимум на два порядка. (Наименьшие значения скорости

субдукции — от 4 до 6 см/год — отмечены для желобов Японского, Кермадек, Алеутского и Новогейбридского [26, 63]; а наибольшие — от 7 до 10 см/год — для Курило-Камчатского, Новогвинейского, Тонга, Перуанско-Чилийского и Центральноамериканского [4, 5, 26, 63; Prince R. A. a. o., 1974 г.; Schweller W. J., Kullm L. D., 1978 г.].

Может показаться, что есть корреляция между временем существования субдукционной зоны и мощностью осадочного покрова на дне желобов. Однако фактический материал опровергает и это предположение. Так, время функционирования Новогейбридской субдукционной зоны всего 3 млн. лет, а мощность осадков в желобе 600 м. Марианская субдукционная зона и зона Тонга существуют уже около 45 млн. лет, но и в них мощность осадков только 400 м [63]. Скорости же субдукции в этих зонах близки. Следовательно, надо искать новый эффективный механизм, который бы связал эти (и многие другие) характеристики.

Пока ясно одно: *осадки в желобе могут сохраняться только в том случае, когда скорость осадконакопления существенно выше скорости субдукции*. В ситуации, которую пытались осмыслить геологи, соотношение этих величин оценивалось как прямо противоположное. В этом и заключается суть «седиментологического парадокса субдукции».

Разрешить этот парадокс можно единственным образом: *при оценке скоростей осадконакопления не абстрагироваться от генетического типа отложений*, ибо не для всех толщ, повторяем, применима обычная арифметическая процедура, используемая для вычисления скорости осадконакопления, — отношение мощности толщи (в метрах) к стратиграфическому объему времени (в млн. лет). Более того, автор уже неоднократно отмечал [Романовский С. И., 1969, 1973 гг.], что к турбидитам эта процедура неприменима совсем, поскольку она дает не просто приближенную, а абсолютно неверную оценку скорости накопления осадков*.

Следовательно, для того чтобы в осевой части желобов осадки сохранялись и имели к тому же горизонтальное залегание, несмотря на поддвижение океанической плиты, необходимо и достаточно, чтобы скорость осадконакопления была значительно выше скорости субдукции, а это может быть только тогда, когда осадконакопление в желобе реализуется в инъективном режиме циклоседиментогенеза [31]. Следствием этой своеобразной седиментологической теоремы является исключительная молодость осадков дна всех глубоководных желобов, возраст которых обычно не превышает плейстоценовый [32].

* Н. Б. Вассоевич [1951 г.] на материале послыжно описанных разрезов флиша Юго-Восточного Кавказа подсчитал, что на образование одного флишевого цикла затрачено 500—5000 лет. Если трактовать генезис флиша (турбидитов) с современных позиций, то эти данные означают не время образования элементарного флишевого цикла, а *паузы* в седиментации между двумя смежными мутьевыми потоками, способными перенести такой объем кластики, чтобы после уплотнения в разрезе зафиксировались циклы мощностью в несколько сантиметров.

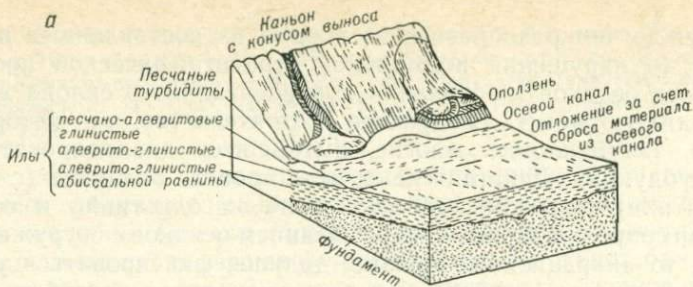
Прежде чем разобраться во втором из поставленных нами вопросов (о нарушении нормальной стратиграфической последовательности осадков в основании континентального склона желоба), необходимо отметить следующее обстоятельство, над которым, вероятно, задумывались многие, пытавшиеся анализировать механизм субдукции. Действительно, если процесс поддвига (с позиций кинематики) протекает во всех желобах однотипно и если при этом он сопровождается соскребыванием осадков с погружающейся плиты, то аккреционные призмы должны фиксироваться у подножия внутренних склонов всех без исключения желобов. Однако глубоководное бурение не установило наличие таких призм во всех желобах. В. Е. Хаин [47] справедливо заметил, что Алеутский, Нанкайский и Зондский профили лишь частично подтвердили модель аккреции (см. также [Ogawa Y., 1985 г.; Torrini R., Jr., Speed R. C., Mattioli G. S., 1985 г.]), тогда как профили через Марианский и Центральноамериканский желоба аккреционной призмы не обнаружили [Aubouin J. a. o., 1982 г.]. Какие из этого следуют выводы?

Скорее всего, призмы осадков (там, где они несомненно есть) не всегда являются результатом только соскребывания отложений с океанической плиты, тем более, что по составу осадки этих призм не соответствуют осадкам открытого океана [22]. Кроме того, несомненное отсутствие таких призм (например, в Центральноамериканском желобе) дает основание не считать соскребывание осадков седиментологически значимым для субдукции процессом. Иными словами, кроме аккреции осадков в конвергирующих системах должен проявляться какой-то более универсальный седиментологический процесс, ведущий к формированию призм осадков в основании континентального склона желоба (рис. 12).

Мы уже указывали, что осадки основания континентального склона желобов сильно уплотнены, смяты в сложную систему складок, зачастую в них нарушается возрастная последовательность слоев, причем все эти осадки имеют явно турбидитовый генезис. Именно эти факты в первую очередь требуют убедительного объяснения.

В дополнение к тому, что уже известно о тектоническом строении желобов, отметим, что У. Мэнн и Г. Мюллер [Mann U., Müller G., 1980 г.; Mann U., 1985 г.] на основе детального минералогического анализа осадков Японского желоба, вскрытых скважинами во время рейсов 56 и 57 «Гломара Челленджера», сделали следующее заключение. В пределах подводной погруженной террасы в средней части внутреннего склона происходили активные тектонические процессы, свидетельствующие, с одной стороны, о значительных горизонтальных смещениях блоков, а с другой — об активных вертикальных подвижках, приводивших к сравнительно быстрой смене батиметрических условий осадконакопления.

Детальные геофизические исследования Японского желоба показали, что его внутренний и внешний борта представляют собой сложную систему блоков, контактирующих по разломам [Уэда С.,



б



Рис. 12. Структурно-седиментологические модели глубоководных желобов. а — восточная часть Алеутского желоба [Piper D. J. W. а. о., 1973 г.]; б — Центральноамериканский желоб (общая концептуальная модель) [79]; зрелый бассейн на склоне отличается от незрелого присутствием грубозернистых осадков (турбидитов).

1978 г.; Matsuzawa A. R. O., 1980 г.; Langseth M., Burch T., 1980 г. и др.]. Блоки эти испытывают подвижки различной амплитуды. Существенны при этом *последовательность* формирования разломов, поведение блоков коры на разных этапах поддвига и, что самое главное (для нашей цели), — отражение всех этих процессов в осадочном чехле глубоководного желоба. Образно говоря, осадки позволяют сделать слепок с желоба и тем самым не только понять детали его внутреннего строения, но и более обоснованно восстановить процессы, приведшие к его формированию.

Механизм сучивания осадков в основании континентального склона представляется следующим [Романовский С. И., 1988 г.]. В начальную фазу субдукции — при заложении глубоководного желоба в результате столкновения континентальной и океанической плит — в основании континентального склона происходит разрыв сплошности коры (рис. 13, а); по разлому кора проседает в направлении оси желоба, и осадки с верхней ступени (террасы)

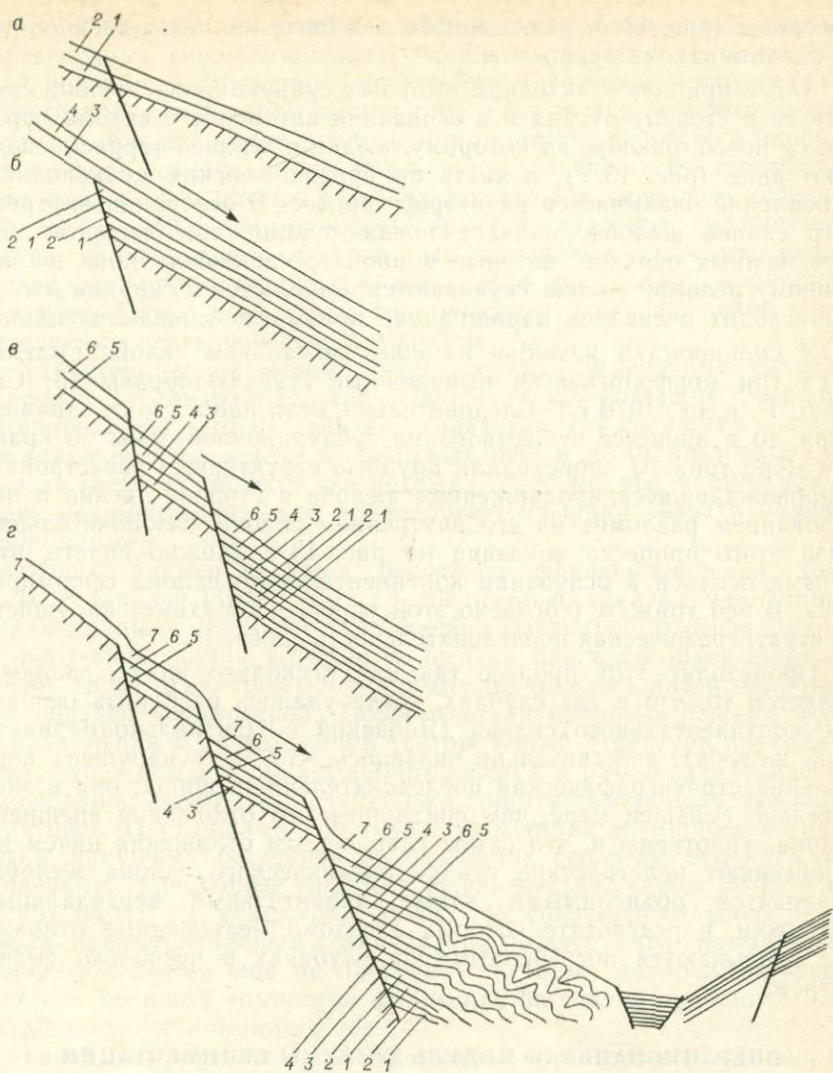


Рис. 13. Принципиальная схема образования осадочной призмы в основании внутреннего склона желоба со стратиграфической инверсией осадочных комплексов (горизонтальное залегание осадков показано условно для упрощения схемы).

сползают вниз (рис. 13, б). На нижней ступени будет фиксироваться стратиграфически инверсионное залегание пачек слоев (1, 2, 1, 2). В фазу относительно спокойного поддвига, когда возникающие в зоне субдукции напряжения не превышают предела прочности континентальной литосферы, на внутреннем склоне желоба идет накопление осадков — от прибрежно морских до глубо-

ководных (рис. 13, б, пачки 3 и 4), а в бассейне на нижней террасе накапливаются турбидиты.

Затем при новом активном импульсе субдукции ось желоба смещается в сторону океана и в основании внутреннего склона образуется новый разлом, по которому осадки с верхней террасы сползают вниз (рис. 13, в), а часть прибрежно-морских мелководных накоплений оказывается на второй террасе. В основании внутреннего склона желоба сползает новая порция еще недостаточно уплотненных осадков, которые в процессе движения вниз по неровному рельефу склона скучиваются, сминаются в складки и т. д. Происходит очередное наращивание призмы в основании склона.

У большинства желобов на континентальном склоне выделяются три морфологически выраженные ступени-террасы [5; Сили Д. Р. и др., 1978 г.]. Следовательно, если наша схема справедлива, то в процессе существования субдукционной зоны по крайней мере трижды происходили крупные структурные перестройки, сопровождавшиеся продвижением желоба в сторону океана и образованием разломов на его внутреннем склоне. Заключительная фаза этого процесса показана на рис. 13, г. Можно видеть, что призма осадков в основании континентального склона сформирована. В ней трижды (согласно этой упрощенной схеме) нарушается стратиграфическая последовательность слоев.

Происходит этот процесс так или несколько иначе, главным является то, что в тех случаях, когда удалось разбудить основание континентального склона (Японский и Центральноамериканский желоба), действительно оказалось, что здесь нарушена нормальная стратиграфическая последовательность пород; они в значительно большей мере, чем синхронные им отложения внешнего склона, уплотнены и, что самое главное, эти отложения ничем не напоминают пелагические осадки океанического склона желоба. Становятся объяснимыми также значительные вертикальные подвижки, в результате которых заведомо мелководные отложения оказываются погребенными на глубинах в несколько тысяч метров.

ОПЕРАЦИОНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СИСТЕМЫ СЕДИМЕНТАЦИИ И ЛИТОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

К представлению о системе седиментации мы перейдем, если не ограничимся перечислением основных типов бассейнов осадконакопления, а попытаемся объединить во взаимосвязанную систему весь комплекс характеристик разрезов осадочных толщ, их фациальную трактовку, современные гомологи найденных обстановок накопления осадков и сможем связать все это с конкретным тектоническим режимом. Задача отнюдь не простая. Поэтому предлагаемая схема представляется лишь первой попыткой решения этого вопроса, она требует дальнейшего улучшения и конкретизации.

Надо сказать, что раньше чаще всего ограничивались связью определенных типов осадочных бассейнов только с их тектонической позицией, что несомненно явилось следствием того тектонического плена, в котором долгие годы находились литологи. Более того, не обладая надежными знаниями актуалистических эквивалентов всех осадочных бассейнов, в предлагавшихся классификациях понятие «осадочный бассейн» зачастую подменялось перечислением известных тектонических структур (грабен, авлакогенов, трогов, мульд и т. п.), отчего и литофациальные и палеогеографические реконструкции оказывались тесно связанными априорной приуроченностью конкретных генетических типов отложений к определенным тектоническим структурам.

Характерным примером могут служить угленосные разрезы карбона Донецкого бассейна. Любой геолог-угольщик уверенно интерпретирует этот бассейн как авлакоген. Но авлакоген — понятие тектоническое, а чему оно соответствует в седиментологическом смысле (ведь накопление угленосных отложений все же шло в бассейне седиментации) — те же геологи-угольщики сказать определенно не могут.

Второй пример касается бассейнов флишенакпления. Еще Н. Б. Вассоевич [1948, 1951 гг.] убедительно доказал, что флишевые бассейны — это трого, т. е. линейно вытянутые прогибы шнурированного типа, длина которых в десятки раз превышает ширину; к тому же от открытого моря они отграничивались интенсивно разрушавшейся кордильерой. Такая жесткая привязка режима флишенакпления к определенной тектонической структуре привела к тому, что и сам режим интерпретировался в рамках тектонически дозволенной схемы (осцилляционной гипотезы) и не допускал иных трактовок. Произошло это потому, что жесткая тектоническая привязка флишевых бассейнов не позволяла геологам отыскать достоверные современные гомологи флишевых бассейнов. Н. Б. Вассоевич [1951 г.] утверждал даже, что современная эпоха — это время преимущественного накопления моласс, что новый этап флишенакпления еще не наступил, а старый давно закончился. Раз так, то поиск гомологов флишевых бассейнов прошлого — занятие пустое и безнадежное.

Такой подход долгие годы направлял исследователей флиша по неверному пути. Когда же были установлены достоверные гомологи флишевых бассейнов, т. е. когда удалось осуществить отображение чисто тектонического понятия «трог» на конкретные морфоструктуры современного океана — долинно-веерные системы пассивных окраин и глубоководные желоба вместе с оперяющимися их каньонами зон субдукции, — был пересмотрен и генезис флишевых толщ, по поводу которого в настоящее время у геологов нет серьезных разногласий. Достаточно полная информация по этому вопросу содержится в монографиях автора [28, 31].

Известны многочисленные примеры тектонических классификаций бассейнов осадконакопления (или обстановок накопления осадков), в которых авторы пытались установить связь между тек-

тонической позицией бассейна и литологическими особенностями выполняющих бассейн отложений. Можно указать на разработки В. В. Белоусова, Е. Демпса, В. Крамбейна, П. Д. Кринина, Л. Б. Рухина, Л. Слосса, Н. М. Страхова, У. Твенхофела, В. Е. Хаина, М. С. Швецова, а из новейших — У. Диккинсона, Р. Дотта, Х. Ридинга, Э. Хэллема и других геологов.

Во всех без исключения ранних, т. е. до появления тектоники литосферных плит, классификациях осадочные бассейны делились на два основных класса: платформенные и геосинклинальные. Иногда выделялись бассейны переходного типа. Зачастую бассейны связывались также со стадийностью образования этих крупных структур земной коры и с глобальной циклическостью тектогенеза. Иными словами, такие классификации по существу своему были чисто тектоническими, а литологическое их наполнение — эмпирическим. Неясной оставалась связь тектонических структур — бассейнов и с генетическими особенностями отложений и тем более с режимами циклоседиментогенеза — важнейшей литофациальной характеристикой осадочных толщ. В силу этого подобные классификации носили всегда сугубо вспомогательный характер, ими нельзя было воспользоваться для решения собственно литологических проблем.

Как только были сформулированы все основные положения тектоники плит, появились первые попытки классификации осадочных бассейнов на новой тектонической основе. Одна из первых такого рода попыток принадлежит У. Диккинсону [54]. Его классификацию практически без изменений воспроизвел английский геолог Х. Ридинг [74]. В мае 1973 г. У. Диккинсон выступил с докладом в Анагейме (Калифорния, США) на симпозиуме «Тектоника и седиментация». Он предложил подразделить все осадочные бассейны в зависимости от типа корового субстрата, удаленности от краев литосферных плит и типа ближайших сочленений плит на пять основных групп.

Зачастую приводят классификации бассейнов еще более редуцированные. Так, Р. Градзинский и др. [33] выделяют четыре типа осадочных бассейнов: стабильные шельфы, лабильные шельфы, кратонные бассейны и подводные пояса — геосинклинали. Н. Слип и др. [Sleep N. H. a. o., 1980 г.] ограничиваются еще более грубой схемой, выделяя всего три типа осадочных бассейнов: окраинные атлантического типа (такие как континентальный шельф востока США); внутриконтинентальные платформенные (Мичиганский) и рифтовые (триасовые грабены Востока США).

Легко видеть, что перечисленные нами классификационные схемы осадочных бассейнов ничем принципиально не отличаются от предлагавшихся ранее (до разработки тектоники плит), ибо также являются чисто тектоническими, с той лишь разницей, что теперь — плейт-тектоническими. Верно заметив, что успешное применение тектоники плит для решения проблем осадконакопления возможно только при наличии классификации осадочных бассейнов и при детальном их изучении в рамках этой теории, У. Диккинсон

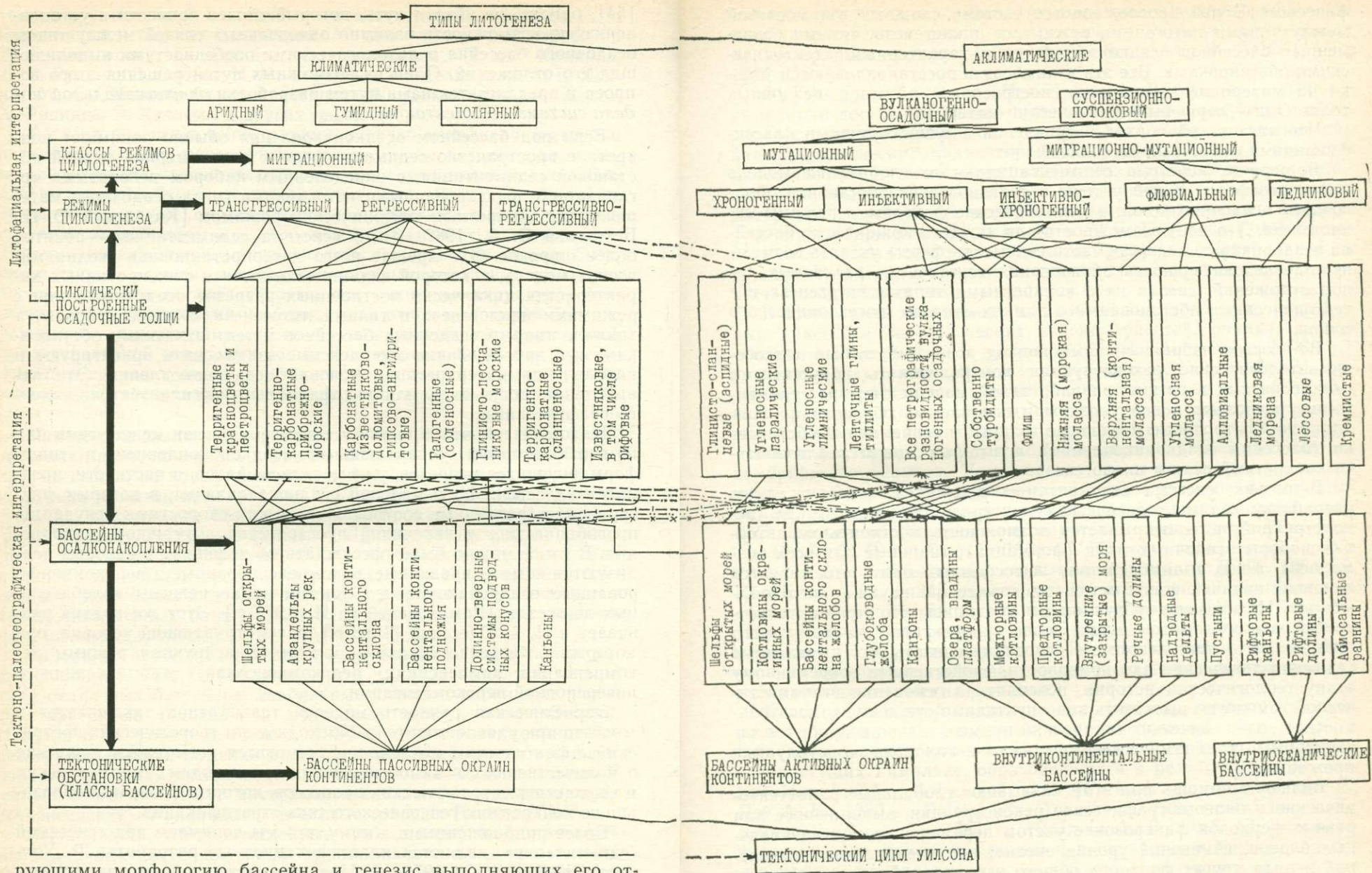
[54], однако, не указал путь, который может привести к установлению по возможности взаимно однозначных связей между типом осадочного бассейна и литологическими особенностями выполняющих его отложений. Один из возможных путей решения этого вопроса и предлагается нами путем разработки *операциональной модели системы седиментации*.

Если под бассейном осадконакопления обычно понимают конкретное пространство седиментосферы с закономерной сменой обстановок седиментации, с определенным набором ископаемых организмов, с фиксированными источниками сноса осадочного материала и с конкретным тектоническим режимом [Казанский Ю. П., Бетехтина О. А., 1982 г.], то «система седиментации» — понятие более широкое. Это прежде всего интерпретационная геодинамическая модель, в которой заданы взаимосвязи фиксированных характеристик циклически построенных разрезов осадочных толщ с режимами циклогенеза и типами литогенеза, с одной стороны, а также с типами осадочных бассейнов и тектоническими обстановками — с другой. Такие комплексные взаимосвязи ориентируют и направления интерпретации условий осадконакопления. Эти направления могут быть или литофациальными, или тектоно-палеогеографическими.

Надо сказать, что попытки установления связи между теми или иными факторами, управляющими осадконакоплением и типом формирующихся разрезов, уже делались. Автор, в частности, предлагал классификацию моделей осадконакопления, в которых фиксировались различные соотношения между скоростями денудации, прогибания дна и величиной пространства возможного накопления. В итоге можно было рассуждать об условиях, в которых реализуются компенсированные, некомпенсированные и перекомпенсированные осадконакоплением тектонические режимы колебательных движений [Романовский С. И., 1972 г.]. Этот же подход развивает и И. А. Одесский [1983 г.], рассматривающий условия, при которых в бассейне осадконакопления фиксируются режимы некомпенсации, компенсации, перекомпенсации, докомпенсации и инверсионной перекомпенсации.

Эвристическая ценность моделей такого типа заключается в том, что при удовлетворительной сходимости теоретических построений с фактическим материалом становится возможным суждение о количественных взаимоотношениях тех исходных тектонических и чисто седиментологических процессов, которые привели к образованию конкретного генетического типа стратификации.

Более приближенными к тому, что мы понимаем под «системой седиментации», являются классификационные разработки Р. Уолкера [Walker R. G., 1976 г.]. Цель предложенной им классификации обстановок осадконакопления — создание наиболее общих моделей, которые можно использовать для палеоседиментологических и палеотектонических реконструкций. С этой же целью разработал свою классификацию бассейнов седиментации Р. К. Селли [34]. В ней автор исходил из того, что основными факторами, контроли-



рующими морфологию бассейна и генезис выполняющих его отложений, являются тектоника и положение поверхности осадконакопления по отношению к уровню моря и волновому базису.

Предлагаемая нами операциональная модель системы седиментации (рис. 14) ориентирует интерпретацию условий седиментогенеза в двух направлениях: литофациальном и тектоно-палеогеогра-

Рис. 14. Операциональная модель системы седиментации для целей литогеодинамики.

фическом. В ней прослеживается система сложных взаимосвязей между типами литогенеза, режимами циклогенеза, типами современных бассейнов осадконакопления и характерными тектоническими обстановками. Все эти взаимосвязи восстанавливаются только на материале циклически построенных разрезов осадочных толщ. Они — первичный фактический материал.

Что дает такой подход в сравнении с существующими классификациями осадочных бассейнов?

Во-первых, «система седиментации» — это глобальная модель седиментосферы. В ней учтены и тектоническая обстановка образования осадочных толщ, и климатические факторы, и режимы циклогенеза. Это дает возможность для каждого конкретного бассейна осадконакопления (как части седиментосферы) указать возможную последовательность образования генетически различных типов отложений, связав их с конкретными типами литогенеза и с тектоническими обстановками в рамках единого геотектонического цикла.

Во-вторых, избранный нами подход позволяет любые палеоседиментологические реконструкции контролировать допустимыми взаимосвязями в рамках разработанной модели системы седиментации, поскольку в ней указаны и ископаемые образования (циклически построенные осадочные толщи), и современные обстановки (бассейны осадконакопления), в которых может реализоваться конкретный режим циклогенеза.

В-третьих, система седиментации допускает конструктивную разработку седиментологических критериев геодинамических реконструкций, т. е. открывается возможность построить характерные наборы осадочных толщ (формаций), типичные для всех возможных типов взаимодействия литосферных плит, что является основной задачей новой ветви геологической науки — *литогеодинимики*. На примере субдукции мы убедились, что седиментологический контроль может существенно скорректировать схему этого процесса. Это дает некоторые основания считать, что выявленные седиментологические закономерности, свойственные современному этапу геологической истории, позволят на основании актуалистической гомологии высказать конструктивные суждения относительно литогеодинимических построений применительно к наиболее характерным геодинамическим режимам — коллизии и субдукции прежде всего.

Большую помощь при этом оказывают глобальные палеотектонические и палеогеографические реконструкции, выполненные для разных периодов фанерозоя с учетом перемещения континентальных блоков, изменений уровня океана, континентальных оледенений и ряда других факторов общего характера. Глобальный контроль фанерозойской седиментации рассмотрен в работах Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина [5], А. Брауера [Brouwer A., 1983 г.] и других авторов. Э. Бэррон и др. [Barroon E. a. o., 1981 г.] построили серию из 9 карт, фиксирующих палеогеографические перестройки через каждые 20 млн. лет начиная с раскола Пангеи

180 млн. лет назад и до настоящего времени. Сходную работу для мезо-кайнозойского этапа геологической истории осуществили А. Зиглер с соавторами [Ziegler A. M., Scotese C. R., Barrett S. F., 1982 г.].

Ф. Геккель и Б. Уицке [Heckel Ph. H., Witzke B. J., 1980 г.] выполнили детальный анализ девонской палеогеографии на основе распространения карбонатов и связанных с ними литологических палеоклиматических индикаторов. В. В. Хей [1984 г.] построил палеогипсометрические карты для разных отрезков времени мезо-кайнозоя, позволяющие оценивать интенсивность сноса осадочного материала с суши и прогнозировать распространенность конкретных видов отложений. В. А. Басов и Д. К. Патрунов [1984 г.] наметили периодизацию геологического развития Центральной и Южной Атлантики в мезозое на основе анализа общих закономерностей осадконакопления.

В итоге таких глобальных построений выявлено много интересных палеоседиментологических закономерностей, правда, разной степени достоверности. В частности, Н. В. Логвиненко [1982 г.] установил отсутствие климатической зональности в кембрии и ордовике; такая зональность появилась якобы только в карбоне. Однако мало вероятно, чтобы это соответствовало действительности, ибо климатическая зональность определяется космо-планетологическими факторами, которые, конечно же, имели место задолго до кембрийского периода. Установлено, что в конце поздне меловой эпохи на обширных пространствах океана господствовал застойный режим; это привело к накоплению так называемых «черных сланцев», сильно обогащенных органическим веществом [De Grafsiansky P. C., Dego G. a. o., 1984 г.]. Причина этого интересного и очень важного явления еще не выяснена [Найдин Д. П., 1984 г.]. Намечена связь минерального состава песчаников с разными геодинамическими обстановками их формирования [Mack Greg H., 1984 г.]. Выявлен и ряд других палеоседиментологических закономерностей глобального характера. Все это позволяет более обоснованно интерпретировать палеоседиментологию, характерную для разных геодинамических режимов.

Рассмотрим в этой связи два наиболее характерных примера, иллюстрирующие литогеодинамику при коллизии плит. Первый касается молассонакопления в неогеновых бассейнах перед фронтом растущих Гималаев, образовавшихся в результате столкновения Индийской и Азиатской плит [Parkash B., Sharma R. P., Roy A. K., 1980 г.; Patriat Ph., Achache J., 1984 г.; Tandon S. K., Kumar R., Singh P., 1984 г.; Huffman A. R., 1985 г.]; второй — формирования каменноугольного флиша системы Уошита, накопление которого происходило в глубоководном конусе выноса наподобие Бенгальского [Graham S. A., Dickinson W. R., Ingersoll R. V., 1975 г.].

К югу от поднимающихся Гималаев в неогене образовалась система посторогенных прогибов, где интенсивно формировались отложения аллювиальных конусов выноса — континентальная мо-

ласса серии Сивалик. Ее аналогом в Альпах считается постолгоценовая моласса Швейцарского плоскогорья мощностью 3000—6000 м [Van Houten F. B., 1974 г.]. Разрез неогеновой молассы Сивалик имеет мощность более 5000 м. Формировалась она в субширотном бассейне — предшественнике современной Индо-Гангской низменности. Снос обломочного материала в этот бассейн происходил с севера — из района интенсивно разрушавшихся, но и быстро растущих Гималаев. В плане отложения континентальной молассы при продолжающемся воздымании территории напоминают крупные конусы выноса горных рек, текущих с севера (рис. 15, б и в). Они выносили громадные порции обломочного материала, который откладывался в пределах этих конусов.

В целом в молассе Сивалик выделяются два крупных мегацикла, различающиеся литологически. Нижний мегацикл (нижний Сивалик, рис. 15, б) состоит из более мелких циклов, фиксирующих переслаивание песчаных и глинистых пород. В верхнем мегацикле (верхний Сивалик, рис. 15, в) наблюдается большое количество более грубозернистых песчаников, переходящих к вершине серии в конгломераты. Таким образом, отмечается общее погрубение материала вверх по разрезу, из чего можно заключить, что вся молассовая толща серии Сивалик образована в сублационном режиме, а составляющие ее циклы — во флювиальном [31].

Элементарный цикл нижнего Сивалика начинается конгломератом, лежащим на поверхности размыта в кровле предшествующего цикла; над ним — слой крупнозернистого горизонтально-слоистого песчаника, переходящего вверх по разрезу в песчаник с косою слоистостью трогового типа; еще выше — переслаивание тонкозернистого песчаника и алевролита; завершается цикл переслаиванием косослойчатых алевролитов и глин буровато-красного цвета с включением единичных углистых прослоев. Мощности единичных циклов варьируют от 1 до 35 м (рис. 15, а).

Циклы нижнего Сивалика напоминают по строению аллювиальные. Однако общая тенденция в изменении литологии циклов вверх по разрезу, их грубозернистый состав позволили Б. Паркашу, Р. Шарме и А. Рою [72] уверенно отнести их к континентальной молассе. Опираясь на палеотектонические региональные реконструкции домиоценового времени, они предположили, что при столкновении Индийской и Азиатской плит северная часть Индийской плиты была сильно дислоцирована; ее приподнятые участки в последующем интенсивно разрушались, осадки сносились к горному подножию, где и накапливалась континентальная моласса серии Сивалик. Следует еще отметить, что во время ее формирования происходило последовательное поднятие районов Высоких Гималаев и расположенных южнее горных районов; тем самым увеличивались объемы и интенсивность сноса кластического материала. Эти явления хорошо отражены в составе песчаников и конгломератов молассы Сивалик.

Каменноугольный флиш Уошита, развитый в горах Уошито Северной Америки, по мнению С. Грехэма, У. Диккинсона и Р. Ин-

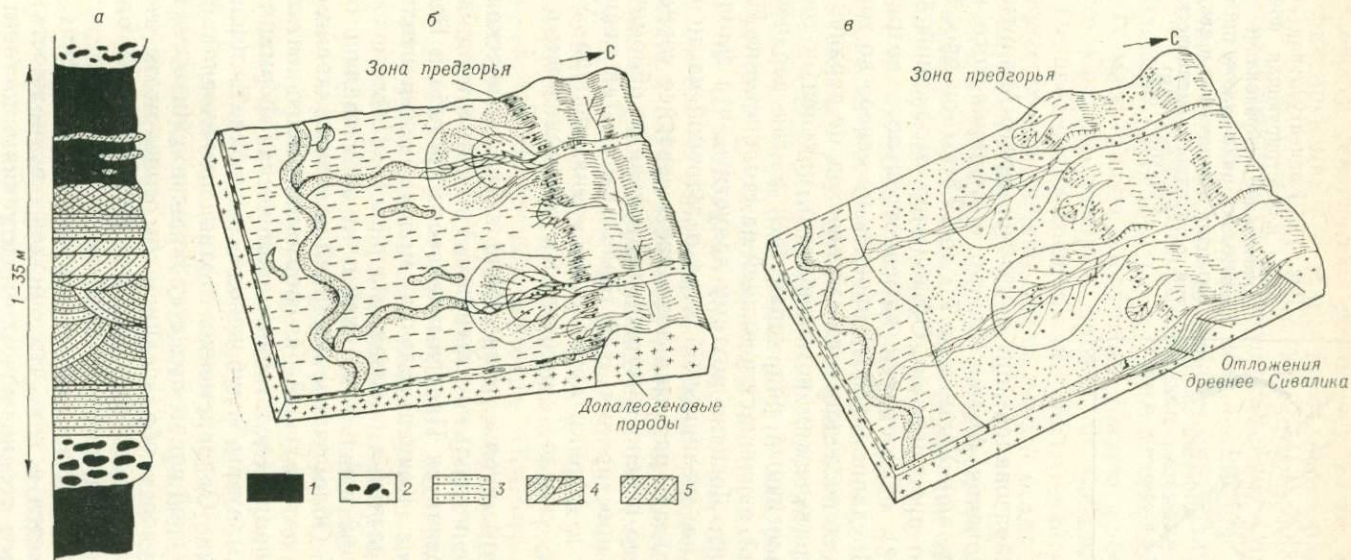


Рис. 15. Строение единичного цикла континентальной молассы серии Сивалик (а) и седиментологическая реконструкция условий образования молассы серии нижний (б) и верхний (в) Сивалик [72].

1 — глины; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — горизонтально-слойчатые, 5 — алевриты.

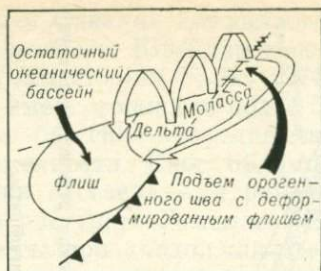


Рис. 16. Концептуальная модель, иллюстрирующая последовательное образование латерального ряда отложений при коллизии континентов и закрытии остаточного океанического бассейна [58].

герсола [58], образовался при закрытии прото-Атлантики в результате столкновения Американского и Африканского континентов. Мощность флиша Уошита от 7,5 до 12,5 км, он прослеживается на 350 км по простиранию. Объем этих отложений $3 \cdot 10^6$ км³. Латеральный ряд образований менноугольного возраста, прослеженный от Преаппалачского прогиба на севере до гор Уошита на юге, фиксирует последовательный переход от верхней молассы к дельтовым паралическим комплексам и, наконец, к терригенному флишу. Аналогичный ряд характерен и для верхнекайнозойских образований, явившихся реакцией на столкновение Индийской и Азиатской плит. Логично поэтому допустить, что флиш Уошита сформировался на океанической коре остаточной части прото-Атлантики в результате размыва возникших севернее горных сооружений и дальнего переноса мутьевыми потоками обломочного материала вкост простирания этой горной цепи. Дальнейшее сближение Америки и Африки привело к смятию флиша Уошита в сложную систему складок с надвиговым перемещением в северном направлении.

Таким образом, вполне правомочна актуалистическая гомология между каменноугольным флишем Уошита и позднекайнозойской историей развития Предгималайского прогиба и Бенгальского конуса выноса. Концептуальная модель седиментологической летописи этого развития показана на рис. 16. После столкновения в олигоцене Индийской и Азиатской плит образовалась горная система Гималаев. Обломочным материалом, поставлявшимся оттуда реками, сложен латеральный ряд формаций: континентальная моласса серии Сивалик → дельтовая паралическая формация в дельте Ганга—Брахмапутры → глубоководные турбидиты (флиш) Бенгальского залива. Одновременно с этим происходила субдукция Индо-Австралийской плиты под дугу Зондских, Никобарских и Андаманских островов с образованием (в основном за счет турбидитов) интенсивно дислоцированного флишевого и олистостромового комплекса над зоной субдукции.

Главное значение такого рода литогеодинимических реконструкций заключается в том, что они дают возможность наиболее распространенным геодинимическим ситуациям поставить в соответствии *тектонически и седиментологически обусловленную по-*

следовательность генетически различных типов осадочных образований, фиксирующих все этапы длительного развития коллизии континентов или субдукции плит. Кроме того, поскольку столкновение континентов происходит неодновременно в разных их частях, а последовательность осадочных комплексов при этом сохраняется неизменной с точностью до генетически различных их типов, то детальное микропалеонтологическое датирование базальных свит позволяет проследить и этапы столкновения континентальных масс. Такую достаточно тонкую работу на примере Западного Средиземноморья провел Ф. Визель [Wezel F. C., 1975 г.]. Он предложил специальные *диахронические коэффициенты* для более точной оценки диахронности осадочных комплексов и выявления биоизохронных поверхностей.

Коллизии континентов обычно предшествует субдукция океанической литосферы. Но когда к зоне субдукции придвигается континент или микроконтинент, эта зона блокируется и дальнейшее поглощение океанической плиты прекращается [5]. Затем происходит одновременное столкновение сближенных континентальных масс. Причем если для диагностики факта коллизии континентов определяющим (с седиментологических позиций) был уже описанный нами *латеральный ряд формаций*, то для реконструкции палеозон субдукции (с тех же позиций) на первый план выступает *вертикальный (стратиграфически упорядоченный) ряд литологически различных, но генетически единых осадочных комплексов* [31]. В данном случае наиболее полной является последовательность: аспидная формация→флиш→нижняя (морская) моласса.

Мы знаем, тем не менее, что флиш, хотя и является всегда продуктом деятельности мутьевых потоков, однако формируется в разных палеогеографических обстановках (см. рис. 14), и лишь в частности — в глубоководных желобах. Поэтому для более уверенной диагностики зон палеосубдукции седиментологические реконструкции должны сопровождаться комплексным анализом тектонической ситуации и петрологических ассоциаций магматических и метаморфических пород. В данном случае мы ограничиваемся чисто седиментологическим аспектом этой проблемы.

Сейчас можно считать твердо установленной справедливость следующего утверждения. *Если флишевые комплексы могут формироваться в разных структурно-морфологических обстановках океана, то желоба после прекращения субдукции всегда заполняются флишем*. Поэтому задача сводится к тому, чтобы из многообразия флишевых ассоциаций выбрать те, которые наиболее вероятно образовались в желобах палеосубдукционных зон.

Существующая ныне циркум-Тихоокеанская система глубоководных желобов, маркирующих активные зоны субдукции, по всей вероятности, первоначально была циркум-Пангейской [Den N., Yasui M., 1973 г.]. Если это так, то желоба нельзя считать типичными только для мезо-кайнозойского этапа геологической истории; характер тектонических процессов существенно не изменился по крайней мере с конца палеозоя. И косвенным доказательством это-

го может служить характерная для многих палеозойских комплексов последовательная смена в разрезе флишевых образований отложениями нижней молассы [48].

Дополнительно к тому, что мы уже отметили при описании седиментологического контроля зон субдукции, следует добавить, что рост напряжений в процессе поддвига океанической плиты приводит к повышенному разогреву тыловых частей этих зон, благодаря чему по прекращении субдукции происходит изостатическое всплытие окраин континента с сильно расчлененным горным рельефом. Причем важно, что либо вследствие более высокой скорости этого процесса, превышающей темпы эрозии, либо в результате приближения на предколлизийном этапе зоны палеосубдукции к континенту заполняющие желоб осадки неизбежно должны *грубесть* вверх по разрезу. Из этого можно заключить, что смена формаций в ряду флиш→нижняя моласса означает не смену режимов циклогенеза, а изменение условий в источнике сноса обломочного материала или приближение областей разгрузки плотностных потоков к источнику питания их обломочным материалом, что в иных (седиментологических) терминах означает смену дистальных турбидитов (флиш) проксимальными турбидитами (нижняя моласса). *Отложения молассовой фации флиша завершают, таким образом, полную седиментологическую эволюцию желобов.*

Интересно, что в процессе глубоководного бурения удалось получить данные, подтверждающие фактически механизм заполнения желобов обломочными осадками, грубеющими вверх по разрезу. В рейсе 31 «Гломара Челленджера» была пробурена скв. 298. Она была задана в Нанкайском трого, входящем в ту часть зоны субдукции, в пределах которой происходит медленное поддвигание (1,5 см/год) Филиппинской плиты под Азиатскую (рис. 17). Скважина прошла 525 м четвертичных осадков, представляющих собой тонкоритмичные дистальные турбидиты терригенного состава. Дж. Мур и Д. Кариг [Moore J. C., Karig D. E., 1976 г.], изучившие эти материалы, впервые установили для фаций современных глубоководных желобов увеличение размерности зерен осадков вверх по разрезу. Причем этот факт надо считать характерным для осадков любых океанических желобов, а для распознавания осадков желобов геологического прошлого он даже более информативен, чем текстуры течений и разного рода биоглифы на поверхности наслоения.

Реконструкция палеозон субдукции подтверждает отмеченную нами закономерность. Так, сублационный тип разреза установлен в желобе поздне меловой эпохи вблизи северной оконечности п-ова Аляска [Mancini E. A., Deeter T. M., Wingate F. H., 1978 г.]. Т. Нильсен и Г. Зуффе [Nilsen T. H., Zuffa G. G., 1982 г.] обосновали, что флиш комплекса Чугач является образованием глубоководного желоба мелового возраста, располагавшегося южнее современного п-ова Аляска. Турбидитами, грубеющими вверх по разрезу, заполнены и западная часть желоба Пуэрто-Рико постэоценового возраста [Maley T. S., Sieber F. D., Johnson G. L., 1974 г.],

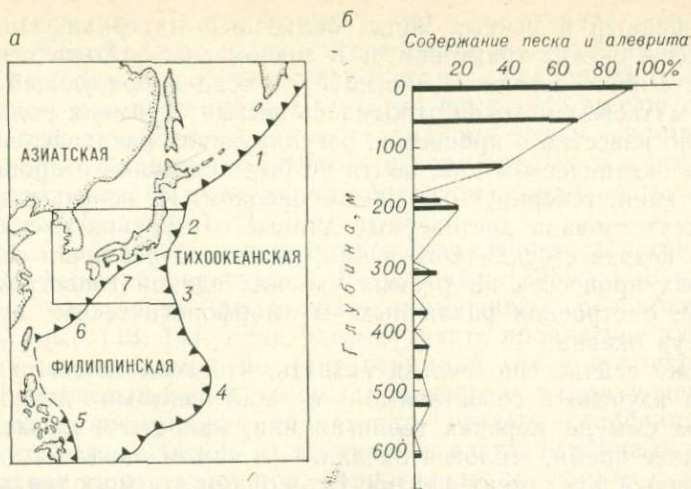


Рис. 17. Зона субдукции Сикоку и иллюстрация сублационного типа разреза в Нанкайском трого [Moore J. C., Karig D. E., 1976 г.].

а — взаимодействие плит на северо-западе Тихоокеанского кольца. Желоба: 1 — Курило-Камчатский, 2 — Японский, 3 — Идзу-Бонинский, 4 — Марианский, 5 — Филиппинский, 6 — Рюкю; 7 — Нанкайский трог.
б — распределение песчаных и глинистых слоев по разрезу осадков Нанкайского трого.

а также желоб Кайман [Perfit M. R., Heezen Br. C., 1978 г.] и многие другие желоба палеозон субдукции.

Таким образом, имеющиеся пока данные позволяют уверенно утверждать только одно — каждой тектонической ситуации свойствен свой набор осадочных толщ, который позволяет в совокупности с данными геофизики и петрологии достаточно надежно реконструировать геодинамические ситуации прошлого. Есть основания надеяться, что дальнейшее развитие седиментологических исследований в русле новых тектонических идей позволит разработать и собственные, чисто литологические, характеристики, свойственные зонам как палеосубдукции, так и коллизии континентальных масс. Те критерии, которые мы отметили, могут использоваться только в качестве первого приближения в решении этой сложной проблемы. В будущем, как справедливо считает А. Мил [Mial A. D., 1984 г.], комплексный анализ палеоседиментационных бассейнов должен стать самостоятельной геологической дисциплиной, имеющей специальную методологию наблюдений и интерпретации результатов.

ГЛАВА 2

СОВРЕМЕННЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

ТИПЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Еще 30—40 лет назад Мировой океан представлялся геологам как единый гигантский супербассейн, «конечный водоем стока», куда поступал и где захоронялся сносимый с суши обломочный и

растворенный в речных водах осадочный материал. Накопление осадков в океане трактовалось в точном соответствии с классической схемой «частица за частицей», а осадкообразующей деятельностью мутьевых потоков отводилась весьма скромная роль. Ничего не было известно о процессах, регулирующих распределение осадков на океаническом дне; почти не было сведений о процессах седиментации, генерируемых самим океаном. И, конечно, практически отсутствовали достоверные данные о строении океанического дна, о возрасте осадочного чехла океанов, о различии седиментационных процессов на разных уровнях единой гипсографической кривой, о строении различных в морфологическом отношении структур океана.

Даже сейчас еще нельзя сказать, что геологическое строение океана изучено в сопоставимой с континентами детальностью. В этом смысле морская геология или, как стали называть ее в последнее время, геология океана, — в самом начале становления на прочный фундамент фактов. Но в одном эта молодая ветвь геологической науки развилась гораздо глубже, чем континентальная геология. Это касается изучения *механизмов* как тектонических, так и собственно седиментологических процессов, протекающих в современную эпоху. Они к тому же надежно хранят «память» об аналогичных процессах за последние 150—180 млн. лет. Океан, таким образом, в последнюю треть XX столетия перестал быть для геологов *terra incognita*.

Надо, правда, отметить, что концепция тектоники плит ставит определенные ограничения на актуалистические возможности изучения современных осадков океана. Дело в том, что согласно этой теории литосферные плиты, двигаясь от зон раздвига к зонам субдукции, по достижении этих зон в районе глубоководных желобов поглощаются и уходят в мантию. Вместе с подстилающим океанические осадки субстратом поглощаются и осадки, накопившиеся за время существования плиты. Поэтому не все из современных зон океанического осадконакопления могут служить гомологами для изучения осадочных процессов геологического прошлого. Именно по этой причине геологи до сих пор безуспешно искали в разрезах осадочных толщ геологические эквиваленты осадков современных абиссальных равнин океанов.

Это то, что касается геологической значимости современных океанических осадков. Для целей же физической седиментологии важно изучение прежде всего механизмов седиментогенеза вне зависимости от географических обстановок их протекания. Поэтому нам важно рассмотреть Мировой океан как единое целое со всей гаммой взаимосвязей происходящих в нем седиментологических процессов, выделив в конечном итоге те из них, которые имеют наибольшую значимость для целей ретросказания.

Надо отметить еще одно ограничение, которое накладывает тектоника плит на изучение литологии Мирового океана. С позиций современной тектоники седиментация идет в бассейне (океане), где изменяются во времени размеры, объем и глубины, на не-

прерывно образующемся субстрате (дне). Это означает, что история океанической среды должна исследоваться с позиций *палеолитодинамики*, причем сама история записана в осадочной толще на непривычном для классической геологии языке. На зрелой стадии развития океанов (именно такую стадию мы имеем возможность изучать) седиментация реализуется в соответствии с климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью [Богданов Ю. А., Лисицын А. П., 1981 г.].

Учение о зональности океанического осадочного процесса впервые было сформулировано П. Л. Безруковым [1959 г.]. В настоящее время это учение продолжает интенсивно разрабатывать А. П. Лисицын [13, 14]. Если рассматривать проявление каждого вида зональности раздельно (вне взаимной связи в конкретном районе океанического дна), то смысл их состоит в следующем.

Циркумконтинентальная зональность осадконакопления означает, что по мере удаления от континента растет глубина океана и как следствие этого падает роль терригенного материала и, напротив, возрастает доля биогенных осадков. А. П. Лисицын [1979 г.] установил, что в приконтинентальных областях накапливается до 92 % взвешенного материала рек, т. е. основная часть терригенных осадков. В более глубокие зоны океана, в пелагиаль, проникает только 8 % обломочного материала, поставляемого речным стоком.

Вертикальная (батиметрическая) зональность определяет тип донных осадков как функции глубины океана в данной точке. Главным образом этой зональности подчиняется органическое вещество. Средняя глубина океана 3711 м [Степанов В. Н., 1983 г.]. Ее оказывается достаточно, чтобы органика, продуцируемая на поверхности, практически полностью разложилась при опускании на дно [Лисицын А. П., 1979 г.]. Основная глобальная граница вертикальной зональности в океане — это критическая глубина растворения карбонатов. Для современной эпохи она в среднем не превышает 4500 м. Однако ее конкретные вариации определяются климатом и минеральным составом карбонатной взвеси (кальцит, арагонит, магнезиальный кальцит и т. д.).

Климатическая (широтная) зональность осадкообразования наиболее полно разработана в монографиях А. П. Лисицына [13, 14]. Он выделяет 7 глобальных климатических зон: ледовые (северная и южная), умеренные гумидные (северная и южная), аридные (северная и южная) и экваториальная гумидная. А. П. Лисицын [1982 г.] подсчитал, что из общей площади водосбора современной суши (148,2 млн. км²) на ледовые зоны приходится 14,9 %, на умеренные гумидные 39,7 %, аридные 19,2 % и экваториальную гумидную 26,2 %. Существенно, однако, то обстоятельство, что на континенте климатический фактор определяет в основном выветривание и денудацию обломочного материала. Проявляются эти процессы в разных зонах по-разному. Поэтому реальный вклад каждого из них в общий баланс осадочного процесса в океане не пропорционален подсчитанным площадям. Так, на экваториальную гумидную зону приходится главная доля поставки в океан обло-

мочного и глинистого материала — 76 % (19 млн. т в год), на умеренные гумидные — 12 % (~3 млн. т), а на ледовые и аридные зоны — по 6 % [Лисицын А. П., 1982 г.].

Установленные морскими геологами виды зональности осадкообразования в океане в большей мере имеют значение для разделного изучения влияющих на этот процесс факторов и в значительно меньшей степени имеют смысл самостоятельных зон, очерченных конкретными географическими границами. По крайней мере ни одной из этих зон не отвечает свой самостоятельный тип седиментогенеза, отличающийся от другого типа механизмом и фациальными (структурными и текстурными) признаками образующихся осадков.

Для наглядности представим себе следующую простую модель. Любой точке океанического дна, если ее поместить в трехмерное пространство зональности осадкообразования, могут быть приписаны три координаты. Одна координата определяет расстояние точки до ближайшего континента (циркумконтинентальная зональность), вторая — глубину океана в данной точке (батиметрическая зональность), третья — расстояние от экватора (климатическая зональность). Ясно, что только *совместное* проявление всех трех видов зональности будет (и то в первом приближении) характеризовать тип накапливающегося в данном месте осадка, главным образом его вещественный состав. Вид же стратификации, характер переслаивания, а в конечном итоге — генетический вид отложений будет зависеть от тектонической позиции конкретного участка океанического дна и от литодинамических процессов, которыми определяется способ доставки материала в зону аккумуляции. По этой причине представляется вполне оправданным подход П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа [1971 г.], которые выделяют всего два ведущих типа океанического седиментогенеза: *приконтинентальный* и *пелагический*. На них может накладываться вулканогенно-осадочный процесс, протекающий независимо.

С другой стороны, отмечается и явная связь первичного вещества осадка с воздействием на него разных факторов зональности, а также с механизмами его доставки в зону аккумуляции. По этой причине целесообразно более подробно рассмотреть процессы, влияющие преимущественно на биогенное и терригенное осадконакопление в океане. Их изучение даст возможность более обоснованно судить и о специфике приконтинентального типа седиментогенеза, наиболее интересного с позиций физической седиментологии.

Отметим прежде всего любопытный методологический парадокс. Геологам давно известно, что подавляющее большинство осадочных отложений прошлого — это породы морского генезиса. Однако не зная, как протекают в море процессы накопления осадков разного состава, геологи для объяснения генезиса пород строили многочисленные «объяснительные» схемы, в которых все в первом приближении было логично и ничего нельзя было проверить. Имея лишь самые общие представления о современных процессах осад-

конакопления, геологи использовали актуализм в большей мере как гипотетическую методологическую подпорку, чем как рабочий инструмент исследования. Процессы осадкообразования дедуктивно «выводились» из изучения древних осадочных пород, ибо не было возможности их непосредственного исследования в морских условиях. Такой подход привел в свое время Л. В. Пустовалова [1940 г.] к обобщающей концепции осадочной дифференциации вещества, причем главными ее составляющими были процессы механической и химической дифференциации.

Когда был накоплен достаточно представительный материал по осадкообразованию в современных океанах, стало ясно, что теория осадочной дифференциации в целом выдержала испытание временем, только акценты в ней сместились от химической и механической дифференциации вещества к биодифференциации, когда речь идет об океане в целом. А. П. Лисицын и Ю. А. Богданов [16, с. 84] отметили, что когда на количественной основе (карты первичной продукции, скоростей седиментации и абсолютных масс осадочного вещества на дне) удалось доказать тесную связь областей вертикального перемешивания вод в океане (через планктон) с количеством и составом отлагающегося на дне осадочного материала, то родилась новая для литологии концепция «живого океана» с биодифференциацией и четкой зональностью. В настоящее время в океанологии эта концепция может считаться общепринятой. «Концепция мертвого океана, где осадочный процесс определяется механической дифференциацией речных взвесей, уходит в прошлое».

Если придерживаться крайних позиций, то это действительно так. Но даже в «живом океане» механическая дифференциация, прежде всего кластических осадков в зонах шельфа, где отсутствует или приглушено накопление органического вещества, играет решающую роль. Громадное значение механическая осадочная сортировка имеет и на континентальном склоне в местах проявления гравитационной литодинамики. Одним словом, там, где основным агентом переработки осадка являются гидродинамика среды — волновая активность, донные и контурные течения, а также плотностные потоки, на первом плане стоят процессы механической дифференциации.

Биодифференциация имеет решающее влияние на образование карбонатных осадков мелководья и кремнистых отложений пелагиали. М. Е. Виноградов и А. П. Лисицын [1981 г.] указывают, что наиболее интенсивное перемешивание и регенерация биогенных элементов осуществляются именно в прибрежных зонах океана и особенно в зонах апвеллинга.

Для целей физической седиментологии наибольший интерес представляют закономерности распределения терригенного материала в океане. Обломочные частицы разного размера отличаются индивидуальной реакцией на изменения гидродинамики среды. От морфологических особенностей дна зависят и способы их переноса в зону аккумуляции. Одним словом, именно через терригенные

осадки можно лучше изучить все особенности седиментационного процесса и связать его прежде всего с батиметрической и циркумконтинентальной зональностью. Климатической зональностью определяются только поступление терригенного материала в океан, выветривание пород континентального блока и снос продуктов разрушения реками. С наибольшей интенсивностью этот процесс идет в экваториальной гумидной зоне.

Реки ежегодно выносят в океан 23,92 млрд. т терригенных осадков. Из них 1,87 млрд. т (7,8 %) проникает в пелагиаль. Подавляющая же часть материала остается в зоне континентального мелководья [Лисицын А. П., 1983 г.]. В пределах прибрежных зон трех океанов терригенный материал распределяется крайне неравномерно: в Тихом океане фиксируется 45,3 % от общей массы осадков, откладываемой в Мировом океане (из расчета на 1000 лет), в Атлантическом — 37,14 %, в Индийском — 17,56 % [14]. Интересно, что и в самих прибрежных районах океанов терригенный материал также распределяется неравномерно: его подавляющая часть фиксируется в конусах выноса крупных рек, в зонах, где интенсивный снос с побережья в сочетании с не менее интенсивным прогибанием дна обеспечивает накопление аномально больших мощностей осадочных толщ (об этом — следующий раздел главы). А. П. Лисицын [1984 г.] считает, что только 30—50 % площади шельфов может рассматриваться как зона аккумуляции осадков, а на значительной части площади происходит их размыв. Если же пересчитать на всю площадь дна Мирового океана, то площадь областей дефицита осадочного материала составит 85—90 %. На такой гигантской территории либо размываются ранее отложенные осадки, либо осадконакопление здесь вообще не происходит.

Таким образом, локализация крупных масс терригенного материала на отдельных участках шельфа, у подножия континентального склона и частично в глубоководных желобах предопределяет и специфическую его зональность, которой объясняется важнейшая фациальная особенность современных побережий: в местах, где есть сток крупных рек, вдольбереговая (продольная) зональность резко отличается от поперечной. На первый взгляд может показаться, что терригенная седиментация в океане четко подчиняется и климатической зональности [14], поскольку подавляющая часть дельт крупных рек сосредоточена в гумидной зоне. Однако специфика терригенного седиментогенеза в прибрежной зоне и следующая из нее поперечная фациальная зональность отложений выражены значительно более резко, что не дает оснований выделять в приконтинентальной области климатические типы седиментогенеза [Мурдмаа И. О., 1979 г.]. В этой области действуют различные механизмы (волновой, вдольберегового переноса, транспорт осадков мутьевыми потоками) единого приконтинентального типа седиментогенеза.

Судьба терригенного материала на абиссальных глубинах океана, конечно, существенно иная, чем в прибрежной зоне. Главным механизмом осаждения терригенной взвеси здесь служит биофиль-

трация; этот механизм детально изучен А. П. Лисицыным и М. Е. Виноградовым [1982 г.]. Мы на нем не останавливаемся главным образом потому, что геологическая значимость абиссальных осадков ничтожна, в геологической летописи они не сохраняются.

Для придания описанным закономерностям современного океанического седиментогенеза большей целостности необходимо еще указать, что значительную роль в распределении терригенной клас-тики в пелагиали океана играют эоловые процессы. Разнос континентальной пыли над океаном осуществляется воздушными потоками преимущественно в аридных зонах. Большую долю в общий баланс седиментации в океане вносит и вулканокластика, образующая пепловые прослойки на значительном удалении от мест извержения вулканов. Общие закономерности ее распределения в океане детально рассмотрены в работах А. П. Лисицына [1978, 1979 гг.], И. В. Хворовой [1980 г.] и других литологов.

В заключение данного раздела остановимся на некоторых глобальных закономерностях распределения осадков в океане, на изменчивости в геологическом масштабе времени некоторых из этих закономерностей, а также на вытекающих из всей представленной схемы наиболее характерных типов океанического седиментогенеза, интересных прежде всего с позиций физической седиментологии.

На рис. 18 показано распространение в донных отложениях Мирового океана разных литологических типов осадков. Если мысленно провести на этом рисунке широтные климатические пояса, то легко убедиться, что только ледниковые осадки и в первом приближении кремнистые располагаются в соответствии с климатической зональностью. Что касается известковых отложений и глубоководных глин, то их локализация в пелагиали океана в равной мере контролируется и климатической и вертикальной (батиметрической) зональностью. Терригенные осадки распространены в виде отдельных изолированных друг от друга пятен, тяготеющих преимущественно к конусам выноса крупных рек гумидных поясов осадконакопления.

Общий объем осадочного тела Мирового океана, по подсчетам А. П. Лисицына [15], составляет 133 млн. км³. При этом на Атлантический океан приходится 61,8, на Тихий — 45,0 и на Индийский — 26,2 млн. км³. Он же рассчитал, что при современных темпах поступления осадочного материала из всех источников (около 18 км³/год) для образования такого объема необходимо всего 7—8 млн. лет. Возраст же наиболее древних осадков на океаническом дне составляет 150—180 млн. лет. Если бы океан представлял собой жесткую «ванну» для приема осадков, то он был бы весь ими заполнен уже за первые десятки миллионов лет своей истории. Однако этого не произошло и произойти не могло по следующим причинам.

Во-первых, по периферии океанов, в местах концентрации крупных линз терригенных осадков, океаническое дно испытывает ин-

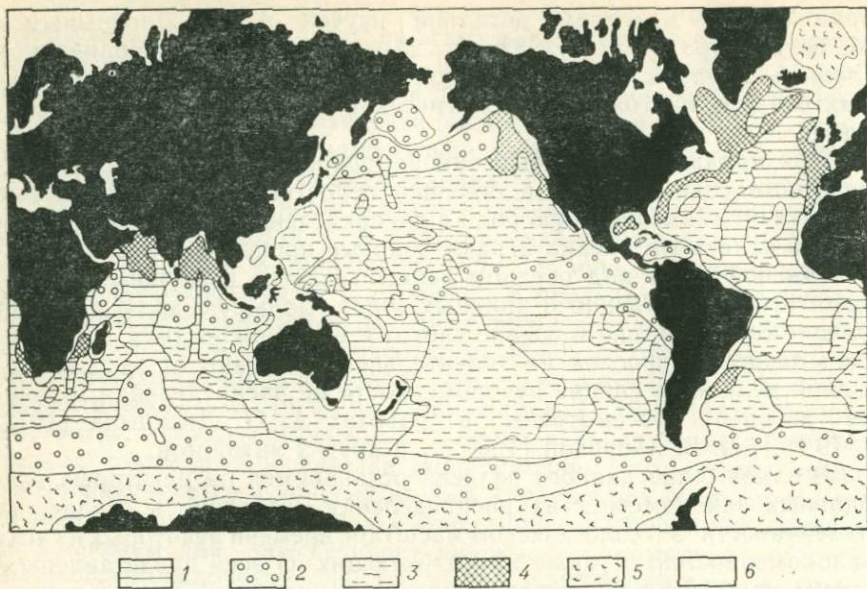


Рис. 18. Распространение основных литологических типов осадков на океаническом дне [49].

Осадки: 1 — известковые, 2 — кремнистые, 3 — глубоководные глины, 4 — терригенные, 5 — ледниковые, 6 — континентальных окраин.

тенсивное прогибание, компенсирующее поступление осадочного материала с суши. Во-вторых, как известно, только 7,8 % терригенной кластики проникает в пелагиаль, что обуславливает постоянный дефицит осадочного материала на основной площади океанического дна. В-третьих, океаническое дно подвижно, оно непрерывно омолаживается вдоль срединно-океанических хребтов и в соизмеримых объемах поглощается в зонах субдукции. В-четвертых, вследствие продолжающегося движения континентов нельзя считать установившейся основную систему океанических течений, отражающих климатические изменения на Земле.

Исходя из всего этого можно сделать вполне определенный вывод о том, что за последние 150—180 млн. лет характер осадконакопления в океане неоднократно менялся и сохранившиеся на его дне отложения являются надежной летописью тектонической и климатической эволюции Земли начиная с конца мезозойской эры.

Данные океанического бурения свидетельствуют, что во всех океанах базальные горизонты осадочного чехла представлены пелагическими карбонатными отложениями района срединно-океанического хребта и покрываются бескарбонатными осадками собственно океанического дна. Как и следовало ожидать, карбонатный горизонт имеет скользящую верхнюю границу; ее возраст в направлении срединно-океанического хребта изменяется от позднего мела до неогена [Богданов Ю. А. и др., 1980 г.]. Это означает, что

и к океаническому седиментогенезу приложим основной фациальный закон Н. А. Головкинского, на что мы уже указывали ранее [36]. Только применительно к океану его формулировка будет несколько иной: *вертикальная (стратиграфическая) последовательность океанических осадков повторяет латеральную зональность седиментогенеза в процессе перемещения литосферной плиты от оси спрединга к зонам субдукции.*

Этот общий закон стратификации осадочных тел действует независимо от того, что в некоторые эпохи резко изменялись соотношения между отдельными типами океанических осадков. Так, по данным скважин, пробуренных в океане, в позднем мелу интенсивность накопления биогенных компонентов была значительно выше, чем в палеоцене. Океанологи считают, что палеоцен — это глобальная эпоха наименьшей биопродуктивности Мирового океана [Левитан М. А., Богданов Ю. А., 1980 г.]. В неоген-четвертичное время происходит общий «взрыв» интенсивности накопления всех биогенных компонентов, достигший максимума в плиоцене. С усилением контрастности климата связана и более четкая зональность биогенной седиментации в океане. И во все эти периоды «океанический вариант» закона Н. А. Головкинского имел место.

Интересно еще следующее. Изменения интенсивности спрединга и роста срединно-океанических хребтов приводили к изменениям объема океана, следствием чего оказывались глобальные трансгрессии и регрессии. Ю. А. Богданов и А. П. Лисицын [1981 г.] в мезо-кайнозойской истории океана отмечают два наиболее крупных этапа этого процесса: медленно развивавшаяся трансгрессия (от 150 до 29 млн. лет назад) и сменивший ее затем сравнительно быстрый спад уровня океана. Эти авторы считают, что наиболее резкие перестройки всей системы произошли после того, как трансгрессия достигла максимума в позднем олигоцене (29 млн. лет). Вслед за этим уровень океана геологически мгновенно снизился с отметки +500 до —350 м, т. е. общий перепад составил 850 м.

Столь же глобальными были и климатические колебания. Со среднего эоцена (45 млн. лет) отмечается общая тенденция к похолоданию, а до этого в мезозое и раннем кайнозое климат на Земле был более теплым. Оледенение Антарктиды достигло максимума 4—5 млн. лет назад [Berggren W. A., 1981—1982 г.].

Все эти глобальные тектонические и климатические перестройки решающим образом влияли на характер океанической седиментации. В частности, во время последней ледниковой эпохи (в интервале 16 000—8 500 лет назад) темпы седиментации существенно возросли [Sarnthein M. a. o., 1982 г.]. В периоды падения уровня океана, в частности в плейстоцене, существенно увеличились объемы терригенного осадконакопления, главным образом благодаря интенсивному росту конусов выноса крупных рек. При повышении же уровня моря наиболее активными становились контурные течения, а в периоды оледенения усиливался разнос эолового материала [Kolla V., Kidd R. B., 1982 г.].

Итак, описанные нами особенности осадочного процесса в океане и его изменения в ходе мезо-кайнозойской геологической истории дают возможность более обоснованно подойти к выделению основных типов океанического седиментогенеза. Отметим сразу, что задача эта не новая. Ею занимались многие известные литологи: А. П. Лисицын, И. О. Мурдмаа, Ф. А. Щербаков и др. Однако существенная разница в подходах, следствием чего явились и различные представления о типизации седиментогенеза, не позволяет полностью поддержать их разработки. Ф. А. Щербаков [51], в частности, справедливо заметил, что типизация океанического седиментогенеза является одной из основных проблем теоретической литологии, но несмотря на пристальное к ней внимание, до сего дня нет приемлемой систематики характерных типов седиментогенеза.

Здесь важен один момент. Теоретическая компонента морской геологии, касающаяся по крайней мере типизации литогенеза, во многом заимствована из геологии континентов. При этом невольно забывается, что морские отложения современных континентов — это на 90 % образования палеошельфов бывших океанических окраин, представляющие лишь фрагменты былых процессов океанического литогенеза. Следовательно, познание процессов осадконакопления будет более полным только тогда, когда *их изучение будет ориентировано от современных океанов к континентам, но не наоборот*. В настоящее время морская геология располагает уже достаточными ресурсами, чтобы и в данном вопросе последовательно применять актуалистическую методологию.

При выделении типов седиментогенеза достаточно сложным предстает вопрос о проявлении уже описанной нами зональности осадконакопления в разных геодинамических обстановках и разных морфоструктурных зонах океана. Скорее всего, именно разные сочетания этих главных факторов и приведут к выделению самостоятельных типов седиментогенеза.

В настоящее время достаточно уверенно различаются процессы осадконакопления, протекающие на континентальной окраине и в пределах абиссальных равнин океана. Различия определяются прежде всего механизмами доставки частиц осадка на океаническое дно, а эти механизмы в свою очередь зависят от ряда наложенных (как бы фоновых) факторов: от климатической зональности, влияющей в основном на биопродуктивность океана; от циркуляционной зональности, во многом определяющей характер рассортировки осадочных частиц; от батиметрической зональности, влияющей на литологический состав отложений. Определенное значение имеют уклон и расчлененность рельефа дна; эти факторы предопределяют механизм доставки осадка в зону аккумуляции.

Океанологи интересуются прежде всего процессами, влияющими на различия в вещественном составе осадков, отложенных в разных зонах океана. Поэтому им кажется достаточным выделение всего двух самостоятельных типов океанического седиментогенеза.

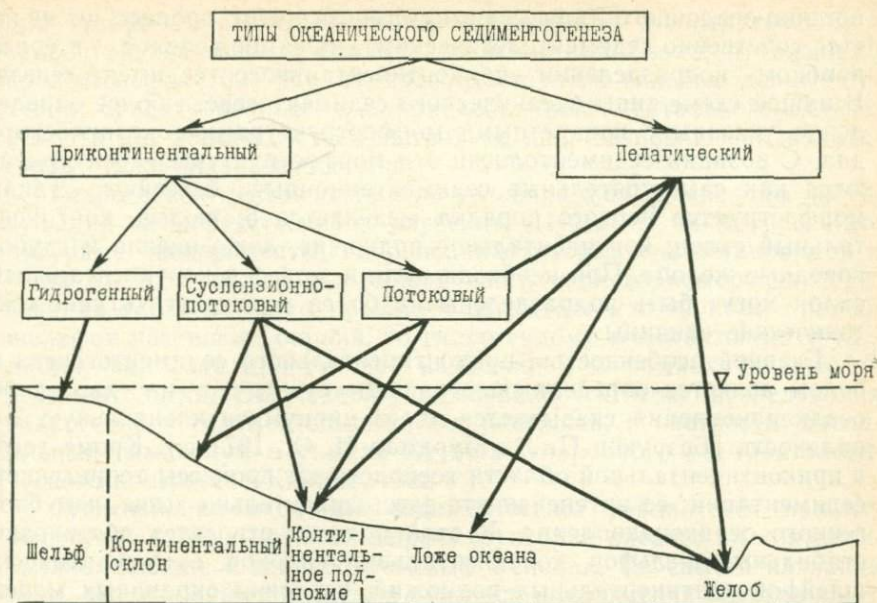


Рис. 19. Типы океанического седиментогенеза и их отображение на условную гипсографическую кривую Земли.

неза: приконтинентального и пелагического. Для наших целей этого мало. Дело в том, что во-первых, эти типы седиментогенеза не конкретизируют механизмы осадочного процесса, а во-вторых, пелагический седиментогенез с учетом потенциальной возможности сохранности осадков в ходе геологической истории может интересовать физическую седиментологию только в том случае, если он, реализуясь на достаточных глубинах (3000—4000 м), накладывается на процессы приконтинентального седиментогенеза, ибо пелагическая седиментация на океаническом ложе не оставляет следов в геологической летописи отложений после перестройки конвективных ячеек и завершения полного геотектонического цикла.

Итак, при разработке новой типизации океанического седиментогенеза мы будем исходить из двух предположений. Во-первых, каждый самостоятельный тип седиментогенеза должен характеризоваться особым, присущим только ему механизмом накопления осадков. Во-вторых, образованные комплексы отложений должны различаться не только по вещественному составу, но и *стратификационно*, с тем чтобы можно было разработать необходимый набор критериев для диагностики палеообстановки седиментации по сохранившейся в разрезе последовательности осадочных образований.

Предлагаемая нами типизация океанического седиментогенеза показана на рис. 19. Легко видеть, что ее отличие, например, от схемы И. О. Мурдмаа [1981 г.] заключается в отсутствии вулка-

ногенно-осадочного типа седиментогенеза (этот процесс не является собственно седиментологическим), но самое главное — в более дробном подразделении приконтинентального седиментогенеза. В нашей схеме типы океанического седиментогенеза более определенно увязаны с конкретными морфоструктурами океанического дна. С позиций седиментологии эти морфоструктуры рассматриваются как самостоятельные седиментационные бассейны. Таких морфоструктур первого порядка выделяется 5: шельф, континентальный склон, континентальное подножие, ложе океана и глубоководные желоба. При необходимости и шельф и континентальный склон могут быть подразделены на более мелкие структурно-тектонические единицы.

Главной особенностью приконтинентального седиментогенеза в целом является определяющее влияние суши, что на характере осадконакопления сказывается через циркумконтинентальную зональность [Безруков П. Л., Мурдмаа И. О., 1971 г.]. Кроме того, в приконтинентальной области господствуют процессы терригенной седиментации; ее интенсивность здесь значительно выше, чем биогенного осадконакопления. К этой области относятся обстановки стабильных шельфов, континентальных склонов, аккумулятивных шлейфов континентальных подножий, котловин окраинных морей [Мурдмаа И. О., 1981 г.]. Для обстановок приконтинентального седиментогенеза характерна еще взаимосвязь структурных единиц дна, выражающаяся в том, что в зависимости от различного сочетания взаимодействующих структур фиксируются разные проявления приконтинентального седиментогенеза со своими характерными типами образующихся осадков. Наиболее типичны такие взаимодействующие системы седиментации, как подводный каньон → глубоководный конус → абиссальная равнина или континентальный склон → континентальное подножие [Gorsline D. S., 1980 г.].

И еще одно характерное отличие приконтинентального седиментогенеза заключается в том, что формирующаяся последовательность отложений фиксирует инъективный или инъективно-хроногенный режим циклогенеза, тогда как для пелагиали типичны процессы непрерывной седиментации в хроногенном режиме [31].

Рассмотрим далее вкратце характерные особенности выделенных нами 4 самостоятельных типов океанического седиментогенеза.

Гидрогенный седиментогенез осуществляется в условиях активной волновой деятельности на мелководье. Влияют на осадконакопление в этой зоне и вдольбереговые течения. Эти гидродинамические факторы среды в сочетании с рельефом дна и интенсивностью сноса терригенной кластики с побережья определяют как состав, так и текстурные особенности образующегося осадка. Можно выделить 3 фациальные зоны, в которых реализуется гидрогенный седиментогенез, но при разном сочетании гидродинамических факторов: а) прибрежное мелководье (примерно до глубины 50 м), определяющими здесь являются волновые колебания и вдольбереговые течения; б) средняя часть шельфа (50—100 м),

для которой характерны умеренные скорости донных течений и слабое воздействие на осадок поверхностных волн; в) внешний край шельфа (100—200 м), здесь достаточно сильные донные течения, ориентированные в направлении континентального склона, и почти нет волнового воздействия на дно (за исключением катастрофически сильных штормов).

Гидрогенный седиментогенез в условиях шельфовой зоны доступен для непосредственного изучения. Известны многочисленные натурные эксперименты, на описании которых мы остановимся в главе 4. Поскольку подавляющая часть мелководноморских образований геологического прошлого связывается с зонами палеошельфов пассивных окраин, то гидрогенному седиментогенезу уделяется наиболее пристальное внимание и в рамках физической седиментологии. Обсуждению важнейших итогов исследования гидрогенного седиментогенеза был посвящен, в частности, специальный симпозиум в рамках XI Международного седиментологического конгресса (Канада, 1982 г.).

Суспензионно-потоковый седиментогенез реализуется преимущественно в двух крупных морфоструктурах океана: на континентальном склоне и в глубоководных желобах. Из самого названия ясно, что основными агентами переноса и отложения осадков здесь выступают плотностные, в частности суспензионные, потоки. Они формируют литологически полную гамму турбидитов в инъективном режиме циклогенеза [31]. В данном случае не требуется более подробного описания суспензионно-потокового типа седиментогенеза, поскольку он частично уже описан во введении и ему же будет посвящен специальный раздел в главе 3.

Потоковый седиментогенез происходит преимущественно у континентального подножия, где наблюдаются достаточно сильные донные течения, ориентированные вдоль изобат. Эти течения получили название контурных, а формируемые ими отложения — название *контуритов*. Океанологи установили, что крупномасштабная поверхностная циркуляция морских вод сохраняется примерно до глубины 1000 м; в слое между 1000 и 2000 м по глубине эти круговороты полностью разрушаются [Бурков В. А., 1983 г.]. Поэтому взвешенный осадочный материал почти весь остается в пределах поверхностных круговоротов воды.

В местах стыка континентальной и океанической коры, на континентальном подножии сильные контурные течения образуют крупные круговороты во всех океанах. Здесь-то и реализуется потоковый седиментогенез. В седиментологическом отношении он выражается прежде всего активным перераспределением ранее отложенных частиц осадка, следствием чего являются толщи контуритов с ясными косослойчатыми текстурами, в которых мощность слоев меняется от нескольких миллиметров до первых сантиметров. К типичным районам формирования контуритов относятся западная часть Северной Атлантики и северо-восточная часть Тихого океана [Gorsline D. S., 1980 г.]. Контуриты служат надежными индикаторами глобальных трансгрессий. В периоды подъема

уровня океана образуются толщи контуритов повышенной мощности. Однако диагностика контуритов в древних отложениях сопряжена со значительными трудностями, поскольку только детальные фациальные реконструкции дают возможность отличить контуриты от типичных турбидитов континентального склона и подножия.

Пелагический седиментогенез уже достаточно подробно описан в этом разделе главы. Поэтому ограничимся здесь лишь самыми необходимыми дополнительными сведениями. Прежде всего отметим, что именно пелагический седиментогенез отождествляется с собственно океаническим [51]. И связано это не столько с глубинами, на которых он осуществляется, сколько с механизмом пелагической седиментации, прямо зависящим от биогенной дифференциации осадочного материала [Богданов Ю. А. и др., 1979 г.].

Самыми характерными образованиями пелагического седиментогенеза являются планктоногенные осадки (известковые и кремнистые) и особенно глубоководные пелагические глины. Различия в литологии отложений здесь определяются не только широтной климатической зональностью, ибо для пелагического седиментогенеза характерна и батиметрическая зональность — наличие критических глубин растворения арагонита и кальцита; фораминиферового лизоклина, а также существование предельной глубины развития рифостроящих организмов [Мурдмаа И. О., 1981 г.].

Пелагический седиментогенез часто накладывается на суспензионно-потоковый и потоковый, поскольку он определяется главным образом биопродуктивностью поверхностного слоя воды, а суспензионно-потоковый седиментогенез реализуется в придонном слое. Тогда в условиях континентального склона или глубоководного желоба при глубине океана более 1000 м образуются циклически построенные толщи осадков, в которых чередуются продукты нормальной пелагической седиментации (карбонатные или терригенные) и турбидиты. Следует также отметить, что пелагический седиментогенез является функцией взаимосвязанного влияния глобальных климатических изменений, колебаний уровня моря и биологической продуктивности поверхностного слоя. Некоторые ученые именно с пелагическими условиями связывают нефтематеринские толщи, а также богатые залежи углеводородов в Северном море и Мексиканском заливе [Schelle P. A. a. o., 1983 г.]. Однако наиболее благоприятные условия образования нефти отмечают все же в зонах аномально больших мощностей осадков.

ПОЯСА ЛОКАЛИЗАЦИИ В ОКЕАНЕ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ ПОВЫШЕННОЙ МОЩНОСТИ

Интенсивное исследование геологии океана с помощью геофизических методов и глубоководного бурения привело к тому, что в настоящее время осадки пелагиали и пелагический тип седиментогенеза оказались изученными значительно лучше, чем отложения периферии океана [15]. И тем не менее одним из фундаментальных достижений последних лет можно считать выделение в

океане поясов (или уровней, по А. П. Лисицыну), характеризующихся аномально высокими темпами приращения мощности осадочных разрезов за единицу геологического времени. Это открытие опирается на установленную резкую диспропорцию распределения в пределах океанической акватории терригенного сноса с континентов.

Мы уже отмечали в предыдущем разделе главы, что 92 % речной взвеси не принимает участия в пелагическом седиментогенезе, она оседает на 30—50 % площади современных шельфов. А это означает только одно — на этих участках океана должны существовать условия, гарантирующие аккумуляцию почти всего речного стока. Причем условия эти необычны, ибо подавляющая часть терригенного вещества в океане накапливается не на тонкой океанической коре, а на значительно более мощной континентальной, да еще в местах, где нет емких по глубине вместилищ осадков. Следовательно, здесь должны быть условия, гарантирующие *синхронное* с накоплением осадков прогибание дна. Эти закономерности существовали всегда, в древних океанах они локализовались также по их периферии.

Главный поставщик терригенных осадков в океаны — это реки. Наиболее крупный расход осадков отмечается для рек Ганг и Брахмапутра, он равен $1670 \cdot 10^6$ т/год [69]. Расход р. Хуанхэ — $1080 \cdot 10^6$, Амазонки — $900 \cdot 10^6$, Янцзы — $478 \cdot 10^6$ т/год. Еще у 9 рек ежегодный расход осадков превышает $100 \cdot 10^6$ т/год. И эти громадные объемы взвеси ежегодно поступают в ограниченные и закономерно распределенные в пределах океана зоны или пояса, которые А. П. Лисицын не очень удачно, на наш взгляд, назвал уровнями лавинной седиментации. Впервые эти представления он изложил в 1980 г. на школе по морской геологии в Геленджике, а уже в 1981 г. в поселке Архыз (Ставропольский край) было проведено Всесоюзное совещание по лавинной седиментации [15]. С тех пор А. П. Лисицын опубликовал ряд статей, в которых обосновывал и развивал открытое им уникальное явление океанического седиментогенеза [Лисицын А. П., 1982—1986 г.].

Вот какое определение он дает лавинной седиментации: «...это процесс очень быстрого, лавинного накопления осадочного материала на дне водоемов, который приводит к возникновению уникальных свойств отложений, имеет важные тектонические последствия — ведет к изостатическому прогибанию земной коры, что в свою очередь приводит к созданию особых термобарических условий в осадочно-породном бассейне» [Лисицын А. П., 1983 г., с. 5]. Граничные условия лавинной седиментации достаточно условны: концентрация взвеси в воде должна превышать 10 мг/л, а скорость осадконакопления — 100 мм/1000 лет (0,01 см/год). Такие скорости накопления осадков, прямо скажем, «лавиными» не назовешь. Поэтому лавинная седиментация должна устанавливаться не столько по скоростям осадконакопления, сколько по *механизму седиментогенеза*, который в этих зонах, действительно, в первом приближении может трактоваться как лавинный. А. П. Ли-

сицын [1984 г.], однако, основной примечательной чертой зон лавинной седиментации считает скорость накопления осадков, которая, по его оценкам, может достигать высоких [(100 ÷ ÷1000) мм/1000 лет] и сверхвысоких (более 1000 мм/1000 лет) значений.

Скважины глубоководного бурения в Мексиканском и Бенгальском заливах однозначно показывают, что в этих районах основная масса осадочных образований представлена турбидитами: терригенными разной зернистости, карбонатными и терригенно-карбонатными. Этот факт определенно означает только одно: в местах локализации этих толщ действовал и продолжает действовать суспензионно-потоковый тип седиментогенеза. Процесс этот алеориодический, хотя образуемые им толщи турбидитов имеют отчетливо циклический характер [Романовский С. И., 1969 г.]. Следовательно, здесь налицо не ураганные скорости накопления осадков, а исключительно высокие темпы приращения мощности геологического разреза в единицу геологического времени, что, как легко понять, не одно и то же. Хотя мы во введении останавливались на различии этих понятий, поясним эту мысль еще раз, поскольку она представляется чрезвычайно важной.

Если в течение какого-то отрезка геологического времени, например 1 млн. лет, накопление осадков идет непрерывно — без пауз и размывов — и если за это время накопилась толща мощностью 100 м, то мы вправе говорить о скорости осадконакопления; она в данном случае равняется 100 м/10⁶ лет, или 0,01 см/год. Если же в течение этого времени седиментация шла в инъективном режиме, т. е. геологически мгновенно в зону аккумуляции доставлялся суспензионными потоками кластический материал, а в остальное время (до 95 %) происходило обычное морское осадконакопление с весьма низкими скоростями или седиментации вообще не было, то говорить о скорости осадконакопления в этом случае не приходится, ибо *скорость накопления осадков не будет иметь никакого отношения к механизму седиментационного процесса*. Можно лишь констатировать высокие темпы наращивания геологического разреза. Такой подход справедлив тогда, когда мы имеем дело прежде всего с турбидитами. Справедлив он, следовательно, и при анализе поясов лавинной седиментации.

Вывод этот имеет первостепенное значение, ибо от того, как будут интерпретироваться отложения суспензионно-потокового седиментогенеза, зависят и палеоседиментологические и палеофациальные реконструкции. Важен здесь тот факт, что один цикл турбидита накапливается мгновенно не только в геологическом смысле, но и в биологическом. Поэтому в песчаной составляющей полного турбидитового цикла содержится только аллохтонная, принесенная из мелководья фауна. Об истинной же батиметрии отложения этих осадков можно судить по микрофауне, содержащейся в пелитовой части турбидита, образуемой из продуктов пелагической седиментации между двумя смежными суспензионными потоками. И. О. Мурдмаа [1982 г., с. 77] справедливо заметил, что

«эту важную особенность областей лавинной седиментации нередко упускают из виду при реконструкции глубин по фауне».

Понятие «лавиная седиментация» неудачно еще и потому, что о ней судят по мощностям осадочных толщ, которые, как мы убедились, имеют аномально большие значения не вследствие того, что им соответствуют лавинные скорости седиментации. Мощные осадочные толщи, в частности в зонах разгрузки крупных рек гумидного пояса, образуются только потому, что здесь действует устойчивый во времени регулятор единой системы седиментации. Области питания рек — это продолжающие воздыматься горные сооружения, а места разгрузки рек характеризуются высоким тепловым потоком [Абрамович И. И., Клушин И. Г., 1978 г.], чем обеспечиваются интенсивный разогрев подкорового вещества, пластичное состояние коры и, как следствие этого, способность к устойчивому изостатическому прогибанию. В итоге создается возможность накопления здесь осадочных толщ, главным образом турбидитов, с аномально высокими мощностями.

А. П. Лисицын [15] выделяет три гипсометрических уровня, к которым тяготеют пояса аномально высоких скоплений терригенного материала. Первый уровень (река — море) соответствует дельтам крупных рек, второй (континентальное подножие) — конусам выноса этих рек и местам локализации контуритов, третий — глубоководным желобам. Однако хотя на каждом из них реализуется суспензионно-потоковый седиментогенез, различия тектонических условий предопределяют разные способы локализации терригенного вещества.

На первом уровне и в конусах выноса второго уровня отмечаются аномально большие мощности терригенных осадков; на втором уровне вне конусов выноса мощности толщ не превышают сотен и первых тысяч метров, зато эти толщи занимают значительные площади; на третьем уровне этот процесс существенно приглушен, поскольку в современном морфологическом выражении желоба существуют лишь первые миллионы лет, поэтому чаще всего мощности турбидитовых толщ в них не превышают 600—800 м и лишь изредка, как, например, в Алеутском желобе, достигают 3000 м.

Для геологии важно то, что отложения всех трех уровней могут сохраняться в геологической летописи. А. П. Лисицын [1983 г.] неверно утверждал, что осадки глубоководных желобов поглощаются в зонах субдукции. Эти осадки, конечно, не являются летописью полной истории зоны поддвига, но заключительную фазу процесса, соответствующую замыканию субдукционной зоны, они фиксируют без существенных стратиграфических пропусков.

В дельтах, занимающих всего 2% поверхности Земли (около 5 млн. км²), осаждается более 50% осадочного вещества рек. Это касается и первого и частично второго поясов терригенной седиментации. Хотя площади надводных частей дельт крупнейших рек мира очень велики (у Ганга и Брахмапутры около 80 тыс. км², Лены — 45, Волги — 18), это в десятки раз меньше площадей их

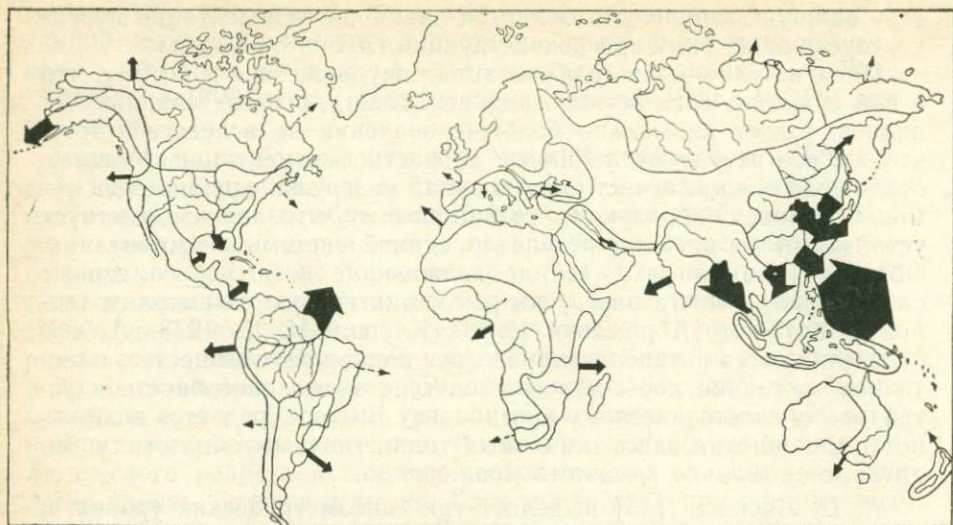


Рис. 20. Ежегодный удельный расход взвешенных осадков и области питания наиболее крупных рек мира [69].

подводных частей [15]. Наглядное представление о локализации в Мировом океане зон интенсивного накопления терригенного материала речных выносов дает рис. 20. На нем показан ежегодный удельный, т. е. в расчете на единицу площади, твердый расход наиболее крупных рек мира (ему соответствует ширина стрелок).

Наибольший суммарный взвешенный сток отмечается для рек Азии — $4334 \cdot 10^6$ т/год (основную долю вносят две реки — Брахмапутра и Хуанхэ); второе место занимают реки Южно-Американского континента — $1420 \cdot 10^6$ т/год (из них на долю Амазонки приходится $900 \cdot 10^6$ т/год); на третьем — реки Северо-Американского континента — $528 \cdot 10^6$ т/год (Миссисипи — $210 \cdot 10^6$ т/год). В целом для Земли, по данным Дж. Миллимана и Р. Мида [69], общая площадь водосбора равняется $88,6 \cdot 10^6$ км², а взвешенный сток всех рек составляет $13\,505 \cdot 10^6$ т/год.

Эти громадные объемы осадков, как уже отмечалось, на 92 % фиксируются на первом и втором уровнях аномально высоких темпов наращивания мощности терригенных разрезов, образуя на границе «река — море» осадочно-породные бассейны (ОПБ), а у основания континентального склона — веерообразные конусы выноса.

Так, объемы осадочных тел, выполняющих ОПБ в дельтах ряда европейских рек, составляют от $10 \cdot 10^3$ (Рейн) до $130 \cdot 10^3$ км³ (Дунай). Объем же ОПБ в дельтах Ганга и Брахмапутры достигает гигантской величины — $5 \cdot 10^6$ км³, что в 10 раз больше объема Черного моря [Лисицын А. П., 1984 г.].

Мощности терригенных толщ второго глобального уровня лавинной (по А. П. Лисицыну) седиментации в том случае, когда они образуются в конусах выноса гигантских рек, также достигают внушительных величин — 8—12 км и более. На этом уровне действует механизм суспензионно-потокового седиментогенеза, осадки доставляются плотностными потоками по системе подводных каньонов. В тектоническом отношении этот пояс связан как с пассивными окраинами Атлантического и Индийского океанов, так и с морями окраинного типа, а кроме того, с внутренними морями. Так, в северо-западной части Мексиканского залива мощность только кайнозойских осадков достигает 15—18 км, мощность осадочного выполнения Черного моря варьирует от 8 до 12 км, в Южно-Китайском и Беринговом морях составляет 9—10 км. А. П. Лисицын [1984 г.] считает, что именно в пределах континентальных окраин откладывается и сохраняется в геологическом разрезе до 70—90 % осадочного вещества Земли.

Приведем несколько конкретных примеров наиболее характерных в морфологическом отношении объектов терригенной седиментации второго глобального гипсометрического уровня. Самый крупный из подводных конусов выноса имеют реки Ганг и Брахмапутра. По площади этот конус выноса занимает почти весь Бенгальский залив (около $3 \cdot 10^6$ км²), длина его превышает 2500 км. Ганг, дренирующий южный склон Гималаев, и Брахмапутра, дренирующая значительную часть северного склона Гималаев, вместе ежегодно поставляют в океан $1670 \cdot 10^6$ т осадочного вещества, что составляет 12,4 % твердого стока рек всего мира. Объем осадочного тела Бенгальского конуса выноса достигает почти $5 \cdot 10^6$ км³, что существенно превышает объем Западно-Сибирского нефтеносного бассейна ($3,7 \cdot 10^6$ км³).

Формироваться Бенгальский конус выноса начал в среднем эоцене [Тримонис Э. С., Бурлин Ю. К., 1983 г.]. По геофизическим данным средняя мощность его осадочного тела составляет 2,5—3 км, однако в северной части залива мощность достигает уже 12 км, а под континентальным шельфом Бангладеш даже превышает 16 км [Moore D. G. a. o., 1974 г.]. Пробуренная в 18 км к западу от русла основного подводного каньона скв. 218 прошла 773 м осадков — от четвертичных до среднемиоценовых. Литологический состав отложений полностью подтвердил, что они являются реализацией преимущественно суспензионно-потокового седиментогенеза. Это турбидиты, представляющие собой переслаивание алевритов, песчанистых алевритов, глинистых алевритов и алевритистых глин. Мощности отдельных циклов турбидитов и их более грубозернистый состав подтверждают также, что в периоды понижений уровня океана увеличивался перепад высот, что и приводило к более энергичному и частому поступлению в зону аккумуляции песчаного материала плотностных потоков. По оценке Р. Гиббса [Gibbs R. J., 1981 г.], средняя интенсивность нарастания мощности турбидитовых накоплений Бенгальского конуса составляет 1,9 см/год.

Конус выноса Амазонки относится к числу наиболее изученных [Damuth J. E., Flood R. D., 1983, 1984 гг.]. Он прослеживается на континентальной окраине Южной Америки почти до Атлантического срединно-океанического хребта, т. е. на расстояние до 700 км. В дельте реки мощность осадочной толщи достигает 12 км; формировалась она в течение 8—15 млн. лет [15]. Как и в Бенгальском конусе, отложения конуса выноса Амазонки представлены в основном терригенными турбидитами разной зернистости.

Более подробное описание этого и многих других гигантских конусов выноса можно найти в работах Ф. П. Шепарда [50], А. П. Лисицына [1983, 1984 гг.], А. Боума и др. [Booth A. H. a. o., 1983, 1984 гг.]. Важно для нас прежде всего то, что *во всех без исключения конусах выноса фиксируются турбидиты — продукты суспензионно-потокового седиментогенеза*. Это означает, что именно данный тип седиментации оказывает решающее влияние на образование аномально больших мощностей терригенных толщ как в дельтах рек, так и в конусах выноса этих рек, т. е. именно данный тип седиментогенеза является ведущим при реализации процесса, которому А. П. Лисицын дал название «лавиная седиментация».

Важнейшим прикладным аспектом изучения процессов, происходящих в зонах интенсивного накопления терригенных толщ, является потенциальная нефтеносность этих толщ. Наиболее перспективны в отношении нефтегазосности осадочно-породные бассейны шельфовой зоны, в их пределах уже открыты многие крупные месторождения [Калинко М. К., Рябухин Г. Е., 1979 г.]. Найдены нефтяные залежи также в низах осадочного разреза континентального склона западного побережья Гренландии, восточного побережья Северной Америки и т. д. Связаны они чаще всего с подводными конусами выноса [Оленин В. Б., Соколов Б. А., 1983 г.].

Это означает, что специфика седиментогенеза в этих конусах в сочетании с благоприятными условиями глубинного строения земной коры и делает эти районы потенциально нефтегазосными. Благоприятными седиментологическими факторами считаются интенсивное наращивание мощности разреза, быстрое погружение осадков в глубокие горизонты, что обеспечивает термобарическое воздействие на осадочные породы и на органическое вещество. Процесс этот, как считает А. П. Лисицын [15], должен быть длительным (миллионы лет), а размеры ОПБ должны превышать тысячи квадратных километров. Следовательно, потенциально нефтегазосными могут быть прежде всего те конуса выноса и ОПБ шельфовой зоны, которые существуют за счет продолжающих воздыматься горных сооружений (например, Бенгальский конус выноса).

Л. А. Назаркин [1979, 1981 гг.], детально исследовавший на обширном фактическом материале связь темпов осадочного пороодообразования со скоростью накопления органического вещества в разных в структурном отношении ОПБ, установил, что темпом

нарастания мощности разрезов контролируется прежде всего степень уплотнения пород. Тем самым определяются направленность и динамика преобразования органического вещества в ходе литогенеза, что сказывается на генерационном потенциале главной фазы нефтеобразования. Таким образом, скоростью нарастания мощности разреза предопределяются и нефтегенерационный потенциал фоссилизирующегося органического вещества, и энергетическая основа суспензионно-потокowego типа литогенеза, который контролирует степень реализации нефтегенерационного потенциала захороненной органики. Л. А. Назаркин [1981 г.] также показал, что основными аккумуляторами эндогенного и литогенного тепла являются глинистые толщи. Чем больше при этом скорости нарастания мощности разреза и чем дольше продолжается этот процесс, тем более длительное время сохраняется накопленное тепло и тем интенсивнее его воздействие как важнейшего фактора заключительной стадии литогенеза.

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Осадок независимо от его состава и механизма поступления на дно бассейна только тогда может сохраниться в разрезе, когда его перекрывают более молодые отложения. Отсюда следует, что необходимо различать время поступления осадка на дно и время его пребывания на дне до окончательного захоронения. В первом случае мы имеем дело с *седиментацией*, во втором — с *аккумуляцией* осадочного материала. Так как первый отрезок времени всегда меньше второго, то скорость седиментации всегда больше скорости аккумуляции. В совокупности оба понятия образуют то, с чем привыкли иметь дело геологи, — *осадконакопление*.

Ясно, что когда речь идет о древней породе, то восстановить время, прошедшее с момента поступления осадка в зону седиментации до его окончательного перекрытия вышележащими отложениями, невозможно. Поэтому применительно к ископаемым осадкам (даже в современных бассейнах) можно считать тождественными такие понятия, как аккумуляция и осадконакопление. Если в разрезе не фиксируются перерывы в осадочном процессе, то можно говорить о скорости осадконакопления; если же такие перерывы отмечаются, то вычисленная величина будет означать (как мы уже неоднократно отмечали) не скорость накопления осадков, а приращение мощности разреза за единицу геологического времени.

То, что приведенные рассуждения не являются итогом абстрактного теоретизирования, а опираются на физически различные процессы седиментации и аккумуляции осадков, можно доказать на следующем наглядном примере. Б. Макки и др. [68] изучили распределение осадков на шельфе у устья р. Янцзы, ежегодный взвешенный сток которой составляет $478 \cdot 10^6$ т осадков. В результате они установили, что в зоне прибрежного мелководья шириной

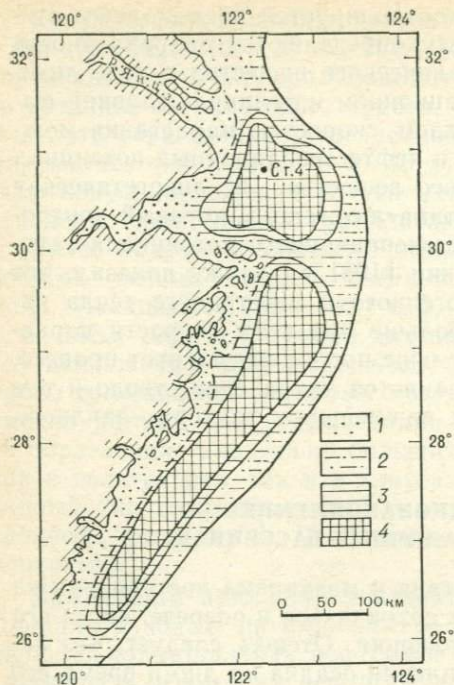


Рис. 21. Карта распределения осадков на континентальном шельфе у устья р. Янцзы [68].

1 — тонкозернистые пески; 2 — алевриты; 3 — алевритистые глины; 4 — глины.

150—200 км выделяются две области преимущественной концентрации глин, окруженные узкими полями алевритистых глин и алевритов (рис. 21). Далее в сторону открытого моря прослеживается обширное поле тонкозернистых песков. На изучении ближайшей к устью реки области глин и решался вопрос о *количественном* соотношении между скоростями седиментации и аккумуляции глинистого материала. Конечно, выбранные этими авторами временные отрезки не могут служить основанием для окончательного установления количественных различий,

которые были бы справедливы и для других шельфовых зон, но все же и эти результаты могут дать представление о порядке ошибок, которые неизбежно делаются, если отождествлять оба понятия.

Были выбраны два радиоактивных изотопа: ^{234}Th с периодом полураспада 24 сут и ^{210}Pb с периодом полураспада 22 года. Таким образом стало возможно оценить скорость седиментации глинистых частиц за 100 сут и скорость аккумуляции за 100 лет. Скорость осадочных процессов v может быть вычислена по следующей общей формуле:

$$v = \frac{\lambda z}{\ln(A_0/A_z)}, \quad (5)$$

где A_0 и A_z — активность радиоизотопа соответственно на поверхности осадка и на глубине z от его поверхности; λ — постоянная радиоактивного распада.

Подставив в эту формулу данные прямых измерений, Б. Макки и др. [68] получили, что скорость седиментации $v_c = 4,4$ см/мес, а скорость аккумуляции $v_{ак} = 5,4$ см/год. Выразив эти скорости в одинаковых единицах, найдем, что $v_{ак} \approx (1/10) v_c$. Это означает, что за численными различиями скоростных характеристик двух процессов накопления осадка стоит существенное различие механизма этих процессов, определяемое главным образом *временем* пребывания осадка в зоне гидродинамически активного мелководья, за которое осадок неоднократно перемещается, сортируется и в конеч-

ном итоге приобретает тот структурно-текстурный облик, который он будет иметь в ископаемом состоянии.

Существует несколько подходов к оценке скоростей осадконакопления, среди которых можно условно выделить две группы методов. Во-первых, это прямые методы, которые связаны с непосредственным измерением мощностей предварительно стратифицированных отложений и соотношением их с тем или иным временным интервалом. Во-вторых, это методы, базирующиеся на опосредованной оценке скоростей. Все прямые методы можно объединить под одним названием — *стратиграфо-радиологический метод* (лучше всего он разработан применительно к молодым осадкам). Но даже и в этом, в общем-то простейшем случае имеются свои, пока не преодоленные до конца проблемы. Речь идет о резком несопадении датировок выделенных стратиграфических рубежей, которые получены с помощью разных радиологических методов, вследствие чего ускользает доказательная основа вычисленных значений скорости даже для литологически однотипных осадков.

Приведем несколько примеров датировки осадков разными радиологическими методами и получаемых при этом значений скоростей. Скорость накопления глин в осадках залива Верхний (Таиланд) оценивалась по изотопу свинца ^{210}Pb альфа-спектроскопическим методом. В итоге установлено, что скорости накопления глин здесь составляют от 4 до 11 мм/год [Windom H. L. a. o., 1984 г.]. Значения слишком велики, чтобы можно было относиться с доверием к полученным результатам. Тем же методом устанавливается возраст осадков для оценки скоростей осадконакопления в озере Онтаро. Здесь были введены поправки на уплотнение осадков, уменьшающие расчетные данные на 30%. В итоге установлено, что скорости осадконакопления изменяются от 0,2 (периферия бассейна Миссиссаги) до 1,1 мм/год (бассейны Ниагара и Рочестер) [Farmer J. G., 1978 г.]. Сходные с этими значения скорости осадконакопления получены и для алевро-глинистых осадков озера Верхнее. Для установления возраста отложений здесь также использовался изотоп свинца ^{210}Pb . Наибольшие скорости оказались в краевых заливах озера — до 1,5 мм/год; в центральной же части озера, удаленной от области питания терригенным материалом, скорости накопления осадков сравнительно малы — от 0,1 до 0,3 мм/год [Evans J. E. a. o., 1981 г.].

В дельте Рейна расположено озеро Констанс. Оно состоит из двух бассейнов, соединенных протокой. Возраст осадков здесь тоже определялся по ^{210}Pb . Оценивались также скорость седиментации на материале колонок современных постгляциальных осадков (она равна 1,5—3,0 мм/год) и скорость осадконакопления для более глубоких, уже уплотненных единиц разреза осадочных отложений озера Констанс, которая, как и следовало ожидать, оказалась гораздо ниже — 0,5 мм/год [Dominik J., Mangini A., Müller G., 1981 г.].

Для оценки скорости седиментации голоценовых осадков Черного моря К. М. Шимкус, А. Ю. Митропольский и Н. Н. Ковалюх [1978 г.] использовали радиоуглеродный метод датировки — по изотопу ^{14}C . В итоге получены следующие данные: для мелководного ила от 0,23 до 0,6, для глинистых илов края шельфа 0,6, для кокколитоидных илов халистатической зоны 0,2—0,3 мм/год. Позднее, проведя более обширные исследования с использованием того же метода, Е. Ф. Шнюков и др. [1984 г.] установили, что наибольшие скорости седиментации отмечаются в районах, прилегающих к западной части Крыма, — в Феодосийском заливе и у Днепровско-Бугского лимана: 0,3—0,5 мм/год.

Применяя тот же метод датирования для донных осадков Рижского залива, В. М. Купцов, А. П. Лисицын и Б. Б. Зельдина [1982 г.] получили сходные результаты для скоростей седиментации донных осадков — от 0,4 (вблизи устья Даугавы) до 0,5 мм/год (в акватории залива с максимальной первичной продукцией органического вещества).

Такие явно заниженные скорости седиментации объясняются завышением возраста современных осадков, который дает радиоуглеродный метод [Nelsen T. A., Stanley D. J., 1983, 1984 г.]. Ионий-ториевый же метод практически всегда дает резко заниженные результаты в сравнении с другими методами установления абсолютного возраста [Старик И. Е., Кузнецов Ю. В., 1964 г.; Христианова Л. А., Романкевич Е. А., 1968 г.].

Кроме ошибок в датировке отложений, которые свойственны разным радиологическим методам, существенное искажение возраста получается вследствие биотурбации осадков. Только в том случае, когда скорость осадконакопления превышает 0,02 мм/год, ошибками из-за биотурбации можно пренебречь [Pisias N. G., 1983 г.].

Итак, основные методические трудности в определении скорости осадконакопления касаются установления временных датировок разными радиологическими методами. При этом чем более молодые отложения подвергаются такому анализу, тем больше вероятность получения искаженной картины в распределении скоростей осадконакопления, поскольку в этом случае ошибки в датировках оказываются соизмеримыми с длительностью интервала датирования. Обычно возраст осадков является линейной функцией длины колонок. Поэтому для установления конкретных значений скоростей накопления осадков часто используют соответствующие уравнения линейной регрессии [Купцов В. М. и др., 1982 г.]. Однако независимо от этого скорости осадконакопления нельзя рассчитывать как среднее по длине колонки из-за значительных колебаний скорости в короткие временные интервалы, отражающих резкие климатические изменения. К такому выводу, исследовав большое число колонок из Тихого и Индийского океанов, пришла, в частности, Т. И. Линькова [1984 г.].

В целом, если по понятным соображениям исключить турбидиты, то окажется, что скорости накопления всех литологических типов осадков весьма малы. Приведем лишь несколько наиболее характерных примеров.

Скорость накопления олигоценых фораминиферовых илов и красной глины в Южной Атлантике по материалам скважин 14, 15, 17—20 колеблется в пределах 0,002—0,02 мм/год. Плейстоценовые осадки желоба Карьяка (у Венесуэлы) формировались в застойных условиях. Пробуренная здесь скв. 147 показала, что эти отложения накапливались со скоростью 0,5 мм/год [50]. По данным скважин 482, 483 и 485, пробуренных в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия, четвертичные гемипелагические глины с прослоями тонкозернистых песков накапливались здесь со скоростью от 0,06 (скв. 483) до 0,6 мм/год (скв. 485). Тот же порядок величин сохраняется и для верхнеплейстоценовых осадков приэкваториальной части Южной Атлантики: 0,02—0,04 мм/год [Mogley J. J., Shackleton N. J., 1984 г.]. В бассейне Гайама, в зоне активного спрединга, скорости осадконакопления почти на два порядка выше — около 1 мм/год (скважины 477—481). Глинистые осадки в Филиппинском море накапливаются со скоростью от 0,001 мм/год в центральной части бассейна до 0,2—0,4 мм/год в северной зоне [Мурдмаа И. О. и др., 1977 г.]. А. П. Лисицын [1979 г.] считает, что для пелагиали периферийных зон океана наиболее типичны скорости осадконакопления 0,002—0,008 мм/год.

Таким образом, можно предложить следующую классификацию скоростей осадконакопления.

| Скорость, мм/год | Название скорости |
|------------------|-------------------|
| 0,0001—0,001 | Крайне низкая |
| 0,001—0,01 | Очень низкая |
| 0,01—0,1 | Низкая |
| 0,1—1,0 | Умеренная |

Данная классификация наглядно показывает диапазон изменения скоростей осадконакопления (применительно прежде всего к современным океанам): скорости различаются в 10^4 раз. С одной стороны, это неоспоримо доказывает крайнюю неравномерность протекания процесса осадконакопления в разных районах океанической акватории. С другой стороны, несмотря на такие резкие различия, скорости накопления осадков очень незначительны, особенно, если их сравнивать со скоростями тектонических процессов, на фоне которых реализуется седиментогенез. Оценки скоростей осадконакопления применительно к древним отложениям требуют учета таких факторов, как перерывы в осадочном процессе, интенсивность межслоевых размывов, степень уплотнения пород.

Общая формула, по которой следует оценивать скорости осадконакопления, представляется в виде [29]:

$$\tilde{v} = \frac{H}{(T - T^*) \hat{p} k}, \quad (6)$$

где k — коэффициент, учитывающий сокращение первоначальных мощностей слоев, это своего рода осредненная мера уплотнения осадочной толщи; H — максимальная мощность отложений в границах выделенного стратиграфического подразделения; T — продолжительность этого подразделения; T^* — суммарное время перерывов в осадконакоплении; \hat{p} — мера, учитывающая интенсивность межслоевых размывов в процессе формирования слоистой толщи.

Методика оценки скорости осадконакопления, опирающаяся на вероятностную модель слоенакопления А. Н. Колмогорова [1949 г.], подробно изложена в ранее опубликованных монографиях автора [28, 29].

Ясно, что когда $T^* = 0$, т. е. перерывы в накоплении осадков отсутствуют, то значение \tilde{v} будет соответствовать скорости осадконакопления применительно ко всей толще H безотносительно к литологическому составу слоев. Если время T^* велико, а $T - T^* \rightarrow 0$, что чаще всего бывает при реализации суспензионно-поточкового типа седиментогенеза, когда образуются турбидиты, то $\tilde{v} \rightarrow \infty$. Такое соотношение означает, что накопление единичного цикла турбидита происходит геологически мгновенно, а все время T^* либо приходится на пелагическую седиментацию, либо в это время осадки не накапливаются.

Коэффициент уплотнения k определяется из соотношения

$$k = (H^* - H) / H^*, \quad (7)$$

где H^* — первичная мощность неуплотненного осадка.

Исходя из физики процессов гравитационного уплотнения можно заключить, что коэффициент уплотнения в первую очередь должен зависеть от того, насколько сильно изменилась пористость осадка за период от начальной стадии (в отсутствие нагрузки) до конечной, т. е. до той стадии, в которой порода находится в настоящее время. Иными словами, если $H = H^* - \Delta H^*$, то $k = f(n_0, n)$, где n_0 — начальная пористость осадка; n — пористость породы в современных условиях залегания.

Из курса механики грунтов известно, что

$$\Delta H^*/H^* = (n_0 - n)/(1 + n_0). \quad (8)$$

Заметим, что $n = \varphi(n_0, \alpha, H)$; здесь α — коэффициент пропорциональности. Конкретный вид этой функции зависит от закона изменения пористости с глубиной. Если, как было показано многими исследователями [Абрамов С. П., 1970 г.; Ломтадзе В. Д., 1970 г.; Heling D., 1970 г.], пористость с глубиной изменяется по экспоненциальному закону, т. е. $n = n_0 \exp(-\alpha H)$, то формулу (8) можно преобразовать к виду

$$H^* = \frac{1 + n \exp(\alpha H)}{1 + n} H. \quad (9)$$

Чтобы исключить ошибки в оценках скорости \bar{v} , необходимо, как видим, учитывать меру уплотнения осадочной толщи. В противном случае скорость \bar{v} всегда будет занижена.

Интересное исследование, также касающееся установления связи между пористостью осадков и значением скорости осадконакопления, провел Э. Беренс [Behrens E. W., 1980 г.]. На примере двух колонок осадков, взятых в нижней части континентального склона Мексиканского залива — в его открытой части и во впадине Орка, — он показал, что если с помощью радиоуглеродного метода рассчитать относительные скорости осадконакопления, то они окажутся в 2 раза более высокими для впадины Орка. Если же уравнять мощности осадков с учетом пористости, то различия в скоростях осадконакопления становятся менее заметными.

ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Вопросу о том, изменялись или не изменялись темпы осадконакопления в течение геологической истории, посвящена обширная специальная литература. В разное время этой проблемой занимались Дж. Гиллули [Gilluly J., 1949 г.], М. Кэй [1957 г.], А. Б. Ронов [1961, 1983 гг.], А. Б. Ронов, В. Е. Хаин и др. [1976 г.], С. И. Романовский [29], Дж. Уитмен и Т. Девис [Whitman J. M., Davies T. A., 1979 г.], К. Б. Сеславинский [1981, 1983 гг.] и многие другие геологи. Сейчас существуют две гипотезы, объясняющие различные тенденции изменения скоростей осадконакопления. Согласно первой, в явном виде сформулированной еще в работах

Г. Штилле, И. Умбгрова и А. Холмса, скорости осадконакопления направлены возрастают во времени. Это явление названные ученые, а впоследствии также Л. И. Салоп [1964 г.], Б. М. Келлер [1964 г.] и другие связывали с ростом темпа тектонических движений, которые вследствие сокращения более молодых тектонических циклов по сравнению с более древними вызвали ускоренное протекание всех геологических процессов, в том числе и процессов осадконакопления.

Вторая гипотеза родилась в качестве своеобразной альтернативы первой, и автором ее, скорее всего, является американский геолог Дж. Гиллули, который в своей длительной полемике с Г. Штилле пытался обосновать недоказуемость исходных положений первой гипотезы. В противовес ей он высказал тезис о том, что нет оснований для утверждения о направленном росте в ходе геологического развития земной коры интенсивности тектонических движений и процессов горообразования, а следовательно, и роста скоростей осадконакопления.

Мы уже касались этого вопроса в ранее опубликованной монографии [29]. В ней мы исходили из того, что проблема роста скоростей осадконакопления в ходе геологической истории земной коры относится к разряду тех «вечных» геологических проблем, для которых отсутствует единственное решение, так как любые вновь выдвигаемые аргументы, даже подтверждаемые фактическим материалом, не могут восприниматься в качестве доказательства, ибо всегда найдутся (и находятся) контрдоводы, также базирующиеся на фактических данных, которые противоречат этим аргументам. В итоге всестороннего анализа этой проблемы мы пришли к выводу [29, с. 296], что «для уверенного заключения о прогрессивном росте скоростей осадконакопления в течение фанерозойского этапа развития Земли нет оснований»*.

Означает ли это, однако, что скорости накопления осадков в разные периоды фанерозоя оставались неизменными? Нет, конечно. Они испытывали постоянные колебания, чутко реагируя на интенсивность тектонических перестроек, вариации климата, эвстатические изменения уровня океана. Именно эти факторы, влияющие на седиментогенез, и будут нас интересовать в первую очередь.

Вопросы конкретной связи скоростей осадконакопления с изменениями внешних факторов имеют решающее практическое значение при прогнозных исследованиях на нефть. Ясно, что в отдельные отрезки времени скорости накопления осадков могут достигать наибольших значений в сравнении с предшествующими и последующими периодами. Эмпирически выявлена связь потенциальной нефтегазоносности отложений именно с максимальными скоростями осадконакопления. На большом фактическом материале по от-

* Говоря о скоростях осадконакопления в той работе, мы по существу вели речь о темпах приращения мощности осадочного разреза за единицу геологического времени, т. е. заведомо облегчали позитивное решение проблемы.

ложениям Скифской и Туранской плит Ю. Н. Швембергер, И. М. Алиев и М. Т. Аванесян [1978 г.], в частности, установили, что основное количество углеводов связано с комплексами отложений, соответствующими главным этапам погружения, т. е. с комплексами-доминантами. Связь эта настолько тесная, что, по их данным, с доминирующими комплексами Скифской и Туранской плит связано от 70 до 100 % потенциальных ресурсов углеводов различных структур.

Чем больший отрезок геологической истории рассматривается, тем более рельефно и надежно устанавливаются колебания скоростей накопления осадков. Так, кайнозойская эра лучше всего запечатлена отложениями трех океанов: Атлантического, Тихого и Индийского. За это время (~60 млн. лет) выделяются три крупных эпизода, в течение которых скорости осадконакопления испытывали резкие колебания: средний эоцен (Атлантический океан 0,0085, Тихий 0,0176, Индийский 0,0206 мм/год), ранний олигоцен (соответственно 0,0032; 0,0049; 0,002 мм/год) и средний миоцен (0,0203; 0,0167; 0,021 мм/год) [Whitman J. M., Davies T. A., 1979 г.]. Эти авторы классифицировали выделенные отрезки времени как эпизоды высоких, низких и вновь высоких скоростей осадконакопления. Правда, они измеряли скорость осадконакопления в традиционных единицах (м/млн. лет) и цифры получались более наглядными и привычными. В нашей классификации скоростей эти же данные получают иную оценку: низкие скорости сменяются очень низкими и затем вновь — низкими. Это исследование с использованием данных глубоководного бурения подтвердило устойчивую закономерность, отмечающуюся и ранее для всех океанов [Davies T. A. a. o., 1977 г.], — *чередование эпох разной седиментационной активности*.

Существует, однако, и другая сторона медали — увеличение продолжительности рассматриваемого временного интервала ведет не только к большей дифференциации в распределении скоростей накопления осадков, но и к меньшей надежности полученных результатов. Причины этого мы подробно рассматривали ранее [29]; сейчас отметим лишь главное. Соотнося мощности осадочных накоплений с продолжительностью стратиграфических периодов, мы получаем определенное приращение мощности разреза за единицу времени (обычно за 1 млн. лет), которое, как уже отмечалось, не имеет ничего общего со скоростями накопления осадков. Поэтому выводы, к которым пришли А. Б. Ронов с соавторами [1976 г.] и некоторые другие геологи, имеют в большей мере отношение к закономерностям, управляющим изменением общего баланса осадочного вещества во времени, чем непосредственно к скоростям накопления осадков. К. Б. Сеславинский [35, с. 46], наиболее обстоятельно рассмотревший проблему изменения скоростей осадконакопления во времени (он пытался учесть факторы древности отложений и длительности стратиграфических интервалов), в итоге пришел к тому же выводу, который был сделан нами в 1977 г.: «в

фанерозое в целом средняя скорость осадконакопления изменялась лишь в известных пределах и не возрастала во времени»*.

Одним из важнейших открытий глубоководного бурения явилось обнаружение многочисленных перерывов в осадочном чехле океанов, и это не могло не сказаться на более аргументированном обсуждении интересующего нас вопроса об изменениях во времени скоростей накопления осадков. Стало ясно, что принимавшаяся ранее многими геологами средняя скорость образования различных видов карбонатных и особенно терригенных отложений не соответствует действительным темпам аккумуляции, которая носит импульсный характер и всегда выше расчетной. Одной из фундаментальных проблем физической седиментологии, таким образом, становится разработка общего подхода к расшифровке процессов активной седиментации и перерывов в ходе этого процесса, их соотношению в разрезах разного генезиса, связи с циклическим характером седиментогенеза. То, что до реализации проекта JOIDES выглядело как негативные аргументы против утверждения о прогрессивном росте скоростей накопления осадков в ходе фанерозойской истории Земли, получило надежную доказательную основу и зафиксировано в подавляющем большинстве кернов глубоководных скважин.

Материалы уже первых 32 рейсов «Гломара Челленджера» (около 300 станций) показали, что на границе мела и раннего палеоцена, а также в раннем олигоцене перерывы в осадконакоплении занимают до 60—80 % общего времени. Перерывы эти сконцентрированы главным образом в осадках Западной Атлантики и Индийского океана и объясняются перестройкой системы придонной циркуляции (40—38 млн. лет назад), что привело к активизации донных течений [16]. Наиболее обстоятельно перерывы в осадочном чехле Атлантического океана изучил М. А. Левитан [1980 г.]. Он установил, что хотя перерывы иногда фиксируют угловые несогласия, однако в подавляющем большинстве случаев они отражают несогласия стратиграфические. Причем преобладают перерывы небольшой продолжительности — до 10 млн. лет; чаще всего они классифицируются как внутрiformационные, а на межформационные перерывы приходится только 31 % от общего числа отмеченных в седиментации перерывов. Наибольшее число перерывов (до 65 %), как длительных, так и коротких, падает на палеоцен — глобальную эпоху минимума внутритрокеанической эксплозивной деятельности.

Интересна еще одна закономерность, фиксируемая во всех океанах [Moore T. C., Heath G. R., 1977 г.]: чем с меньшей скоростью накапливаются осадки, тем большее число перерывов в них отмечается. Это, на первый взгляд странное, обобщение достаточно

* Нельзя не отметить, что К. Б. Сеславинский не ссылаясь на нашу работу [29], а это придало его выводам определенный оттенок оригинальности и новизны. Между тем он лишь повторил результат, который был получен нами на 7 лет раньше.

убедительно объясняется, если опереться на физическую сторону седиментогенеза. Действительно, чем с меньшей скоростью протекает накопление осадков, например красных глин абиссальных глубин океана, тем более чутко реагирует этот процесс на малейшие отклонения внешних факторов — колебаний температуры, скоростей придонных течений и т. п. Одним словом, достаточно ничтожных вариаций характеристик среды, чтобы накопление осадка на некоторое время совсем прекратилось. И наоборот, в зоне континентального мелководья, особенно в местах впадения в океан крупных рек, перерывы в накоплении осадков значительно более редки. Объясняется это тем же: чтобы прервать такой энергично протекающий процесс, необходимы кардинальные перемены внешних условий, которые случаются не часто.

Многочисленные перерывы в осадконакоплении отмечены и для мезо-кайнозойской истории северной части Тихого океана (бурение в рейсах 5—9, 16—19). Глобальный перерыв фиксируется на границе мезозойских и кайнозойских осадков [Щербакова М. Н., 1979 г.]: в пробуренных скважинах нет палеоценовых осадков, иногда выпадает и нижний эоцен. Практически во всех разрезах скважин глубоководного бурения микропалеонтологическими исследованиями выявляются стратиграфические перерывы разного порядка. Так, по оценкам П. Л. Безрукова [1976 г.], временной диапазон перерывов колеблется от 2—3 до 20 млн. лет, а иногда достигает 45—55 млн. лет.

Наиболее крупные перерывы встречены в скв. 261 и 263 в Западно-Австралийской котловине на глубинах океана более 5000 м, где из разреза выпадают осадки палеогена и миоцена. Скв. 511, пробуренная в восточной части плато Фолкленд, вскрыла стратиграфический перерыв между юрскими и меловыми породами. Микропалеонтологическими методами его продолжительность оценили в 20 млн. лет. Скв. 513, заданная в нижней части склона Атлантического срединно-океанического хребта (восточнее Аргентинской впадины), обнаружила целую гамму перерывов на разных стратиграфических уровнях: в среднем плиоцене (перерыв продолжился от 3,85 до 3,05 млн. лет назад), на границе плиоцена и миоцена (сотни тысяч лет), в позднем миоцене (8,6—6,5 млн. лет), между поздним и ранним миоценом (19,0—9,5 млн. лет) [Initial Reports DSDP, 1969—1980 гг.].

Наиболее достоверно перерывы в подводном осадконакоплении устанавливаются детальным микропалеонтологическим анализом кернов глубоководных скважин. Так, только в отложениях миоцена Тихого океана по материалам скважин 158, 289 и 357 выявлено 8 крупных перерывов в накоплении осадков [Baggon J. A., Keller G., 1982 г.]; они зафиксированы во временных интервалах 23—22,5; 20—18; 16—15; 13,5—12,5; 12—11; 10—9; 7,5—6,2 и 5,2—4,7 млн. лет. Именно с этими интервалами связан расцвет холоднолюбивых комплексов фауны. Скорее всего, причиной перерывов явились эпизодические увеличения интенсивности циркуляции океанических вод под влиянием оледенений на континентах. На боль-

шинство этих интервалов падают максимумы растворения карбонатов, а иногда и биогенного кремнезема.

Таким образом, за 20-летний период реализации программы глубоководного бурения стали ясны основные причины огромных и сравнительно быстрых эволюционных преобразований в океанах. Ими служили физиографические и тектонические изменения, которые вместе с флуктуациями климата оказывали большое влияние и на режим, и на колебания скоростей седиментации в разных районах океана. Установлено также, что в периоды трансгрессии, когда сокращаются площади сноса на континентах, снижаются в целом и темпы накопления осадков в океанах. А. П. Лисицын и Ю. А. Богданов [16] намечают два глобальных этапа в развитии терригенного накопления в океанах: мезозойско-палеоценовый (теплый океан), когда были крайне низкие скорости осадконакопления, и эоценовый — современный (холодный океан) с общим увеличением скоростей терригенного осадконакопления, особенно резко выразившимся в конце олигоцена.

Темпы терригенной аккумуляции надежно регулируются колебаниями уровня океана. При опускании уровня моря (регрессии) понижается и базис эрозии, что приводит к резкому увеличению сноса осадков и к росту скоростей терригенного осадконакопления. В течение кайнозойской эры в океанах выделяется 9 крупных циклов сравнительно медленного подъема и затем резкого спада уровня. Они надежно маркируются перерывами в седиментации (рис. 22). Эти же закономерности подтверждаются и путем непосредственного подсчета скоростей осадконакопления по материалам бурения. Т. Девис, В. Хей и др. [Davies T. A., Hay W. W. a. o., 1977 г.], а также Дж. Уитмен и Т. Девис [Whitman J. M., Davies T. A., 1979 г.], когда программа JOIDES еще была далека от завершения, сделали предварительный анализ закономерностей, управлявших изменением скоростей осадконакопления в трех океанах: Атлантическом (110 станций), Тихом (170) и Индийском (54). Основной результат этой работы показан на рис. 23.

Легко видеть, что кривые изменения скоростей общего осадконакопления и карбонатной аккумуляции ведут себя синхронно для всех океанов, что свидетельствует об общности и относительной синхронности действия глобальных причин, управляющих накоплением осадков в Мировом океане. В кайнозойскую эру выделяется 4 «седиментационных эпизода», для которых характерны экстремальные значения скоростей накопления осадков: 1) палеоцен — ранний эоцен (скорости осадконакопления низкие, зато высокое содержание карбонатных осадков); 2) средний эоцен (резкий скачок скоростей во всех океанах в основном за счет увеличения темпов терригенной аккумуляции); 3) поздний эоцен — ранний миоцен (те же соотношения, что и для первого эпизода); 4) средний миоцен — современная эпоха (те же соотношения, что и для второго эпизода).

Таким образом, намечается и вполне определенная периодическая компонента в чередовании эпизодов с высокими (в традици-

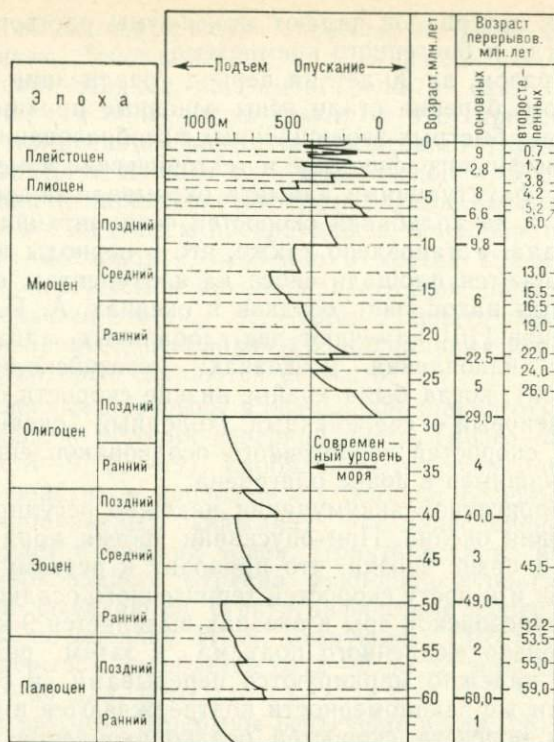


Рис. 22. Глобальные изменения уровня океана в течение кайнозойской эры и возрастные рубежи перерывов в осадконакоплении [15].

онной классификации) и низкими темпами осадконакопления. Продолжительность этого периода около 45 млн. лет. Ясно, что для кайнозойской и значительной части мезозойской эр данные о скоростях осадконакопления могут быть получены путем непосредственного изучения кернов глубоководных скважин, в которых осадки еще не прошли всех стадий литогенетических преобразований, а перерывы в седиментации могут быть надежно установлены методами детальной микропалеонтологии. Поэтому выводам, полученным на этих материалах, можно полностью доверять. При переходе к более древним отложениям — нижнемезозойским и палеозойским, материал по которым может быть собран только в виде разрозненных разрезов на континентах, о скоростях осадконакопления, строго говоря, мы уже судить не имеем права. Однако некоторые оценки величин, опосредованно контролирующих ход осадочного процесса, могут быть получены; тогда общие закономерности изменения характера осадконакопления станут более обоснованными и для более ранней геологической истории.

Действительно, мы уже отмечали [29], что если при анализе изменений скоростей осадконакопления во времени не учитывать

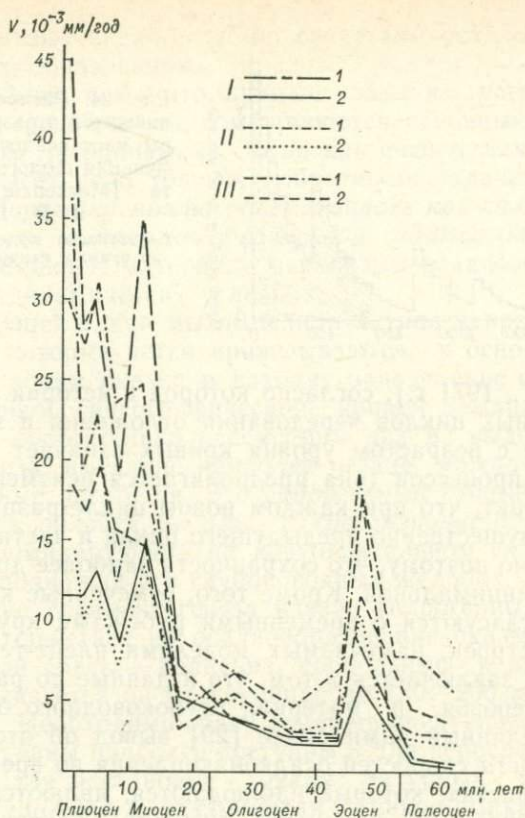


Рис. 23. Изменения скоростей осадконакопления в Мировом океане в течение кайнозоя [Davies T. A., *Нау* W. W. a. o., 1977 г.].

Океаны: I — Атлантический, II — Тихий, III — Индийский.
Осадки: 1 — все в целом, 2 — карбонатные.

характер исходной информации и считать, что полученные результаты действительно являются скоростями накопления осадков, то, кроме вывода об их росте по мере приближения к современной эпохе, другого заключения сделать не удастся. Но стоит только придать исходным данным иную трактовку, как и конечный вывод покажется крайне сомнительным. Тогда же мы писали, что большие мощности более молодых отложений в сравнении с более древними означают, скорее всего, не увеличение темпа накопления осадков, а лучшую сохранность более молодых осадочных образований. Этот довод окажется более аргументированным, если обратиться к рис. 24, на котором показано распределение масс осадочных пород в зависимости от их возраста.

Для фанерозоя намечается один минимум, приходящийся примерно на рубеж 300—350 млн. лет. Это распределение опирается на циклическую модель Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [Garrels R. M.,

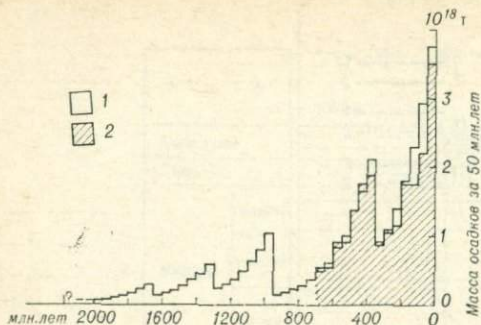


Рис. 24. Распределение сохранившихся в разрезе земной коры масс осадочных пород как функция геологического возраста [Mackenzie F. T., Pigott J. D., 1981 г.].

1 — согласно модели; 2 — на основе прямых измерений по картам.

Mackenzie F. T., 1971 г.], согласно которой в истории Земли отмечалось 5 крупных циклов чередования отложения и эрозии осадков. Снижение с возрастом уровня кривых означает не падение скорости этих процессов (она предполагается неизменной во времени), а тот факт, что при каждом новом цикле разрушаются отложения преимущественно предыдущего цикла и частично всех более ранних. Ясно поэтому, что сохранность наиболее древних пород должна быть минимальной. Кроме того, отмеченные крупные циклы хорошо согласуются с временными рубежами крупных тектонических перестроек, намечаемых моделями плит-тектоники.

Главное же заключается в том, что и данные по разрезам всех периодов фанерозоя, и материал глубоководного бурения подтверждают сделанный нами ранее [29] вывод об отсутствии *направленного роста* скоростей осадконакопления во времени. Те колебания в скоростях, которые наблюдаются, являются реакцией осадочного процесса на изменения внешних факторов, причем указанные колебания и изменения настолько хорошо согласованы, что именно морские осадки доставляют наиболее надежные сведения об эволюции среды. Система седиментации, как это и должно быть, является динамической.

ГЛАВА 3

МЕХАНИЗМЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА: ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

ГИДРОГЕННЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Характер взаимодействия осадка со средой (водной или воздушной) зависит от многих факторов, учесть которые в конкретных моделях не всегда представляется возможным. Поэтому основное предназначение таких моделей состоит в том, чтобы, опираясь на свойства осадка (физические и вещественные), суметь оценить наиболее значимые параметры среды, определить их воздействие на осадок и получить в конечном итоге аналитические соотношения, с помощью которых можно было бы контролировать

решение обратных задач, т. е. по свойствам осадка восстанавливать среду его образования.

Из сказанного ясно, что прямые задачи, устанавливающие связь между средой и осадком, являются основным познавательным средством литодинамики, тогда как физическая седиментология всегда имеет дело только с обратными задачами. Следовательно, *литодинамику можно рассматривать как своеобразную актуалистическую гомологию физической седиментологии*, изучающую на современном материале механизмы осадкообразования в разных гидродинамических условиях.

В предыдущей главе мы выделили 4 типа современного седиментогенеза, которые четко привязываются к основным морфоструктурным зонам океана и находят однозначное соответствие в генерализованной гипсографической кривой Земли. Здесь мы по возможности обстоятельно рассмотрим два из выделенных типов седиментогенеза, имеющие наиболее резкие, можно даже сказать принципиальные, различия. Это *гидрогенный седиментогенез*, реализующийся в области шельфа, и *суспензионно-потоковый седиментогенез*, доминирующий на континентальном склоне, у континентального подножия и в глубоководных желобах.

Первый тип седиментогенеза назван гидрогенным потому, что решающее воздействие на осадкообразование оказывает гидродинамика водной среды — волнение, продольные и вдольбереговые течения. Реализуется он на глубинах до 130—200 м, т. е. в условиях шельфа. Необходимо сразу отметить следующее: несмотря на то что эти глубины наиболее доступны и для непосредственных наблюдений, и для постановки тонких натуральных экспериментов, чрезвычайно сложная и неустойчивая гидродинамика прибрежного мелководья не позволяет получить однозначные соотношения для образующихся осадков. Именно по этой причине специалисты по литодинамике вынуждены признать, что механизм перемещения обломочного материала на шельфе известен пока лишь в самых общих чертах [18; Каплин П. А., Невесский Е. Н., 1976 г.].

По интенсивности гидродинамического воздействия на поступающий кластический материал шельф обычно подразделяется на 3 зоны: лагунную, литоральную и неритовую. Для каждой из этих зон (и для шельфа в целом) характер литодинамических процессов зависит главным образом от трех факторов: условий питания осадочным материалом, морфологии береговой зоны и гидродинамики акватории шельфа [18]. Легко себе представить, сколько возможных комбинаций взаимодействия этих факторов и структуры конкретной зоны шельфа может быть, чтобы оценить сложность моделирования литодинамических процессов применительно к гидрогенному седиментогенезу.

Так, Ю. С. Долотов, Р. Б. Жаромскис и В. И. Кирлис [1982 г.] в течение 5 сезонов (1976—1980 гг.) вели детальные натурные наблюдения за «поведением» пляжа юго-восточного побережья Балтийского моря в разных гидродинамических условиях. В результате обработки громадного фактического материала они сделали вы-

вод, что характер и интенсивность процессов гранулометрической и минералогической дифференциации осадочного материала в ходе отдельных волнений определяется *сложным взаимодействием* гидродинамических и геолого-геоморфологических факторов: направленностью волнения, его структурой, исходным рельефом, распределением отложений по крупности и плотности, а также *общим их количеством* до начала волнения.

Такие детальные и тонкие исследования, конечно, позволяют в какой-то степени оценить вклад в конечную дифференциацию осадков каждого из отмеченных факторов. Но в то же время они еще больше ограничивают реальные возможности построения математических моделей гидрогенного седиментогенеза, ибо уже сейчас ясно, что даже самые сложные функциональные соотношения окажутся лишь очень грубым приближением. Иными словами, специалисты по литодинамике, к счастью, способны осознать и оценить всю иллюзорность своего «точного» знания.

И все же общие закономерности гидрогенного седиментогенеза на шельфе достаточно хорошо известны. Более подробно о них расскажем далее, пока отметим лишь важнейшие. До глубин 30 м во внутренних морях и до 50 м на океанических шельфах осадок оказывается под воздействием волнения. Если период волн достигает 12,5 с, а их длина 160—220 м, как это отмечается на тихоокеанском шельфе Северной Америки, в районе штатов Вашингтон и Орегон, то воздействие волн на дно распространяется даже до глубины 80—100 м. До глубины 30 м концентрация взвеси обычно не превосходит 30 мг/л, а на внешнем шельфе, т. е. при глубинах более 100 м, она снижается до 10 мг/л. В. В. Лонгинов [18, с. 129] рассчитал, что если гидравлическая крупность алевропелита составляет 0,01 см/с, а средняя глубина шельфа 70 м, то даже при отсутствии турбулентных возмущений эти частицы будут находиться во взвешенном состоянии приблизительно 10 сут. При скорости горизонтального переноса 5 см/с этого вполне достаточно, чтобы частицы могли пересечь сравнительно неширокий шельф и оказаться у его бровки — «наиболее таинственной области океана» (с точки зрения литодинамика, разумеется).

При достаточно сильном волнении возникает так называемая сгонная волна, продуцирующая отточное течение в сторону бровки шельфа, она и переносит взвесь, тогда как нагонная волна перемещает более крупные частицы в сторону берега. Однако физика этого процесса еще практически не изучена [50]. Одним словом, гидрогенный седиментогенез на шельфе определяется в основном характером воздействия волн на кластические частицы разной крупности. Именно волнение и продуцируемые им течения являются решающим фактором, от которого зависят и распределение частиц по фракциям, и текстурные характеристики накапливающегося осадка.

В самом общем виде известны закономерности, связывающие текстурные особенности образующихся мелководно-морских осадков с фазами трансформации волн. Они устанавливались путем

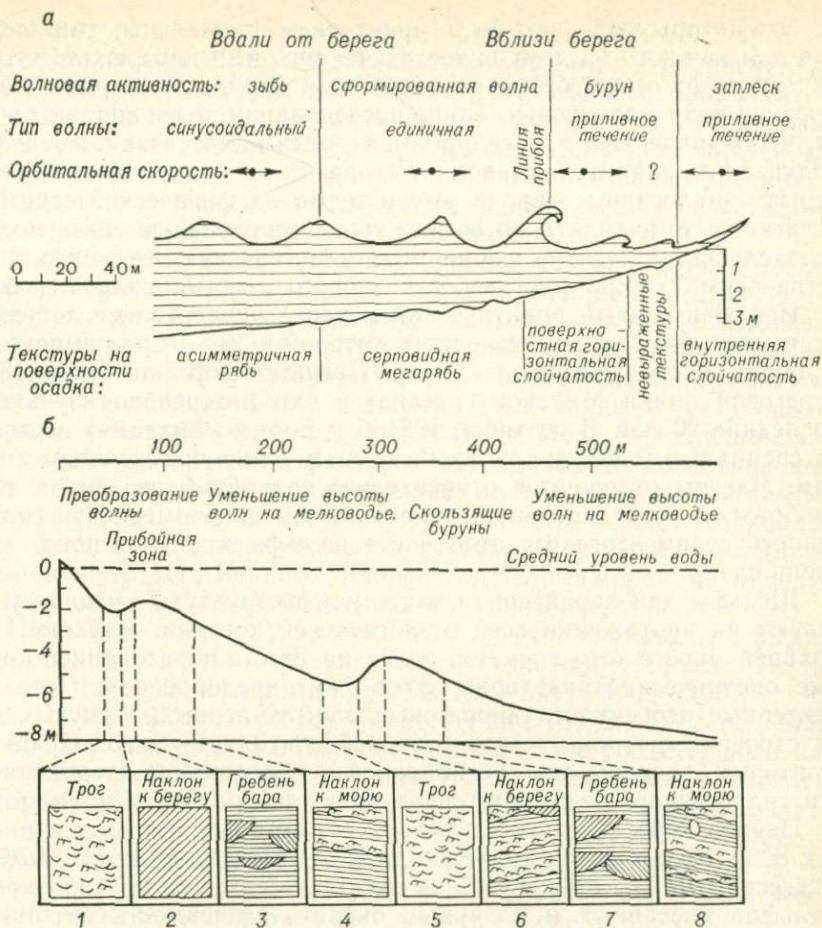


Рис. 25. Соотношения между текстурами донных осадков и структурой волн в прибрежной зоне [Davidson-Arnott R. G. D., Greenwood B., 1976 г.].
а — открытое океаническое мелководье; *б* — побережье, частично закрытое песчаными барами (текстуры 1–4) и преимущественно открытое (текстуры 5–8).

натурных наблюдений в шельфовых зонах многих морей и океанических побережий. В определенном смысле эти исследования суммирует рис. 25. На нем показаны соотношения между типами волнения на высокоэнергетическом побережье с типами текстурных знаков на поверхности осадка (рис. 25, *а*), а также более конкретная прорисовка текстур, увязанная с определенной фазой волнения (рис. 25, *б*). Последние результаты установлены в итоге натурных наблюдений за прибрежной зоной одного из сравнительно небольших заливов атлантического побережья Юго-Восточной Канады в провинции Нью-Брансуик [Davidson-Arnott R. G. D., Greenwood B., 1976 г.].

Эти авторы выделяют по 4 характерных фациальных типа осадков для каждого из двух видов изученного ими побережья: отграниченного от открытого моря песчаными барами и открытого для морских волн мелководья. Такие исследования позволяют надеяться, что выявленные для гидрогенного седиментогенеза текстурные индикаторы характерных волновых режимов дадут возможность решать аналогичные задачи уже в терминах физической седиментологии, т. е. находить по возможности однозначную связь последовательностей текстур ископаемых кластических осадков с энергетическими характеристиками волнового режима палеошельфов.

Исключительный практический интерес представляет лагунная часть шельфа, биопродуктивность которой в 10—15 раз выше, чем в других частях шельфовой зоны. Лагуны занимают около 13 % береговой линии Мирового океана; и они интенсивно изучаются последние 20 лет. В сентябре 1981 г. в Бордо (Франция) состоялся специальный международный симпозиум по прибрежным лагунам. Лагуны отличаются относительно спокойной, но крайне разнообразной гидродинамикой, в связи с чем закономерности гидрогенного седиментогенеза этой части шельфа изучены пока еще очень слабо.

Шельфы как характерная часть морфоструктуры океана существуют на протяжении всей геологической истории планеты, по крайней мере с того времени, когда на Земле образовались крупные океанические акватории. Этот факт предопределяет две характерные особенности шельфовых зон: во-первых, тесную связь их строения с геологической историей континентальных окраин и, во-вторых, зависимость своеобразной геологической продуктивности гидрогенного седиментогенеза от стадии развития шельфа.

Первая особенность шельфовых зон детально изучена в работах Е. Н. Невесского и др. [Каплин П. А., Невесский Е. Н., 1976 г.; Невесский Е. Н., 1982 г.]. В частности, установлены особенности шельфов пассивных и активных окраин, зависимость состава и мощности осадочного чехла от направленности и скорости перемещения плит, от интенсивности новейших тектонических движений и от эвстатических колебаний уровня океана. Ясно, что горизонтальные перемещения плит приводят прежде всего к фациальным и стратиграфическим перестройкам шельфов, тогда как вертикальные колебания дна (вне зависимости от конкретной причины) — к циклическому наслоению пород. Именно с отложениями шельфовых зон связаны все без исключения седиментационные циклы миграционного класса режимов циклоседиментогенеза — трансгрессивного, регрессивного и трансгрессивно-регрессивного [31].

Существенное влияние на гидрогенный седиментогенез в шельфовых зонах оказывают климатические изменения, причем не столько колебания климата, сколько перестройка климатической зональности, которая всегда тем не менее остается широтной. Поэтому вещественный состав отложений шельфовых зон может служить надежной летописью глобальных климатических перестроек Земли [Невесский Е. Н., 1982 г.]. Что же касается эволюции гид-

рогенного седиментогенеза как функции геологической зрелости шельфов, то она выражается главным образом в изменении направленности процессов: для молодых шельфов зарождающегося океана характерен преимущественно продольный (вдольбереговой) перенос осадков, тогда как для зрелых шельфов более типичен уже поперечный перенос осадочного материала. Познание закономерностей этого процесса и составляет основную задачу качественной литодинамики континентальных мелководий.

Надо прежде всего установить, какие факторы влияют на характер осадочной рассортировки в прибрежной зоне, всегда ли она имеет классическую градационную направленность — с изменением зернистости осадков по мере удаления от береговой линии, или для зрелых шельфов пассивных окраин более типична другая картина — фиксация наиболее тонкозернистых осадков не у бровки шельфа, а ближе к его центральной части. Пока еще трудно с уверенностью разграничить факторы, определяющие появление этих двух типов осадочной рассортировки, но то, что и второй тип характерен для шельфов многих морей, является твердо установленным фактом. Крупнозернистые песчаные осадки обнаружены на внешних шельфах Черного, Японского, Белого морей, на атлантическом шельфе Северной Америки и в других районах.

Появление здесь крупнозернистых осадков связывают с размытием более древних реликтовых отложений [Pevear D. R., Pilkey O. H., 1966 г.; Luternauer J. L., Pilkey O. H., 1967 г.; Pevear D. R., 1972 г.; Pilkey O. H., Field M. E., 1972 г.; Southard J. V., Stanley D. J., 1976 г.]. Однако более убедительным нам представляется другое объяснение этой закономерности, согласно которому появление грубозернистых отложений на внешнем шельфе обусловлено специфической гидродинамикой отмелей побережий открытых морей [Сперанский Н. С., 1973 г.; Девдариани А. С., Сперанский Н. С., 1979 г.]. Суть модели, которую мы излагаем в основном по Н. С. Сперанскому, состоит в следующем.

Толща воды в пределах шельфа имеет своеобразную гидродинамическую расслоенность с разной ориентировкой главного вектора переноса частиц. В зоне с глубинами от 2,5 до 10 высот волн в придонном слое частицы перемещаются в основном в сторону берега благодаря волновому переносу, тогда как в средней части водной толщи действует компенсационный отток воды в противоположном направлении. Причем скорость отточного течения, как правило, выше, чем волнового движения воды в придонной части. Ясно, что в этих условиях судьба осадка будет определяться соотношением гидравлической крупности частиц и скоростями движения воды. Если скорость придонного волнового переноса больше, чем скорость взвешивания, то частицы определенных интервалов размерности будут отрываться от дна и в зависимости от отношения их гидравлической крупности со скоростями волнового и отточного движения воды либо останутся в придонном слое (тогда они будут перемещаться к берегу), либо попадут в зону действия отточного течения (тогда они будут переноситься на внеш-

ную часть шельфа). Процесс этот установится тогда, когда скорости движения воды и размер донных осадков окажутся в состоянии устойчивого равновесия.

Вероятно, именно этот механизм объясняет особенности распределения осадков по профилю подводного склона на юге о. Сахалин [Голоудин Р. И., 1976 г.]. Здесь приливно-отливные течения достигают скорости 50—70 см/с, они способны переносить более грубозернистые отложения на глубины более 20 м. По крайней мере, на этом склоне до глубины 8—10 м отмечаются мелко- и среднезернистые хорошо сортированные кварц-полевошпатовые пески, тогда как на глубинах более 20 м крупность песков увеличивается, а иногда они сменяются полями гравийно-галечных отложений. Аналогичные нестандартные случаи осадочной рассортировки отмечены для шельфа Японского моря [Игнатова В. Ф., Худяков Г. И., 1983 г.; Лихт Ф. Р. и др., 1983 г.].

Аналитические закономерности гидрогенного седиментогенеза, связанные с особенностями перемещения песчаного материала вдольбереговыми и отточными течениями, изучали П. Д. Комар [Komar P. D., 1976 г.], М. Фоли [Foley M. G., 1977 г.], Дж. Уильямс [Williams J. R., 1978 г.], Т. Сунамура и Н. Крауз [Sunamura T., Kraus N. C., 1984 г.], Дж. Хардисти, Ж. Колье и Д. Хамилтон [Hardisty J., Collier J., Hamilton D., 1984 г.], Б. Траск и Б. Хэнд [Trask V. C., Hand V. M., 1985 г.] и другие ученые. Зависимости, установленные ими, являются в основном полуэмпирическими.

Описанные нами общие закономерности гидрогенного седиментогенеза носят качественный характер. Но именно они дают возможность изучить физическую сторону процесса и на этом основании более обоснованно отбраковывать те количественные зависимости, точность которых в большей мере кажущаяся. Действительно, известны соотношения размеров частиц и скоростей потока, при которых частицы должны транспортироваться в разных режимах — волочением, сальтацией или во взвеси. Однако эти зависимости справедливы только для узкой по размерности группы частиц, находящихся в потоке с фиксированным гидродинамическим режимом. В реальной же ситуации картина оказывается значительно более сложной. Поэтому С. М. Анцыферов и В. К. Дебольский [1976 г.] совершенно справедливо заключили, что нет (и, скорее всего, не может быть) общепринятого критерия, по которому вся совокупность донных отложений могла бы быть разделена на подсовокупности, различающиеся режимами движения. Даже при фиксированных гидродинамических параметрах потока разделить частицы по способу их переноса, опираясь только на их размерные и морфометрические характеристики, невозможно. А именно такая задача представляет наибольший интерес для физической седиментологии. На результаты ее решения в значительной степени опираются так называемые генетические диаграммы.

Специфика изучения механизмов гидрогенного седиментогенеза заключается в том, что специалисты по литодинамике имеют дело

с «живой» гидродинамикой потока, обладающего сложной структурой турбулентности, да еще во взаимодействии с непрерывно поступающей в бассейн седиментации полифракционной смесью осадков. Поэтому зачастую получается так, что обилие начальных данных, которые можно и нужно учесть, заведомо перекрывает аналитические возможности моделей и, несмотря на сложный математический аппарат, решения оказываются неудовлетворительными применительно к современным осадкам.

В ископаемых же осадках гидродинамика, если можно так сказать, законсервирована — и в особенностях распределения частиц по фракциям, и в степени окатанности зерен, и в распределении их по плотности (минералогический состав). Поэтому задача ставится обратная той, с которой имеет дело литодинамика: *необходимо по характеру осадка восстановить, хотя бы в самых общих чертах, гидродинамику среды его образования*. Задача эта, как легко понять, значительно более сложная уже хотя бы потому, что она не имеет надежной теоретической основы и решается, как правило, неоднозначно. По этой причине из получаемых в литодинамике соотношений можно использовать только те, которые позволяют сделать общие, но достаточно надежные усредненные обобщения, годящиеся для рассуждений при постановке обратных задач, т. е. задач физической седиментологии.

Например, при изучении современных водных потоков с турбулентным спектром скоростей, к тому же меняющихся в вертикальном сечении потока, можно с помощью детальных экспериментов изучить распределение частиц по размерам вдоль такого сечения. Так, Дж. Людвик и Г. Домурат [Ludwick J. C., Domurat G. W., 1982 г.] разбили вертикальный срез потока на 25 секций, каждая из которых характеризуется своей скоростью и распределением частиц в диапазоне от 0,01 до 0,02 мм. Установлено, что если вертикальная проекция скорости потока u растет по сечению снизу вверх и при этом $u \geq v_c$ (имеется в виду скорость седиментации частиц в спокойной воде), то создаются условия для поддержания суспензии. Если же фиксируется обратное соотношение, то начинается осаждение частиц.

Данная ситуация моделировалась в эксперименте по переносу частиц турбулентным водным потоком. Предположим теперь, что в нашем распоряжении есть только результаты дробного ситового анализа. Можем ли мы, опираясь на эти данные, уверенно рассуждать о гидродинамике среды образования осадка? В общем случае — нет. Нам даже неизвестно, к какой палеогеографической ситуации можно «привязать» интересующую нас гидродинамику. Поэтому специалисты по седиментологии предпочитают для решения подобных задач чисто статистический подход, опирающийся на массовое опробование осадков и на увязку их с известными современными обстановками. И уже на этом основании делаются осторожные заключения о типе седиментогенеза. При этом применительно к гидрогенному седиментогенезу пытаются отыскать рецепты по разделению ископаемого осадка на однородные (по ре-

жиму переноса) совокупности частиц: донную, сальтационную и взвесь.

Для решения этой задачи в литодинамике имеются достаточно устойчивые соотношения, многократно проверявшиеся экспериментально [19; Williams G. P., 1970 г.; Einstein H. A., 1971 г.; Fransis J. R. D., 1973 г.; Bagnold R., 1974 г.; Архангельский М. М. и др., 1974 г. и др.].

Пусть u_c — критическая скорость потока, при которой частица диаметром d начинает движение; u_c еще называют «срывающей скоростью». Для оценки u_c выведено много эмпирических формул, но все они сводятся к соотношению

$$u_c = k\sqrt{gd}, \quad (10)$$

где k — коэффициент, зависящий от параметров частиц и характеристик потока (именно с точностью до k и выведены формулы разными авторами); g — ускорение свободного падения.

Когда частица оторвалась от дна, она начинает движение в одном из трех режимов: волочения (перекатывания), сальтации или взвеси. Ясно, что различия этих режимов определяются в первую очередь соотношениями скорости потока и гидравлической крупности частицы ω . Во всяком случае в режиме волочения частицы всегда перемещаются с меньшей скоростью, чем необходимая для их отрыва от дна. Поэтому, если u_b — скорость волочения частицы по дну, то $u_b < u_c$. В общем виде u_b оценивается по формуле

$$u_b = u_c - k^*\omega. \quad (11)$$

Для частиц, форма которых близка к шарообразной, экспериментально установлено [Fransis J. R. D., 1973 г.], что $k^* = 0,34$.

Переход частицы к скачкообразному движению (сальтации) определяется теми же характеристиками размера частиц и параметров потока. Согласно теории Р. Бэгнольда [Bagnold R., 1974 г.], при росте скорости потока на частицу, перемещающуюся волочением, начинает действовать подъемная сила, достигающая максимального значения у дна. Стоит же частице оторваться от дна на высоту, большую ее диаметра, подъемная сила скачкообразно падает до нуля, и частица, пройдя некоторый путь над дном, вновь соприкасается с ним; затем этот процесс повторяется. Р. Бэгнольд экспериментально установил, что если $d = 0,7$ мм, а отношение горизонтальной составляющей скорости потока к динамической скорости начала движения частицы равняется 1,95, то подъемная сила полностью уравновешивает вес частицы на расстоянии $0,25d$ от дна. В этом случае частица может длительное время двигаться в потоке без соприкосновения с дном [19]. И для данного режима движения частиц существует соотношение общего вида

$$u_n/\omega = k_*. \quad (12)$$

Дж. Френсис [Fransis J. R. D., 1973 г.], варьируя u_n (скорость потока) и ω , получил численные оценки k_* для частиц разной формы. Так, частицы сферической формы перемещаются в режиме

сальтации, если $k_* = 0,18$, а для частиц неправильной формы $k_* = 0,45$.

Если же $k_* \rightarrow 1$, то режим движения частицы меняется — она перемещается во взвешенном состоянии. Для этого режима основным фактором является турбулентность потока. Однако именно в силу сложной гидродинамики переноса частиц во взвешенном состоянии чрезвычайно трудно разработать удовлетворительные аналитические модели этого процесса. Многие расчетные схемы базируются на диффузионной теории. Несмотря на то что разработкой теоретических моделей транспортировки частиц во взвеси занимались такие крупные ученые, как Р. Бэгнольд, В. М. Маккавеев, М. А. Великанов, И. И. Леви, В. Л. Караушев, Г. Эйнштейн и другие, проблему можно считать еще очень слабо разработанной [19]. Наибольший интерес она представляет при изучении гидродинамики природных плотностных потоков.

Очень важные результаты дает исследование распределения частиц по размерам в зоне прибойного перелома, где волновая активность выражена наиболее резко. Здесь можно довольно точно оценить влияние волнения на перенос частиц определенных размеров в режимах сальтации и волочения по дну. На пляже о. Булл (штат Южная Каролина, США) С. Кеннеди с соавторами [Kennedy S. K., Ehrlich R., Kana T. W., 1981 г.] осуществили простой эксперимент. Одновременно в пяти точках пляжа они отбирали по три пробы воды на расстоянии 10, 30 и 60 см от дна ровно через 2 с после прохождения волны, поскольку именно в это время концентрация взвеси оказывается максимальной. Затем изучалось распределение частиц по фракциям в этих взвесьях, которое сравнивалось с установившимся распределением в подстилающих донных осадках.

Такое исследование преследовало две цели: во-первых, устанавливался тот диапазон размеров частиц, при котором частицы в данном волновом режиме способны вымываться из донных отложений и переходить во взвесь; во-вторых, проверялась гипотеза Г. Вишера [Visher G. S., 1969 г.] о возможности установления способа транспортировки частиц по отрезкам кумулятивной кривой распределения частиц по фракциям. Оказалось, что распределение взвеси из донных осадков унимодальное и резко асимметричное. Следовательно, во взвесь при данном режиме волнения переходят частицы лишь узкого интервала размеров — от 2Φ до $3,5\Phi$. Кроме того, авторы полагают, что пока нет достаточных теоретических и экспериментальных оснований для того, чтобы по отдельным отрезкам кумулятивной кривой (метод Г. Вишера) судить о режимах транспортировки осадка. Этот вывод (если он, конечно, справедлив) особенно важен для постановки задач физической седиментологии, т. е. применительно к древним осадочным образованиям.

К аналогичному заключению пришли Ю. Д. Марков и И. В. Уткин [21], изучавшие закономерности гидрогенного седиментогенеза на шельфе залива Петра Великого в Японском море. Они устано-

вили, что отложения этой части залива придонным транспортом на глубинах свыше 60 м не перемещаются.

Активный волновой режим на отмытых побережьях открытых морей приводит к быстрой дифференциации минерального состава песчаных осадков по плотности, причем чем тоньше песчаные слойки, тем большее количество тяжелых минералов (магнетита, ильменита, граната и др.) они содержат. Это несомненно связано с гидродинамикой волнового режима — выносом минералов легкой фракции интенсивными сгонными течениями. Более мощные слойки, фиксирующие периоды относительно спокойного волнения, содержат меньшее количество минералов тяжелой фракции [1].

К настоящему времени твердо установлено лишь незначительное число устойчивых закономерностей гидрогенного седиментогенеза на шельфе. Несмотря на то что эта зона морской акватории наиболее доступна для изучения, факторы, на которые мы обращали внимание, препятствуют разработке достаточно точных, а главное — общих аналитических моделей гидрогенного седиментогенеза, которые были бы справедливы для более широкого класса объектов. Разработка таких моделей — дело будущего. В настоящее же время литодинамика шельфа может служить основой лишь качественных и притом локальных реконструкций при решении задач ретроспективного плана.

СУСПЕНЗИОННО-ПОТОКОВЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

Этот тип осадконакопления, как было показано в предыдущей главе, локализуется у основания континентального склона в долинно-веерных системах и в глубоководных океанических желобах. Плотностные потоки, являющиеся его своеобразным вещественным носителем, характеризуются положительным значением эффективной плотности (разность плотности взвеси и чистой воды), турбулентным режимом движения и значительными объемами транспортируемых осадков. Для их образования необходимо, чтобы одновременно реализовались по крайней мере три условия: интенсивный снос кластического материала с континента; наличие на морском дне (у бровки шельфа или в устье каньона) морфологически выраженной ловушки этого материала, позволяющей накапливаться громадным порциям несортированного осадка; возможность сброса этого материала на более низкие гипсометрические уровни либо в результате сейсмических толчков, либо самопроизвольно при переполнении ловушки.

Все это накладывает существенные ограничения на фаціальную диагностику отложений плотностных потоков, поскольку ни текстуры образованных осадков, ни их гранулометрический состав, ни фауна не соответствуют батиметрическим условиям их залегания. Кроме того, выбросы больших масс осадков с их «законного» места на шельфе ведут к стратиграфическим перерывам, изменениям мощностей отложений, их первичного фракционного состава и т. д. [Каплин П. А., Невеский Е. Н., 1976 г.]. Пожалуй, только

пелитовая компонента элементарного цикла турбидита, если она представлена продуктами нормальной пелагической седиментации, дает возможность более или менее обоснованно восстановить глубины бассейна и условия накопления таких толщ.

Гидродинамика плотностных потоков во многом определяется фракционным составом взвеси и уклоном дна. Однако в любом случае такой поток проходит 4 последовательные стадии: начала движения, устойчивого течения, гидравлического скачка и спада движения. Каждая из этих стадий характеризуется своими специфическими особенностями, которые детально изучают специалисты по литодинамике. Для нас же важно прежде всего уяснение *качественных* сторон механизма зарождения, движения и разгрузки плотностных потоков, ибо этого оказывается достаточно, чтобы связать механизм их действия с характером образованных отложений.

Одним из наиболее типичных случаев возникновения плотностного потока являются подводно-оползневые явления на морском дне; оползни при этом часто переходят в плотностные водные потоки. Подводно-оползневые явления бывают непосредственно на побережье, в местах переуглублений подводных дельт, но особенно часто — в устьевых частях каньонов. Это подтверждено непосредственными наблюдениями в каньонах Монтерей, Скриппс, Ретондо, Кармел, Ингурский, Потийский и др. [Пыхов Н. В., 1976 г.]. Масштаб этих явлений и мощности образующихся в процессе оползней осадков могут быть весьма внушительными. Так, Г. У. Менард [1966 г.] приводит данные по ряду крупных подводных оползней, зарегистрированных путем последовательных замеров глубин на станциях до и после оползня. Объем оползня в дельте р. Магдалена (Колумбия) составил $3 \cdot 10^8$ м³ при средней мощности оползневой массы 40 м. Оползень на подводном склоне о. Вити-Леву у города Сува (архипелаг Фиджи) имел объем $1,5 \cdot 10^8$ м³ при средней мощности 65 м. Наиболее крупный оползень зарегистрирован в каньоне Сагами (Япония): его объем $7 \cdot 10^{10}$ м³, мощность от 100 до 590 м.

Т. Чемберлен [Chamberlain Т. К., 1964 г.], обобщая материал по 12-летним наблюдениям за осадконакоплением в каньоне Скриппс (калифорнийское побережье США), указывает, что 11 раз происходило резкое проседание дна каньона, сопровождавшееся обвалами склонов и быстрым выносом больших масс осадков из прибрежной зоны через каньон. Средний объем выносимых осадков составил $1,72 \cdot 10^5$ м³. Такого же рода явления зарегистрированы практически на всех стационарных океанографических станциях [Шепард Ф., Дилл Р., 1972 г.; Сафьянов Г. А., 1982 г. и др.].

Ряд геологов, в частности Г. У. Менард [1966 г.], отводят подводно-оползневым процессам решающую роль, считают их основной причиной образования плотностных потоков путем постепенного, а иногда и резкого разжижения оползневой массы, находящейся в состоянии неустойчивого равновесия на подводном склоне.

Думается, что нет смысла дискутировать по поводу причин образования плотностных потоков. Ясно, что однозначного ответа на этот вопрос быть не может. Единственное необходимое, но не достаточное условие, которое мы уже указывали,— это наличие своеобразной *ловушки* на подводном склоне. Осадок в эту ловушку может попадать в результате как сноса с побережья, так и интенсивной подводно-оползневой деятельности.

Чтобы накопившиеся таким путем огромные массы осадков перешли в мобильное состояние, т. е. явились источником плотностного потока, должно сработать «спусковое устройство», которым могут быть и внешние возбудения среды, и внутренние процессы, происходящие в толще осадка. Землетрясения вызывают таким источником далеко не всегда. Так, в каньоне Скриппс за период с 1948 по 1960 г. зафиксировано 84 сильных толчка [Chamberlain T. K., 1964 г.] и лишь 11 выносов больших масс осадков из каньона. Более поздние наблюдения [Dill R. F., 1969 г.] показали, что ни одно из трех землетрясений силой 5,0, 5,8 и 6,3 балла по шкале Рихтера не смогло вызвать движения плотностных потоков или каких-либо других смещений масс осадков в верховьях каньонов Скриппс и Ла-Холла.

Можно заключить, что самих сейсмических толчков, какими бы сильными они ни были, еще недостаточно для образования плотностного потока даже при условии, что в рельефе дна имеются ловушки для накопления больших масс неконсолидированных осадков. Требуется, чтобы масса была *критической* как для емкости этой ловушки, так и для внешних возбудителей. Тогда достаточно и ничтожного сейсмического толчка, чтобы вся масса осадков пришла в движение и возник плотностной поток.

Рассмотрим более внимательно разные фазы движения плотностного потока — от его зарождения до разгрузки. По-видимому, наиболее общий случай — это трансформация оползневой массы в суспензионный поток. Качественный механизм этого явления рисуется следующим образом [Пыхов Н. В., 1976 г.]. В начальную фазу движения оползня в нем преобладают упругие деформации; когда же эти напряжения превысят предел текучести оползневой массы, движение становится вязкопластичным; при дальнейшем росте напряжений разрушаются связи сцепления между частицами и движение переходит через тиксотропный порог к вязкому режиму, т. е. непосредственно к плотностному потоку. В этом потоке кластический материал находится уже в жидкой субстанции, и вся масса перемещается вниз по склону под действием силы тяжести.

При этом в потоке возникают зоны ламинарных и турбулентных течений, между которыми в различных участках потока и на разных стадиях его движения могут осуществляться трансформации, т. е. переход одного режима движения в другой. В зависимости от мощности потока, его консистенции, скорости движения и крутизны склона могут реализовываться разные варианты таких взаимопереходов [Fisher R. V., 1983 г.]: а) ламинарное течение

преобразуется в турбулентное на всем протяжении потока; б) высокоэнергетическое турбулентное течение трансформируется в турбулентное у верхней границы потока и в ламинарное в его придонной зоне; в) расслоенный плотностной поток по мере роста скорости движения трансформируется в гомогенный турбулентный поток на всю его мощность; г) осуществляется частичный вынос взвешенного материала из придонной ламинарной зоны в верхнюю турбулентную при сохранении общей гидродинамической расслоенности потока на всем его протяжении.

Плотностные потоки, зарождаясь на шельфе, перемещаются далее вниз по континентальному склону, заполняя осадками естественные переуглубления дна или заново создавая такие переуглубления в рыхлых отложениях, что в основном происходит в начальную стадию движения, когда скорость потока и его нагрузка взвешенным материалом достаточны для эрозии морского дна.

Минимальный угол наклона, при котором возможно движение плотностного потока, зависит от эффективной плотности потока, а также от морфологических форм микрорельефа склона и состава донных осадков. От последнего фактора в основном зависят характер взаимодействия поверхности «поток—дно» и регулирование скорости торможения плотностного потока. Для потоков, нагруженных преимущественно глинистым материалом, которые в скандинавских странах получили наименование «плывущей глины», этот угол не превышает 1° [Кегг Р. Ф., 1962 г.]. Обычно же минимальные углы наклона дна, соответствующие средним уклонам континентального склона ($2-6^\circ$), значительно меньше угла естественного откоса для алевро-песчаных отложений. Поэтому уклон дна в начальную стадию движения потока не оказывает существенного влияния на масштаб явления, определяя лишь начальные скоростные и структурно-вещественные характеристики плотностного потока.

Детальное седиментологическое исследование континентального склона в области Новая Англия (США) показало, что здесь доминирует суспензионно-потоковый тип седиментогенеза. Интенсивные плотностные потоки образуются при наклоне от $1,4$ до $7,6^\circ$, их скорость достаточна для прорезания у континентального подножия V-образных долин [MacIrvine J. C., Ross D. A., 1979 г.]. Установлено также, что при скорости потоков от 65 до 70 см/с происходит вымывание песчаных зерен из поверхностного слоя донных отложений, а при скорости от 70 до 150 см/с идет интенсивный размыв осадков [Fukushima Y., Parker G., Pantin H. M., 1985 г.].

Кроме характеристик скорости существенное значение имеют эффективная плотность потока и уклон дна. В. В. Лонгинов [18] отмечает, что при уклонах порядка $0,001$ плотностной поток в режиме автосуспензии способен переносить даже тонкозернистый песок. С другой стороны, если велика концентрация суспензии, т. е. эффективная плотность потока ρ составляет не менее $0,3-$

0,5 г/см³, может развиваться высокоскоростной плотностной поток даже в начальную стадию движения и при минимальных уклонах дна. При еще более высоких значениях ρ плотностной поток, как правило, является следствием подводно-оползневых процессов, которые тоже могут возникать при незначительных уклонах дна. Так, четыре оползня площадью от 80 до 250 км² обнаружены в пределах континентального склона, имеющего уклон 1—4° в районе о. Северный (Новая Зеландия) [Lewis K. B., 1971 г.]. Мощности смещенных позднеледниковых песчано-алевритовых осадков составила 10—50 м. Об интенсивности проявления оползневого процесса свидетельствуют смятие и искривление слоев, обнаруженные во фронтальной части оползней.

Когда на пути движения потока возникает выраженное в рельефе дна препятствие, например устье каньона, то происходит существенное изменение гидродинамического режима потока — так называемый гидравлический удар, в результате которого практически мгновенно разрушаются структурные связи в теле суспензии. Следствием этого процесса являются резкое увеличение мощности потока и уменьшение его плотности, что приводит к постепенной потере скорости и к полной разгрузке от взвешенного клас-тического материала [Komat P. D., 1971 г.]. Если препятствие выражено слабо, то резкого изменения гидродинамических характеристик потока не происходит. Например, при расчлененном рельефе дна с туннельными промоинами и клифами возникают противотечения, которые приводят к смещению вод повышенной и нормальной плотности и к увеличению общего объема переносимых потоками водных масс. При этом исходный поток раздробляется на серию более мелких, ориентированных в направлении промоин [Allen J. R. L., 1971 г.].

При описании зарождения и характера перемещения взвешенных потоков мы сознательно именовали их самым общим термином — плотностные потоки. Современное состояние изученности этого вопроса дает возможность существенно детализировать и конкретизировать седиментационные свойства плотностных потоков в зависимости прежде всего от эффективной плотности, т. е. от размерности переносимых зерен осадка. По этому же показателю взвешенные плотностные потоки подразделяются на самостоятельные типы. Г. В. Миддлтон и М. А. Хэмптон [Middleton G. V., Hampton M. A., 1973 г.] выделили 4 типа таких потоков.

1. *Мутьевые (суспензионные) потоки* (turbidity currents), в которых осадок поддерживается во взвешенном состоянии турбулентным режимом движения.

2. *Обводненные осадочные потоки* (fluidized sediment flow), в которых зерна осадка поддерживаются во взвеси направленными вверх межзерновыми токами воды.

3. *Зерновые потоки* (grain flow), в которых частицы поддерживаются во взвешенном состоянии поверхностным трением зерен.

4. *Обломочные потоки* (debris flow), в них зерна (обломки пород) поддерживаются во взвеси благодаря скрепляющему их цементу.

Совершенно ясно, что эти потоки различаются не просто типом взвешенного осадка, но и гидродинамикой и, самое главное, *характером отложений*. Обломочные потоки более типичны для наземных условий. Они по всем признакам напоминают селевые потоки. Нас же в первую очередь интересуют те из описанных здесь взвесенесущих плотностных потоков, которые, характеризуясь устойчивой на всем пути движения гидродинамикой, формируют в местах разгрузки осадки с типичной последовательностью текстур — турбидиты. В процессе движения, начиная с образования подводного оползня, потоки последовательно проходят ряд самостоятельных стадий и чаще всего к месту разгрузки доставляют частицы, поддерживаемые во взвешенном состоянии только турбулентным режимом самого потока. Поэтому, скорее всего, имеет смысл говорить только о мутьевых, или суспензионных, потоках, понимая эти термины как синонимы, а в более общей схеме Г. В. Миддлтона и М. А. Хэмптона зерновые и обводненные осадочные потоки следует трактовать как фазы перемещения единого плотностного потока.

Вопросам изменения режима движения потоков (разжижающего эффекта) посвятил специальные исследования американский ученый Д. Лоуз [65, 66 и др.]. Его работы интересны прежде всего тем, что, рассматривая в основном качественную гидродинамику взвесенесущих гравитационных потоков, он сумел выделить в теле потока определенные зоны, которые различаются не только разной концентрацией взвешенных частиц, но и разным гидродинамическим режимом. Это очень хорошо увязывается с моделью идеального цикла турбидита А. Боума [Boima A. H., 1962 г.], в которой каждому текстурному элементу ставится в соответствие конкретный режим потока. На рис. 26 показаны результаты исследований Д. Лоуз [65]. Он различает три случая изменения концентрации взвеси и придает решающее значение скорости перемещения границ «слоев», характеризующихся и разной концентрацией частиц, и разным гидродинамическим режимом, поддерживающим частицы во взвешенном состоянии.

В случае мгновенного разжижающего эффекта концентрация частиц c_0 во всем теле суспензии оказывается постоянной (рис. 26, а). При частичном воздействии разжижающего эффекта на тело потока он оказывается расслоенным. Причем у нижнего слоя, не затронутого процессом разжижения, концентрация частиц равна c_1 , а у верхнего, со взвешенными частицами, — c_0 . Тенденция изменения границ слоев имеет разную направленность: верхняя граница (чистая вода — суспензия) стремится переместиться вниз под влиянием оседания взвешенных частиц, а внутренняя граница между слоем взвешенных и влекомых частиц стремится подняться вверх за счет продолжающегося отрыва частиц от нижнего слоя. Когда разнонаправленные скорости уравниваются, суспензия

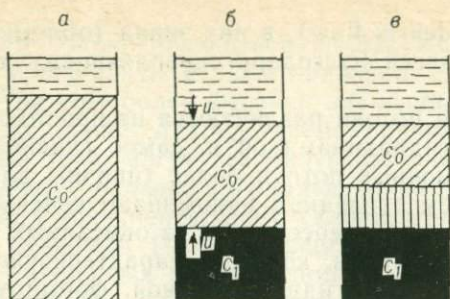


Рис. 26. Три разных случая разжижающего эффекта, действующего на взвешенный гравитационный поток [65].

приобретает устойчивый двухслойный облик (рис. 26, б). Возможна и трехслойная модель, в которой промежуточный слой может иметь концентрацию частиц, близкую либо к c_0 , либо к c_1 (рис. 26, в). В модели А. Боума промежуточному слою, вероятно, соответствует элемент с неясновыраженной горизонтальной слоистостью, залегающий непосредственно на элементе с градиентной слоистостью.

Время, в течение которого устанавливается положение границы в пределах тела суспензии под действием разжижающего эффекта, может быть определено из соотношения [65]:

$$t = \frac{h(c_1 - c_0)}{c_1 u_d \cos \beta}, \quad (13)$$

где h — начальная мощность разжижаемого слоя, измеренная перпендикулярно к склону; β — угол наклона склона; $u_d = u_\infty (1 - c_0)^n$; u_∞ — падение скорости единичной частицы в неограниченном флюиде; n — показатель степени, являющийся функцией числа Рейнольдса для частиц определенных размеров ($2,4 \leq n \leq 4,7$).

Если частицы аппроксимировать сферами, то закономерность устанавливается следующая. Для частиц небольшого размера (от 0,0625 до 0,125 мм) чем больше мощность начальной тела суспензии h , тем меньше времени требуется для появления устойчивой границы в пределах суспензии. С ростом размера частиц (от 0,25 до 2,0 мм) при тех же условиях это соотношение становится обратным.

Надо сказать, что понятие «разжижающий эффект» относительно. Им лишь подчеркивается тот факт, что мутьевой поток в процессе движения меняет концентрацию взвеси и, кроме того, он может трансформироваться под действием внешних возбудителей (землетрясения, резкие перепады глубин, сужение подводных каньонов и т. п.) и проходить в процессе развития разные стадии — от зернового потока до собственно суспензионного. Чем более грубый материал содержит поток в начальную фазу движения, тем меньшее расстояние он способен преодолеть и тем быстрее наступит «разжижающий эффект», трансформирующий зерновой или пасто-

образный поток в суспензионный, который уже способен преодолеть расстояние в сотни километров.

Гидродинамика мутьевых потоков представляет собой одно из самых интересных, важных и одновременно наименее изученных звеньев, составляющих целостную концепцию изолированных плотностных течений жидкости. Важность гидродинамических теорий заключается в том, что они дают возможность уяснить физическую сторону явления, ответить на многие вопросы, связанные с механизмом движения мутьевых потоков, дать количественную оценку процессов седиментации осадка. Гидродинамика, одним словом, позволяет понять, на что «способны», а на что «неспособны» мутьевые потоки, и тем самым положить конец слишком затянувшимся спорам, касающимся приложений этой концепции к реставрации условий формирования ряда древних стратифицированных осадочных образований, в частности флишевых и всех тех, которые в современной седиментологической классификации относятся к турбидитам.

Здесь, правда, есть своеобразные тонкости методологического плана. Дело в том, что чем глубже пытаются познать физические стороны механизма зарождения и движения мутьевых потоков, тем сложнее оказывается математический язык предлагаемых моделей. При этом утрачивается прямая связь выводных характеристик моделей с признаками отложенных осадков, поскольку в таких моделях, как правило, число эмпирических и полуэмпирических коэффициентов значительно больше числа признаков осадка, для которых можно доказательно обосновать их зависимость от данных гидродинамических параметров. Поэтому для нас важны в первую очередь те из гидродинамических моделей мутьевых потоков, которые находят конкретное отображение на текстуры и granulometрию турбидитов.

Большой вклад в разработку гидродинамических теорий мутьевых потоков внесли Г. Эйнштейн, Р. Бэгнольд, И. Плапп, И. Митчелл, П. Комар, Д. Лоуэ, Х. Пантин, С. Люти, а из советских ученых — В. В. Лонгинов, Н. В. Пыхов, Ю. Г. Пыркин, Б. И. Самолюбов, К. А. Билашвили и др. С позиций гидродинамики мутьевой поток рассматривается и как слонстое течение жидкости, в которой отдельные слои обладают разной плотностью и разной вязкостью; и как реологическое тело, в котором отдельные частицы объединены в мелкие хлопья, что опирается на предположение о локализации турбулентности в теле потока; и как турбулентный слой, пограничный с чистой водой, и т. д.

Г. Эйнштейн [Einstein H. A., 1950 г.] предложил модель, в которой мутьевой поток рассматривается как реологическое тело; кроме того, вещество потока считается однородным и пластичным. При этих условиях внутренние касательные напряжения оказываются линейной функцией от расстояния до границ потока, а их граничные значения около верхней границы потока должны естественным образом уравновешивать силу тяжести. Иными словами,

динамическое равновесие в этой модели обеспечивается равенством сил:

$$\tau_0 + \tau_i = h(\rho_1 - \rho_0) g \sin \beta, \quad (14)$$

где τ_0 — касательное напряжение у дна; τ_i — касательное напряжение на верхней границе потока; h — мощность (высота) потока; $\rho_1 - \rho_0 = \rho$ — эффективная плотность; g — ускорение свободного падения; β — угол наклона дна.

Соотношение (14) является в настоящее время общепринятым, причем вне зависимости от постулатов, положенных Г. Эйнштейном в основание своей модели. Оно приводится во всех работах по гидродинамике мутьевых потоков и во всех руководствах по седиментологии, где рассматривается осадкообразующий эффект плотностных потоков [25, 34; Пыхов Н. В., 1976; Harms J. C., 1969 г.; Allen J. R. L., 1970 г.; Middleton G. V., 1966, 1967 гг. и др.].

Скорость мутьевого потока u оценивается по-разному. В модели И. Плаппа и И. Митчелла [Plapp I. E., Mitchell I. P., 1960 г.] она определяется на основе уравнений, заимствованных из гидрологии. Еще раньше для оценки теоретических скоростей мутьевых потоков известную в гидрологии формулу Шези использовали Р. Дэли [Daly R. A., 1936 г.] и Ф. Кюнен [Kuunen Ph. H., 1937, 1952 гг.]:

$$u = c \sqrt{h \rho \beta}, \quad (15)$$

где c — коэффициент пропорциональности.

С многочисленными поправками применительно к мутьевым потокам уравнение Шези приведено в монографии Г. У. Менарда [1966 г.]. Однако эти поправки носят эмпирический характер и мало изменяют значения скорости, найденной по формуле (15).

Весьма интересен вопрос о нижней границе значений эффективной плотности ρ , при которой поток еще в состоянии перемещаться вниз по склону. Это так называемые потоки малой плотности. Р. А. Бэгнольд [Bagnold R. A., 1962 г.] теоретически обосновал, что такие потоки способны перемещаться в режиме, который он назвал *автосуспензией*. Суть его теории состоит в том, что при движении потока малой плотности вниз по склону в этот поток за счет направленной вдоль дна составляющей силы тяжести взвешенных частиц вводится дополнительная энергия [Пыхов Н. В., 1976 г.]:

$$E_v = u \rho g h \sin \beta. \quad (16)$$

Если E_v превышает энергию на преодоление трения на границах потока ($E_v > \tau_0 + \tau_i$) и на поддержание частиц во взвешенном состоянии, то взвешенные частицы передают потоку дополнительную энергию, что позволяет ему перемещаться вниз по склону со значительной скоростью в режиме автосуспензии. Иными словами, без дополнительных порций энергии извне поток способен сам поддерживать влекомые им частицы во взвеси. Режим автосуспензии наиболее характерен для потоков малой плотности, в которых взвешены преимущественно тонкодисперсные частицы. Скорее всего,

нижний предел эффективной плотности зависит от скорости потока, его мощности и уклона дна. При определенных значениях этих характеристик достаточно $\rho = 0,0001 \text{ г/см}^3$, чтобы возник мутьевой поток [Менард Г. У., 1966 г.].

Вопросы возникновения мутьевых потоков малой плотности детально рассмотрел Н. В. Пыхов [1976 г.]. Он, в частности, показал, что такие потоки могут генерироваться разрывными течениями, появляющимися в береговой зоне во время сильных штормов и направленными в сторону моря. В «горле разрыва» они имеют значительные скорости и поэтому способны удерживать во взвешенном состоянии большие массы осадков. Кроме того, потоки малой плотности могут образоваться и за счет твердого речного стока. Чаще они наблюдаются в озерах и внутренних морях (озера Мид и Женевское, Черное море, дельта р. Конго и т. д.).

П. Комар [Komar P. D., 1969 г.] существенно уточнил основное условие автосуспензии Р. Бэгнольда, справедливо полагая, что оно должно в явном виде учесть скорость седиментации частиц (их гидравлическую крупность ω), состав донных осадков, косвенно фиксируемый коэффициентом донного трения c_0 . Тогда условие автосуспензии, по П. Комару, запишется в виде

$$\rho gh (u \sin \beta - \omega) = (1 + \alpha) c_0 \rho_1 u^3, \quad (17)$$

где α — коэффициент, учитывающий в дополнение к c_0 трение между мутьевым потоком и чистой водой.

Г. Миддлтон [Middleton G. V., 1966 г.] экспериментально обосновал зависимость коэффициента α от числа Фруда для конкретного режима потока. [Напомним, что число Фруда N_F определяется по формуле $N_F = u/\sqrt{gh}$. Это величина безразмерная. Если $N_F < 1$, то поток характеризуется спокойным (докритическим) режимом движения; если $N_F > 1$, то режим бурный (сверхкритический)]. Уравнение (17) может приравниваться к нулю только в том случае, если $u \sin \beta - \omega = 0$, т. е. когда произведение скорости потока на уклон дна соответствует гидравлической крупности влекомых частиц. Тогда частицы выпадают в осадок и поток прекращает движение. Следовательно, чтобы поток двигался в режиме автосуспензии при конкретных значениях ρ и h необходимо, чтобы произведение $u \sin \beta$ хотя бы незначительно было больше, чем значение ω .

Типичный мутьевой поток, переносящий преимущественно песчано-глинистый материал, характеризуется неоднородным распределением продольных скоростей вдоль вертикального сечения потока. Причем максимум концентрации взвешенных частиц совпадает с наибольшими значениями скорости течения; это наблюдается в точках, где достигают максимума среднеквадратические отклонения пульсации скорости [Пыркин Ю. Г., Самолубов Б. И. и др., 1983 г.]. В этой зоне взвешены частицы наибольших размеров. Такая эпюра скоростей вдоль вертикального сечения мутьевого потока объясняется особенностями гидродинамики плотностных

течений — как результат активного взаимодействия плотностной стратификации потока и турбулентной диффузии.

Таким образом, любая гидродинамическая модель мутьевого потока должна фиксировать в аналитической форме связь между скоростью, мощностью, эффективной плотностью и расстоянием, которое поток проходит. Однако сложность заключается не только в трудно познаваемой гидродинамике этих потоков (в этом мы убедились, рассмотрев ряд предложенных моделей), но, самое главное, — в невозможности однозначной верификации полученных соотношений с характеристиками отложений мутьевых потоков. Именно по этой причине все авторы, стремившиеся довести свои теоретические выкладки до надежно контролируемых результатов, старались предельно упростить модели, сведя число неизвестных параметров к минимуму.

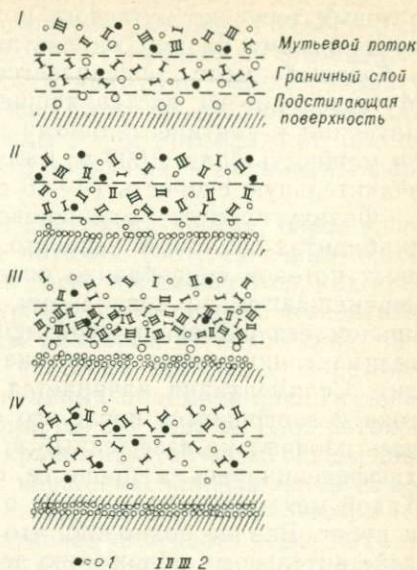
Во введении при описании суспензионно-потокового типа литогенеза мы вкратце охарактеризовали все известные на сегодня морфологические разновидности отложений мутьевых потоков — турбидитов. Более обстоятельно они описаны в монографии автора [31]. Поэтому в данном случае имеет смысл остановиться на том, на что раньше не обращалось должного внимания в литературе по седиментологии, — *на связи гидродинамики мутьевых потоков с их осадкообразующей деятельностью (в общем виде), а более конкретно — на седиментологической трактовке текстурных разновидностей турбидитов и на связи этих разновидностей с режимами движения и разгрузки мутьевых потоков.*

Естественно, что чем более грубозернистыми породами представлены турбидиты, тем менее отчетливо выражены в них текстурные признаки отдельных элементов турбидита. Мутьевые потоки, производными которых являются такие турбидиты, были достаточно мощными, энергоемкими и характеризовались высокой эффективной плотностью [Sassa K., 1984 г.]. Тонкозернистые же турбидиты алевро-глинистого состава представлены, как правило, чередованием маломощных слоек с градационными текстурами, образованными эпизодически возникавшими мутьевыми потоками незначительной эффективной плотности и большой мощности. Именно к такому выводу пришли Д. Стоу и А. Боуен [Stow D. A. V., Bowen A. J., 1978 г.], проанализировавшие отложения континентального склона Новой Шотландии (атлантическое побережье Юго-Восточной Канады) в интервале глубин 200—5000 м.

Чем меньше размер зерен в алевритовых слоях единичного турбидита, тем больше могут быть диапазоны скоростей потока, способного переносить их во взвешенном состоянии. Однако для каждой фракции существует нижний предел скорости, при котором частицы начинают выпадать в осадок. Если торможение потока растягивается во времени, то сложность оказывается нечеткой; если же поток теряет скорость достаточно быстро, то образуется турбидит с чередованием небольших по мощности, но достаточно резко разграниченных слоев алеврита и глины. Скорость

Рис. 27. Последовательные стадии образования алевритового и глинистого слоев путем прохождения частиц через граничный слой мутьевого потока [77].

1 — алевритовые зерна разных размеров; 2 — глинистые флоккулы разных размеров.



аккумуляции таких слоев u_a зависит от гидравлической крупности частиц ω , их концентрации в потоке c и плотности ρ_c . Поэтому частицы, размеры которых близки к критическим для конкретной скорости потока, смешиваются в осадке и, несмотря на общую градиционную слойчатость турбидита, ближе к границе слоя увеличивается число частиц, соответствующих граничным значениям критических скоростей потока.

Если в потоке были значительные флуктуации скорости, то алевритовые частицы, вероятнее всего, выпадали в осадок в течение наиболее резких перепадов скорости, а глинистые — в относительно спокойные периоды. Д. Стоу и А. Боуэн [Stow D. A. V., Bowen A. J., 1978 г.] полагают, что наиболее крупные алевритовые частицы концентрируются в нижней части потока и образуют в турбидите подстилающий слой. Чем больше осадка сосредоточивается в верхней части граничного слоя, т. е. слоя, разграничивающего нижнюю часть потока и поверхность дна, тем интенсивнее растет концентрация в этом слое глинистых частиц; отдельные флоккулы (мелкие комочки) начинают разрушаться и в слое концентрируются частицы тех размеров, которые движущийся поток способен переносить во взвешенном состоянии. При достижении в этой зоне потока критической концентрации глинистых частиц они вновь образуют флоккулы, оседающие на верхнюю поверхность алевритового слоя. Процесс перераспределения частиц в потоке заканчивается появлением в нижней части турбидита еще одного алевритового слоя, частицы в котором в среднем более мелкие по размеру. Последовательные стадии этого процесса показаны на рис. 27. Такой моделью можно объяснить образование градиционных текстур даже в маломощных (сантиметровых) алевритовых слоях дистальных турбидитов.

На континентальной окраине Новой Шотландии алевритовые слои турбидита мощностью 2—4 см образуются в течение 2—4 сут [Stow D. A. V., Bowen A. J., 1978 г.], тогда как для формирования тонкого (первые миллиметры) слоя перекрывающей их глины требуются многие месяцы. Если скорость выпадения алев-

ритовых зерен из мутьевого потока контролируется в основном критическими размерами частиц, то отложение глинистых частиц в большей мере определяется их гидравлической крупностью. Мутьевые потоки, доставлявшие тонкозернистый алевро-глинистый материал к континентальному подножию Новой Шотландии, имели мощность более 1000 м, малую плотность ($\rho = 0,001 \text{ г/см}^3$) и незначительную скорость (9—16 см/с) [77].

Физику процесса возникновения отсортированной слоистости в турбидитах объяснить непросто. На ранних стадиях изучения мутьевых потоков справедливо полагали, что коль скоро эти потоки перемещаются по подводному склону как изолированное тело, причем без рассеяния турбулентности в процессе движения, то и седиментации частиц из потока во времени движения не происходит. Седиментация начинается лишь в процессе торможения потока и завершается после его остановки. Тогда естественно, что весь изначально взвешенный в потоке материал начинает оседать, дифференцируясь в процессе седиментации по крупности зерен. Такой механизм образования отсортированной слоистости логичен и прост. Вполне возможно, что в ряде случаев он соответствует и действительному положению дел.

Однако более углубленное изучение гидродинамики плотностных потоков показало, что образование текстур турбидита связано не только с конечной фазой существования мутьевого потока. Выяснилось, что во многом это зависит от условий зарождения потока, т. е. от его начальной эффективной плотности, характера подводного рельефа и продольной скорости движения [Комар Р. Д., 1985 г.]. При определенных сочетаниях этих условий отсортированная слоистость может формироваться так же, как при тонкодисперсной взвеси и незначительных скоростях самих потоков [77], а в определенной геоморфологической ситуации — вообще может не зависеть от конкретных значений эффективной плотности потока и его скорости, а определяться только изменением этих параметров во времени при прохождении потоком устья подводного каньона [Пыхов Н. В., 1982 г.].

Что касается изменений эффективной плотности во времени, то в случае возникновения мутьевого потока в результате разжижения оползня, как показал Н. В. Пыхов [1982 г.], плотность будет монотонно падать с увеличением времени. Если же поток явился следствием паводка, то в зависимости от типа подводной ловушки материала плотность будет либо сначала медленно возрастать, а затем резко падать, либо, напротив, сначала резко возрастать, длительное время оставаться неизменной, а затем резко сокращаться до нулевого значения. И в любом случае, что наиболее важно, частицы в слое турбидита будут распределены в строгом соответствии с их гидравлической крупностью, т. е. в основании турбидита будет зафиксирована текстура типа *graded bedding* — отсортированная слоистость.

Интересна связь начальной эффективной плотности потока (средней по длине его движения) с режимами перемещения частиц

разной крупности и с характером текстур турбидита. Мы уже отмечали, что в современной седиментологии различают потоки разной эффективной плотности: от гравийно-галечных до суспензионных, для которых значения плотности ничтожно малы. Однако важно знать не только то, к какой категории принадлежит тот или иной поток, а какого размера частицы в нем преобладают, ибо от этого во многом зависят и режим его движения, и механизмы формирования текстур.

Принято выделять три ведущие популяции частиц, определяющие характер их транспортировки потоком [66]: 1) глина, алеврит, а также тонко-среднезернистый песок перемещаются, как правило, во взвешенном состоянии в турбулентном режиме независимо от концентрации взвеси; 2) частицы размером от грубозернистого песка до небольшой гальки лишь частично взвешены в потоке; 3) из гальки всех размеров и неокатанных обломков пород только 10—15 % этого материала перемещается во взвеси. Для потоков последних двух типов характерен крайне неустойчивый режим движения, существенно зависящий от начальной концентрации клас-тики и от уклона дна. При значительных уклонах поток быстро теряет свою концентрацию, его эффективная плотность резко падает, он трансформируется в нормальный мутьевой поток. Лишь на начальных этапах движения такой поток формирует мощные тела проксимальных грубозернистых турбидитов с неясно выраженными текстурами.

Характерная последовательность текстур в проксимальных турбидитах (высокоплотностные потоки) и в дистальных турбидитах (низкоплотностные потоки) показана на рис. 28, а. Эта обобщенная модель построена на основе анализа большого числа разновидностей турбидитов разного состава. Текстуры S_{1-3} соответствуют грубозернистому проксимальному турбидиту, образованному высокоплотностным зерновым потоком, а текстуры $T_1, T_{d,e}$ являются разновидностью известной модели А. Боума [Bouma A. H., 1962 г.], причем нижний интервал T_1 включает иногда интервалы T_b и T_c модели А. Боума. На рис. 28, б представлена попытка осреднить мощности отдельных текстурных элементов турбидитовой последовательности, каждый из которых сопоставляется с определенным режимом переноса частиц как высокоплотностными, так и низкоплотностными мутьевыми потоками. Ось абсцисс соответствует основанию турбидита, а ось ординат представляет ту последовательность текстур, которая изображена на рис. 28, а. Можно видеть, что чем дальше от начала движения потока произошло отложение осадков, тем большая доля текстур соответствует модели дистального турбидита и меньшая — проксимального. Вершина этой условной кривой характеризует «момент» смены режима движения, т. е. переход высокоплотностного потока в низкоплотностной мутьевой поток.

Если попытаться связать объем начальной оползневой массы $Q_{оп}$, ее среднюю пористость $n_{оп}$ с пористостью образованного турбидита n_t и его площадью $S = Bl_t$, то можно оценить и потенци-

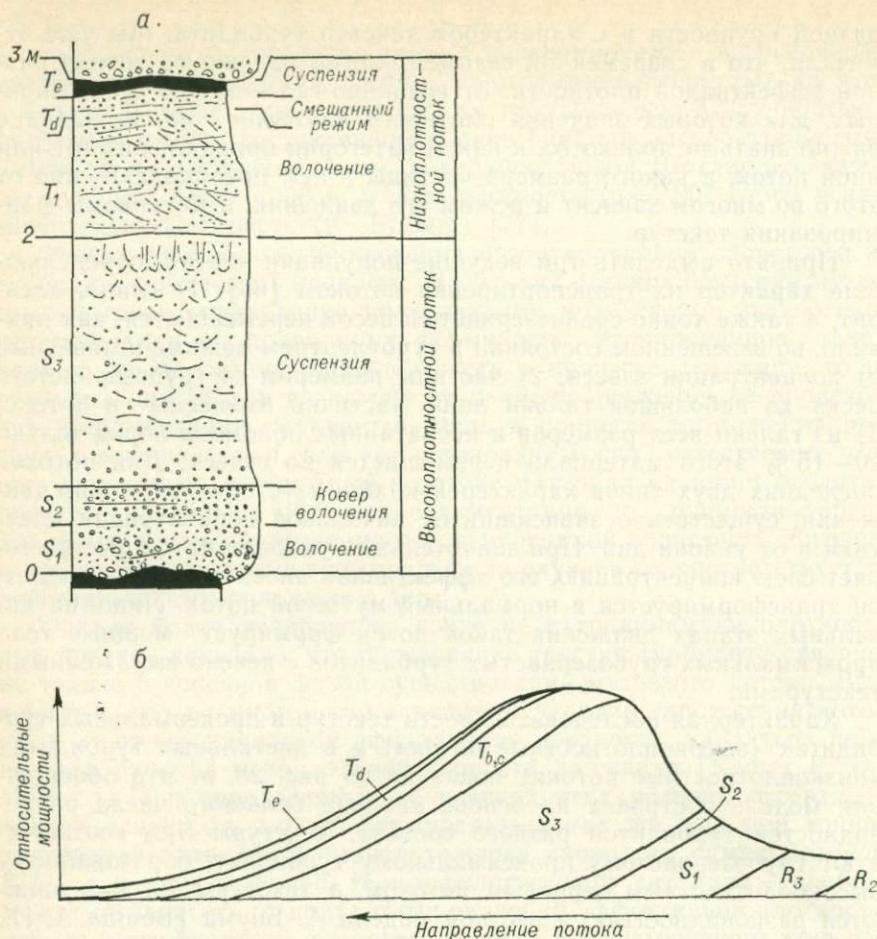


Рис. 28. Режимы переноса кластики мутьевыми потоками и характерные последовательности текстур турбидитов [66].

а — текстуры отложений высоко- и низкоплотностных мутьевых потоков; б — изменение мощности отдельных текстурных элементов турбидитов в направлении движения потока.

альные мощности элементарных циклов турбидита, получившихся из известных начальных объемов оползня, преобразуемого затем в гравитационный плотностной поток. Формула, по которой можно выполнить ориентировочные вычисления, имеет вид [Пыхов Н. В., 1982 г.]

$$h_{\tau} = \frac{(1 - n_{оп}) Q_{оп}}{(1 - n_{\tau}) B l_{\tau}}, \quad (18)$$

где B — ширина подводной долины; l_{τ} — протяженность отложений мутьевого потока.

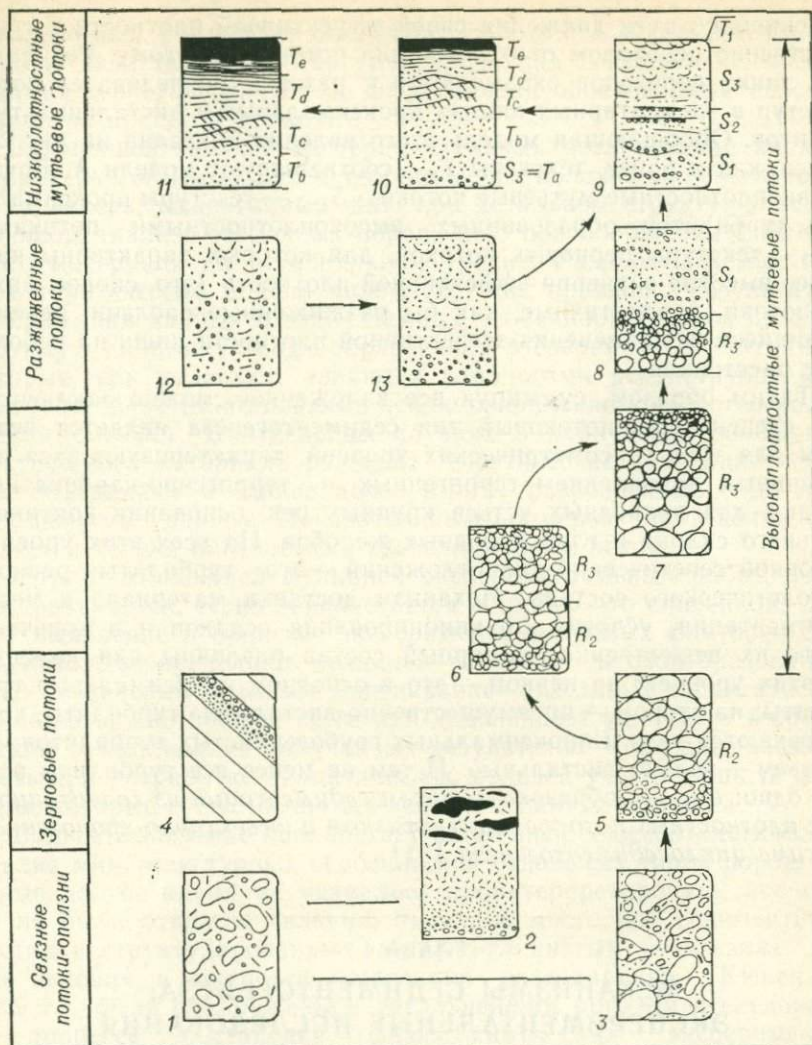


Рис. 29. Обобщающая модель, устанавливающая гипотетическую связь между режимами движения потоков разной эффективной плотности и характерными текстурами турбидитов [66].

1—13 — разные сочетания элементарных циклов.

В среднем мощность элементарного цикла турбидита должна составлять $10^{-8} Q_{оп}$, что в целом хорошо согласуется с наблюдениями.

В начале данного раздела мы отмечали, что хотя в природе существует несколько разновидностей плотностных потоков, чаще всего они не живут как самостоятельные типы от момента зарождения до разгрузки, а характеризуются постепенным (или резким)

падением по пути движения своей эффективной плотности и соответственно переходом от одного типа потока к другому. Результатом таких переходов оказываются и разные последовательности текстур в элементарных циклах проксимальных и дистальных турбидитов. Обобщающая модель этого явления показана на рис. 29. Здесь, как и ранее, текстуры T_{a-e} соответствуют модели А. Боума (низкоплотностные мутьевые потоки); S_{1-3} — текстуры проксимальных турбидитов, образованных высокоплотностными потоками; R_{2-3} — текстуры зерновых потоков, для которых характерны наиболее высокие значения эффективной плотности (это, скорее, даже не потоки, а пластичные, как бы разжиженные оползни, перемещающиеся без изменения эффективной плотности лишь на небольшие расстояния).

Таким образом, суммируя все изложенное, можно заключить, что суспензионно-потокосный тип седиментогенеза является ведущим для трех гипсометрических уровней, характеризующихся интенсивным накоплением терригенных и терригенно-карбонатных толщ, — для подводных устьев крупных рек, основания континентального склона и глубоководных желобов. На всех этих уровнях основной генетический тип отложений — это турбидиты разного литологического состава. Механизм доставки материала к месту седиментации, условия фракционирования осадков и в конечном итоге их вещественно-текстурный состав различны для каждого из этих уровней: на первом — это в основном проксимальные турбидиты; на втором — преимущественно дистальные турбидиты, хотя встречаются тела и проксимальных грубозернистых турбидитов; на третьем — только дистальные. И тем не менее все турбидиты роднит одно: *все они образованы путем седиментации из гравитационных плотностных потоков в инъективном и инъективно-хроногенном режиме циклоседиментогенеза* [31].

ГЛАВА 4

МЕХАНИЗМЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ЛОТКИ

При реставрации процессов осадконакопления геологического прошлого специалист по физической седиментологии имеет возможность использовать всю совокупность сведений, получаемых при исследованиях процессов современного осадкообразования, и может опираться как на вполне надежную основу для палеоседиментологических реконструкций на модели литодинамики. Кроме того, доступность для непосредственного исследования процессов современного осадкообразования открывает широкие перспективы *экспериментального анализа*, сводящегося к воспроизведению в лабораторных условиях всего комплекса текстурных характеристик,

наблюдаемых в древних осадочных породах. Следствием такого подхода является хорошо аргументированная, а главное, воспроизводимая теоретическая база, допускающая обоснованный перенос знаний на процессы прошлого.

Важнейшей задачей экспериментальных исследований является проверка опытным путем теоретических положений генетического характера, выдвигаемых либо при детальном структурно-вещественном анализе осадочных пород, либо при обобщении фактического материала на региональном уровне. Разрабатываемые при этом генетические модели являются, как правило, результатом отображения данных о вещественных особенностях пород на фиксируемую динамику осадкообразования в современных бассейнах, которые, как полагают, являются гомологами реконструируемых палеобассейнов (обстановками осадконакопления в палеогеографическом смысле). В отдельных случаях эмпирические обобщения фактического материала рожают теоретические концепции, которые объединяют в единое целое многие разрозненные и до того необъяснимые данные. Показательным примером такой концепции является теория плотностных гравитационных потоков.

Другой важнейшей функцией экспериментальных работ, которая, разумеется, тесно переплетается с только что описанной, служит выявление в процессе эксперимента значимых факторов среды, которые определяют механизм текстур- и слоеобразования. Такое «экспериментальное взвешивание» отдельных характеристик процесса важно прежде всего при дальнейшем уже чисто теоретическом осмысливании полученных результатов — оно дает возможность при разработке аналитических моделей учесть лишь те факторы, которые существенно влияют на механизм процесса.

Большое значение приобретает детальный седиментологический анализ микротекстурных особенностей отдельных типов пород, которые долгое время не удавалось проинтерпретировать, поскольку не были открыты явления, имеющие место при седиментации частиц в структурированных песчано-глинистых суспензиях. Такие явления, в частности «конвекция отстаивания» [Кюнел Ф., 1969 г.], были обнаружены и детальнейшим образом исследованы в процессе постановки физико-химических экспериментов [Dott R. H., Jr., 1963 г.; Федорова Г. Г., 1966 г.; Кюнел Ф., 1969 г.; Смирнов Г. А., Федорова Г. Г., 1974 г.]. Поэтому можно заключить, что экспериментальные работы дают возможность открывать и исследовать тонкие явления седиментогенеза и с их позиций истолковывать противоречивые и неясные детали текстур, а также микрогоризонтальной и косо́й сло́йчатости в пределах отдельных более мощных слоев.

Отметим еще одну задачу, которая ставится перед экспериментальными исследованиями. Мы имеем в виду выявление площадных количественных закономерностей, определяющих интенсивность и направление разноса осадочного материала вдольбереговыми донными течениями и волнами в прибрежных гидродинамически активных зонах шельфа. Эта задача решается с помощью

трассеров, т. е. различным образом меченых частиц. Такого рода закономерности, изученные в пределах крупных территорий, позволяют глубже вскрыть физику процесса рассортировки кластического материала, оценить интенсивность и направленность процесса, а при палеоседиментологических реконструкциях — восстановить пути миграции обломочных частиц и указать наиболее вероятные места, связанные с локализацией полезного ископаемого россыпного типа [1].

Разумеется, перечисленные здесь задачи экспериментальных работ в области физической седиментологии далеко не исчерпывают весь спектр проблем, которые частично или полностью решаются опытным путем, т. е. постановкой специальных экспериментов как в лабораторных условиях, так и непосредственно во время полевых исследований. С другой стороны, описанные нами задачи нельзя рассматривать и как независимые между собой. Все они взаимосвязаны; так, в процессе отдельных экспериментов, например в седиментационных лотках, одновременно и проверяется чисто теоретическая гипотеза, трактующая механизм формирования какой-либо текстурной характеристики слоя, и выявляются значимые факторы, наиболее полно раскрывающие физику процесса, и оценивается достоверность палеоседиментологических реконструкций по морфологии текстурных форм.

Экспериментальные работы в лабораториях обычно ставятся в седиментационных лотках. Известны два основных вида лотков: *прямоточные*, чаще всего с возвратным режимом движения жидкости, и *круговые*, или *циркулярные*. Среди прямоточных лотков по назначению проводимых в них исследований можно выделить лотки гидравлические, гидродинамические, русловые и методические, или собственно седиментационные. Именно последние представляют для нас наибольший интерес. Кроме лотков эксперименты ставятся в седиментационных трубках и аэродинамических трубах. Некоторые примеры прямоточных лотков с детальной их технической характеристикой были приведены в монографии автора [29]. Поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким описанием лотков новейших конструкций.

Седиментационные лотки имеются практически во всех западноевропейских и американских научных центрах, изучающих процессы современного осадкообразования. На них ставятся тонкие эксперименты по воспроизведению разных режимов потока с целью изучения механизмов транспортировки зерен разной крупности [Hammond T. M., Collins M. B., 1979 г.; Moss A. J., Walker P. H., Hutka J., 1980 г. и др.]; моделируется гидродинамика плотностных потоков [Kersey D. G., Hsü K. J., 1976 г. и др.]; исследуются процессы формирования слоистости осадков [59; Pasierbiewicz K. W., 1982 г. и др.]; изучаются механизмы образования разных видов рифелей [70, 67; Miller M. C., Komar P. D., 1979, 1980 гг.; Broome R., Komar P. D., 1979 г.; Hammond T. M., Collins M. B., 1979 г.; Honji H., Kaneko A., Matsunaga A., 1980 г. и др.], а также решаются многие другие важнейшие задачи физической седиментологии.

В Скрипсовском океанографическом институте установлен крупный волновой лоток (по существу, искусственный канал), предназначенный для воспроизведения процессов, формирующих различные формы волновой ряби, и для изучения механизма переноса частиц разной крупности при меняющихся скоростях движения воды [Dingler J. R., 1979 г.].

На рис. 30 показаны три типа возвратно-прямоточных седиментационных лотков. Главное, что удалось доказать экспериментально вне зависимости от седиментологического содержания опытов, — это *дискретное изменение основных гидродинамических характеристик потоков*.

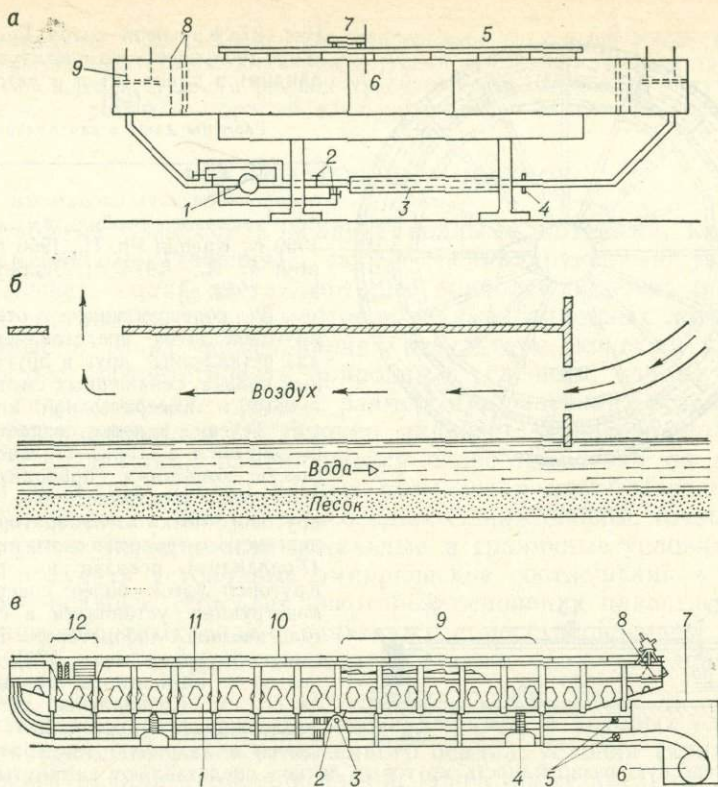


Рис. 30. Некоторые конструкции возвратно-прямоточных седиментационных лотков.

а — лоток Массачусетского технологического института (США) [59].

1 — насос; 2 — ветровые клапаны; 3 — охлаждающий кожух; 4 — перекрывающая пластина; 5 — боковое ограждение; 6 — место наблюдений; 7 — инструментальная рама; 8 — направляющие потока; 9 — волновой глушитель.

б — лоток Австралийского национального университета [70].

в — лоток Кильского университета (ФРГ) [67].

1 — поддерживающая балка; 2 — гибкая трубка; 3 — центр вращения в вертикальной плоскости; 4 — домкраты; 5 — клапаны, регулирующие поток; 6 — насос; 7 — резервуар; 8 — хвостовая часть; 9 — смотровые окна; 10 — ограждение; 11 — основной канал; 12 — ограничители скорости потока.

Постановка экспериментов, особенно связанных с моделированием слоистости и разнообразных текстурных форм, что требует поддержания устойчивого режима потока в течение длительного времени, сопряжена в возвратно-прямоточных лотках со значительными трудностями. Прежде всего это связано с ограниченной длиной таких лотков и требующимся в связи с этим неоднократным возвратом суспензии. В процессе же ее прохождения через систему приводных труб резко изменяется скоростной режим и, как следствие этого, структура суспензии. Поэтому после каждого возврата в головной бункер суспензия приобретает те же скоростные характеристики, что и в начальную стадию эксперимента. Изменяется лишь ее эффективная плотность. Все это не может не сказаться на результатах экспериментальных исследований.

Отмеченные недостатки частично преодолеваются при использовании круглых лотков, которые одним из первых приспособил к седиментологическим экспериментам Ф. Кюнен [Kuonen Ph. H., 1959 г.]. Сначала в этих лотках ставили эксперименты по моделированию абразии галек и песчаных зерен, а затем — по

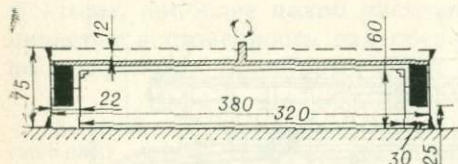
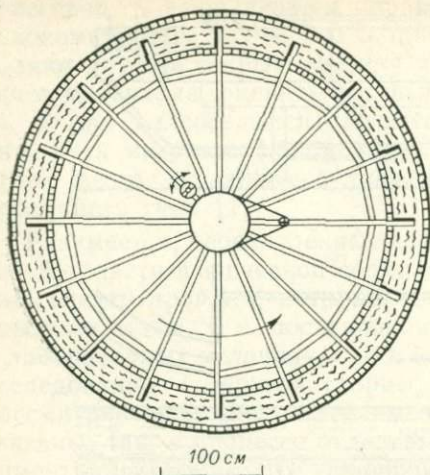


Рис. 31. Круговой лоток Гронинггенского геологического института (Голландия) в плане (а) и в разрезе (б) [52].

Размеры даны в сантиметрах.

воспроизведению слоистости и текстур типичного турбидита [Кюнен Ф., 1969 г.; Kuenen Ph. H., 1966 г.; Hampton M. A., 1975 г.; Ashley G. M. a. o., 1982 г.].

В конструктивном отношении круговой лоток представляет собой два вставленных друг в друга бетонных кольца, оснащенных смотровыми окнами и измерительной аппаратурой. Течение в лотке создается вращающимися в горизонтальной плоскости лопастями, приводимыми в движение электромотором. Разрез кругового лотка из лаборатории Гронинггенского геологического института (Голландия) показан на рис. 31. Круговой лоток более совершенной конструкции установлен в седиментологической лаборатории Вашингтонского университета [71]. Выполнен он из плексиглаза, ширина канала 50 см. Специальное устройство поддерживает постоянный состав взвеси и заданную температуру воды.

Интересную разновидность круговых лотков представляют замкнутые лабораторные лотки туннельного типа. Изображенный на рис. 32 такой лоток имеет длину всего 3 м; он используется для моделирования волновой ряби.

Основным преимуществом круговых лотков является то, что течение в них может сохранять устойчивый скоростной режим практически не ограниченное время. Это дает возможность наблюдать седиментацию и моделировать слоистость, продуцируемую глинистыми суспензиями даже незначительной эффективной плотности, т. е. воспроизводить процессы грануло- и стратоседиментогенеза, на реализацию которых требуется длительное время. Кроме того, на круговых лотках затрачивается значительно меньше песчаного материала и морской воды; с помощью же электромотора можно регулировать скоростной режим потока, добиваясь либо плавного, либо скачкообразного его изменения.

Однако в сравнении с прямооточными лотками круговые имеют и ряд недостатков. С помощью горизонтально вращающихся не всегда удается достигнуть необходимого для опыта скоростного режима, и, как следствие этого, в придонном слое потока турбулизирующие вертикальные завихрения оказы-

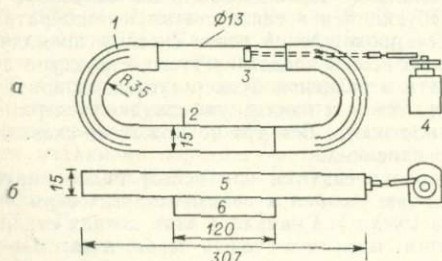


Рис. 32. Схематическое изображение лотка туннельного типа [61] (а — план; б — вид сбоку).

1 — направляющие лопасти; 2 — контрольная часть; 3 — поршень; 4 — мотор; 5 — дно лотка; 6 — углубление для песка.

Размеры даны в сантиметрах.

ваются недостаточными. Кроме того, непрерывное (в каждой точке) преодоление сопротивления стенок лотка при круговом вращении суспензии также препятствует заданию нужного режима турбулентности. Сложности могут возникнуть и из-за различия скоростей вдоль наружной и внутренней стенок лотка.

РЕЖИМЫ ПЕРЕНОСА ОСАДКОВ

Проблема транспорта осадков водными потоками, как однонаправленными (течения), так и осциллирующими (волнение на шельфе), — одна из тех, которые наиболее надежно решаются путем постановки экспериментов в седиментационных лотках. Полученные в таких исследованиях результаты, конечно, не могут полностью соответствовать природным условиям, однако взаимосвязь гидродинамики среды с размером образующих осадок фракций устанавливается достаточно надежно. Уверенно можно судить о воздействии изменяющейся скорости потока на вовлечение в движение частиц разных размеров и на образование текстурных форм на поверхности осадка. Одним словом, *точно* фиксированные в эксперименте начальные и граничные условия позволяют получать устойчивые эмпирические соотношения в системе «поток—осадок». Это дает некоторые основания надеяться, что и решения обратных задач, связанных с восстановлением условий транспорта и захоронения осадков, также окажутся доказательными.

Мы рассмотрим примеры экспериментов, в которых изучались эрозия (размыв) ранее отложенного осадка, условия (критические скорости) начала движения частиц, допустимые пределы скорости для перемещения частиц разных размеров в режимах волочения (перекатывания), сальтации и во взвеси, а также механизм поддержания осадка во взвеси.

Из общих соображений в первом приближении ясно, что размыв ранее отложенного осадка может начаться тогда, когда скорость потока превысит значения срывающих скоростей для составляющих осадок частиц. Причем значения эти существенно различны не просто для частиц разных размеров, а ощутимо меняются в зависимости от их количественного соотношения в осадке, от минерального состава и, наконец, от времени спокойного (без воздействия течения) залегания на дне.

Так, хорошо известно, что присутствие в осадке карбонатной составляющей должно способствовать более быстрой его литификации, а значит, для размыва такого осадка скорость потока должна быть выше, чем для размыва терригенных частиц той же размерности. Эксперимент призван конкретизировать общие сведения такого рода. Дж. Соутард, Р. Янг и К. Холлистер [Southard J. V., Young R. A., Hollister C. D., 1971 г.] выполнили в круговом лотке длительное экспериментальное исследование этого вопроса. Они использовали глинистый карбонатный ил, отобранный из донных отложений западного склона желоба Пуэрто-Рико с глубины 4400 м. Карбонатный материал составлял по весу 71 %; размеры

частиц осадка колебались от 0,025 до 0,125 мм. Вода в лотке была морская, толщина слоя осадка составляла 30 см. В результате эксперимента установлено, что даже после нескольких десятков часов, прошедших со времени отложения осадка, значения необходимых для размыва осадка критических скоростей потока (15—19 см/с) оказались существенно ниже тех, которые ожидалось до эксперимента, причем даже через 494 ч после начала опыта значения критической скорости не возрастали.

Этот результат можно трактовать как неожиданный, если иметь в виду только продолжительность эксперимента и не соотносить ее с реальной длительностью тех же процессов в природных условиях. Ясно поэтому, что экспериментальные исследования могут внести существенную ясность в понимание *механизма* процесса седиментации, но дать оценку фактора времени как возможной позитивной характеристики тех же процессов они бессильны, ибо несопоставимы масштабы длительности процесса в лабораторных условиях и в реальной среде. Даже «мгновенные» (с геологических позиций) воздействия на осадок оказываются непреодолимо растянутыми при постановке экспериментов в лотках.

Можно проверить экспериментально и другое положение, которое качественно также хорошо известно. Речь идет о влиянии на эрозию донных отложений биологических процессов в толще осадка, т. е. о роли биотурбации в изменении реакции осадка на подвижность водной среды. Действительно, легко себе представить следующий механизм. Активная жизнедеятельность донных организмов приводит не только к уменьшению сцепления между отдельными частицами, но и к существенному перераспределению этих частиц как на поверхности осадка, так и в его толще [Айбулатов Н. А., Друшиц В. А., 1985 г.]; это в свою очередь увеличивает проницаемость осадка и изменяет его граничные свойства на поверхности раздела. Ясно также, что интенсивность биотурбации зависит прежде всего от плотности биомассы на дне и от минерального состава осадка. Все это дает возможность предполагать уменьшение критических скоростей потока при размыве осадка, подвергшегося биотурбационным процессам. Однако и в данном случае эксперимент призван не столько подтвердить правильность этого заключения, сколько выявить и по возможности количественно оценить те факторы, которые в системе «поток—осадок—бентос» оказывают решающее воздействие на эрозию донных отложений.

Проведенными опытами в круговых седиментационных лотках установлено [71; Smith J. D., 1977 г.; Rhoads D. C. а. о., 1978 г. и др.], что определяющей характеристикой в этом процессе является пеллетизация осадка; она меняет размерность частиц и влияет на значения критических скоростей потока. Можно было предположить, что фекальные пеллеты эродируются более легко, чем минеральные частички тех же размеров. Однако эксперименты [Rhoads D. C. а. о., 1978 г.] показали, что всего через 10 сут развития микробиоты значения критических скоростей вовлечения

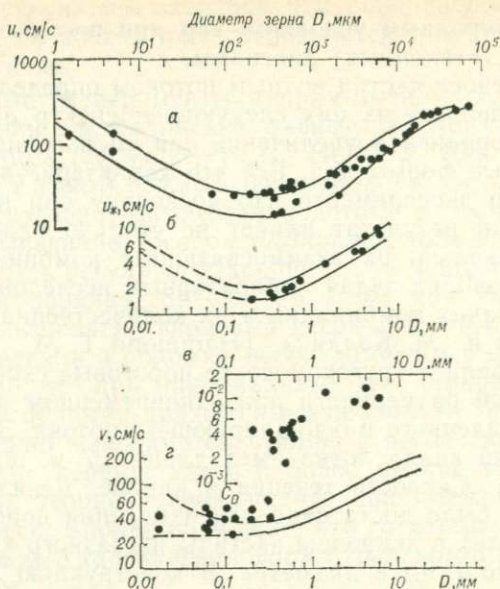


Рис. 33. Графики, по которым оценивается критическая скорость потока, вовлекающего в движение частицы разных размеров ([71], с изменениями).

a — диаграмма Хьюльстрема 1935 г.; *б* — диаграмма Инмана 1949 г. (c_D — коэффициент волочения, определенный Инманом в лабораторных условиях и использованный им для построения диаграммы *в*); *г* — диаграмма Сандберга 1967 г. (эта диаграмма лучше других подходит для определения критических скоростей размыва осадка, подвергшегося биотурбации).

осадка в движение возрастают на 45% для частиц диаметром 60 мкм.

На рис. 33 показаны четыре диаграммы, по которым можно оценить приблизительные значения критических скоростей вовлечения в движение абиотических осадков разных размеров. Наиболее известная из них — диаграмма Хьюльстрема 1935 г. На ней показана главная тенденция этого процесса — существование наименьших скоростей, отвечающих частичкам диаметром 200—400 мкм. Для размыва более тонких и более крупных частиц требуются большие скорости потока. Эта тенденция подтверждается и диаграммами других авторов. Поэтому для большинства задач физической седиментологии вполне достаточна точность, гарантируемая диаграммой Хьюльстрема.

Надо сказать, что все эти диаграммы построены по данным лабораторных экспериментов в лотках; в опытах использовались однородные по составу частицы плотностью 2,65 г/см³, скорость потока менялась плавно по линейному закону. Поэтому приведенные диаграммы могут служить лишь отправной точкой для более тонких экспериментов по оценке граничных скоростей переноса частиц в разных режимах потока. При этом и состав осадков, и характер колебаний скоростей потока должны в большей мере соот-

ветствовать природным условиям, чем при построении этих идеализированных (эталонных) диаграмм.

Режим переноса частиц водным потоком определяется многими факторами; основные из них следующие: спектр размеров зерен, их плотность, градиенты увеличения или уменьшения скорости потока, текстурные формы дна. Все эти характеристики могут быть фиксированы в эксперименте. Но поскольку они не независимы, то на конечный результат влияет не столько каждая из них в отдельности, сколько их взаимосвязанные комбинации. Поэтому одной из важнейших задач лабораторных исследований является обнаружение таких комбинаций и их количественная оценка.

Т. Хэммонд и М. Коллинз [Hammond T. M., Collins M. B., 1979 г.] оценивали в круговом лотке пороговые скорости переноса осадка песчаной размерности при одновременном воздействии на дно однонаправленного и осциллирующего потока. Замкнутый экспериментальный канал лотка имел длину 3,7 м, ширину 30 см и глубину 30 см. Скорость течения в канале менялась от 0 до 40 см/с. Этого было достаточно для измерения пороговых скоростей, вовлекающих в движение частицы несвязного кварцевого песка размером до 1 мм в диаметре. В конструкцию лотка входила также подвижная рама длиной 2,4 м и шириной 25 см, с помощью которой в лотке возбуждался еще и волновой осциллирующий режим (длина волн до 100 см, период от 3 до 20 с). Во всех экспериментах наиболее устойчивый скоростной режим потока фиксировался на глубинах от 14 до 16 см (для волн с периодом 5 с) и на глубинах от 23 до 25 см (для волн с периодом 15 с).

В итоге авторы установили, что при воздействии на дно только волнового режима движение мелких и средних песчаных зерен начинается при более низких значениях критической скорости для короткопериодных волн в сравнении с длиннопериодными. В случае же, когда на осадок одновременно воздействуют и однонаправленный водный поток и волновой режим, закономерность оказывается обратной: более низкие срывающие скорости фиксируются для более длиннопериодных волн (с периодом 15 с). Так, во всех без исключения экспериментальных сериях было отмечено, что для частиц грубого песка ($Md=771$ мкм) при скорости волн 12 см/с срывающие скорости u_* оказались равными 15,9 и 21,3 см/с для волн с периодом 15 и 5 с соответственно. Данная закономерность как раз и выявляет одну из комбинаций факторов, о которых упоминалось выше. Ее физический смысл неоднозначен. Скорее всего, это вызвано большей энергоемкостью длиннопериодных волн: проникая в поток на большую глубину, они добавляют импульс скорости потоку, благодаря чему и происходит отрыв частиц от дна при более низких значениях срывающей скорости.

С. Видман и Р. Слингеленд [Weedman S. D., Slingerland R., 1985 г.] установили еще одну любопытную закономерность перемещения в потоке песчаных частиц: зерна размером от 150 до 380 мкм при сдвиговых скоростях потока от 4,8 до 90 см/с перемещаются над дном в виде «песчаных струй», параллельных дну.

Причем эти «струи» тем заметнее, чем ниже скорость потока. При значительных скоростях они смешиваются и зерна движутся достаточно хаотично.

Любопытные эксперименты в прямоточном седиментационном лотке поставили австралийские ученые А. Мосс, П. Уолкер и Дж. Хутка [Moss A., Walker P. H., Hutka J., 1980 г.]. Их интересовал вопрос: в каком режиме перемещаются частицы разных размеров при длительном воздействии потока со скоростями, превышающими срывающие. Осадок выбирался абсолютно не сортированный. Скорость регулировалась расходом жидкости, который менялся на два порядка: от 0,07 до 7 л/с при угле дна 0,042 ($2^{\circ}41'$). Использовался кварцевый песок ($Md=0,43$ мм), однако в нем присутствовали и обломки пород до 30 мм в диаметре. В итоге установлено, что при максимальных для данной установки скоростях потока обломки движутся независимо от остальных частиц преимущественно в режиме сальтации, а не перекачивания. В таком же режиме перемещались и более мелкие частицы, хотя из существующих теорий следовало, что они должны были переноситься во взвеси. Вполне возможно, что *сальтационный способ переноса — наиболее характерная форма транспорта при однонаправленном потоке.*

Этот же важный для седиментологии факт совершенно независимо установлен экспериментами Н. А. Михайловой, А. Г. Ходзинского и А. А. Твардовского [1981 г.]. Они с помощью высокочастотной киносъемки (450 кадров/с) изучали связь между ускорением твердой частицы и ускорением жидкости. Для этого использовали шарики-индикаторы размером 1 мм, плотность которых соответствовала плотности жидкости. В итоге оказалось, что существует положительная корреляция между вертикальной и горизонтальной компонентами скорости твердой частицы и скорости жидкости ($r=0,8$). По мнению авторов, это свидетельствует о срыве вихрей за выступами шероховатости дна, что и объясняет скачкообразный перенос песчаных зерен. Размеры скачков невелики; от $0,02d$ до $1,5d$ (d — диаметр частицы).

Во взвешенном состоянии частицы песчаной размерности переносятся главным образом в условиях плотностных потоков. Это установлено еще классическими экспериментами Ф. Кюнена [Kuenen Ph. H., 1951, 1952 гг.] и впоследствии подтверждено более совершенными опытами других исследователей [Hampton M. A., 1975, 1979 гг.; Kersey D. G., Hsü K. J., 1976 г.; Lüthi S., 1980 г.; Leeder M. R., 1983 г. и др.]. В частности, выяснилось, что основной фактор, обеспечивающий поддержание частиц во взвеси, — это асимметричное распределение вертикальной составляющей скорости потока в его поперечном сечении. Такое распределение свидетельствует о наличии остаточного давления воды, направленного вертикально вверх. Его величина может достигать 30 % от сдвиговых усилий течения и приблизительно равняться давлению, обусловленному весом суспендированных частиц [Leeder M. R., 1983 г.].

Это-то, согласно теории Р. Бэгнольда [Bagnold R. A., 1966 г.], и объясняет механизм взвешивания частиц в потоке и их перенос на значительные расстояния в этом режиме.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКСТУРНЫХ ФОРМ НА ПОВЕРХНОСТИ ОСАДКА

К текстурным формам на поверхности накапливающегося осадка относятся рифельные структуры (знаки ряби) и разнообразные виды внутренней слойчатости. Модели, трактующие физику процессов их образования, лучше всего проверяются в условиях эксперимента. Достаточно полная сводка по самым разнообразным видам знаков ряби приведена в монографии Г.-Э. Рейнека и И. Б. Сингха [27]. Поэтому, чтобы не повторять уже опубликованные сведения, мы ограничимся вопросами экспериментальных исследований, в которых контролировались физические схемы образования ряби при заданных гидродинамических условиях и при известном фракционном составе осадка.

В самом общем виде можно считать, что рифели, как симметричные, так и асимметричные,— это результат взаимодействия энергии воды с подвижными частицами донных осадков. Причем хорошо известно, что рябь не образуется в глинистых отложениях, ее редко можно наблюдать даже на поверхности грубозернистого песка, не возникает она и на поверхности гравия. Следовательно, знаки ряби — это монополярная текстура мелко- и, что бывает чаще, среднезернистого песка [27, 34]. С другой стороны, хорошо известно также, что рифельные структуры формируются на любой глубине. Поэтому палеолитодинамические реконструкции только на основании морфологии и фракционного состава знаков ряби [Одесский И. А., 1964 г.] всегда оказываются ненадежными.

Что же могут дать эксперименты в седиментационных лотках? Они конечно, не в состоянии решить вопрос о глубине образования конкретных разновидностей рифелей, но зато по результатам экспериментов можно оценить параметры среды, продуцировавшей знаки ряби.

Следует, однако, и здесь отметить один очень важный методологический вопрос. Дело в том, что экспериментально можно подтвердить любую гипотезу, если она, конечно, физически состоятельна. Тогда при выборе одной из гипотез предпочтение отдается той, которая может контролироваться внешними, т. е. вне эксперимента, факторами, чаще всего геологическими. В противном случае познавательное значение экспериментальных исследований оказывается ничтожным, несмотря на их внешнюю строгость и точность.

Например, считается, что рябь на поверхности мелко- и среднезернистого песка может формироваться либо в результате дискретного воздействия (с определенной периодичностью) водного потока на первичные неровности дна, либо как итог сортирующего эффекта срывающих скоростей потока, непрерывно перемещающих частицы по поверхности песка. Детальные эксперименты австра-

лийского геолога А. Мосса [70] в прямоточном седиментационном лотке показали, что при определенном подборе размеров частиц осадка и гидродинамических параметров потока справедливой может быть как первая, так и вторая гипотеза.

Р. Джексон [Jackson R. G., 1976 г.] также экспериментально обосновал другую теорию образования потоковой ряби. Он считает, что в водном потоке всегда существует турбулентный пограничный слой, в котором выделяются внутренняя (нижняя) и внешняя (верхняя) зоны; свойства этих зон описываются разными переменными потока. Во внутренней зоне возникает чередование струек, обладающих разной скоростью, и потому эпизодически происходит подъем струек, движущихся более медленно, с появлением пустот под ними. Эти пустоты неравномерно растут вплоть до верхней зоны, где они разрушаются. Р. Джексон считает, что такой кавитационный цикл имеет место во всех природных потоках. Начальные микроформы поверхности дна определяются турбулентной структурой внутренней зоны. С увеличением размера зерен донных осадков толщина придонного турбулентного слоя растет, что и отражается в изменении характера ряби на поверхности дна. При этом среднее расстояние между гребнями ряби на дне равновесных открытых потоков должно быть пропорционально толщине пограничного слоя.

Осцилляционная (волновая) рябь является функцией двух основных условий: размера донных частиц и характера волнения, т. е. частоты и высоты морских волн. Эксперименты в замкнутом водном туннеле [61] со сферическими стеклянными шариками плотностью $2,43 \text{ г/см}^3$ и средним диаметром $0,2-0,86 \text{ мм}$, часть из которых была окрашена для визуального наблюдения за их перемещением по поверхности дна, показали, что во-первых, симметричная рябь формируется под воздействием волн на первоначально ровном и твердом дне; во-вторых, длина ряби зависит только от размера частиц и высоты волны; в-третьих, рябь начинает появляться уже в начальную фазу волнения под действием одиночных волн, когда же режим волнения устанавливается, рифели довольно быстро приобретают симметричный вид. Дальнейшие эксперименты тех же авторов [Honji H., Kaneko A., Matsunaga A., 1980 г.] уточнили гидродинамику образования волновой ряби. Такая рябь продуцируется в результате взаимного воздействия на осадок двух типов «струйных вихрей»: одиночных устойчивых и встречных сильноизменчивых. Пара встречных вихрей выносит частицы песка на гребень ряби, а устойчивый одиночный вихрь перемещает их вдоль движения потока.

Надо сказать, что механизм образования волновой песчаной ряби изучается уже многие годы. Однако, несмотря на несомненный прогресс в этом вопросе, еще остается много неясных, а главное, неоднозначно трактуемых деталей механизма взаимодействия волн и осадка. Натурные наблюдения на шельфе штата Орегон (США) показали [Miller M. C., Komar P. D., 1979 г.], что волны перемещают песок на глубинах до 150 м , а во время штормов их

воздействие распространяется до глубин 200 м. Причем песок взмучивается волнами даже на глубине 65 м. Эксперименты в прямоточном лотке длиной 104 м, шириной 3,7 м и глубиной 4,6 м, дно которого было выстлано хорошо сортированным дюнным песком ($Md=0,178$ мм), подтвердили, что осцилляционная рябь может образоваться на больших глубинах только под влиянием устойчивого волнения. При этом установлено [Miller M. C., Komar P. D., 1980 г.], что если d_0 — придонный орбитальный диаметр волны, а λ — длина рифеля, то $\lambda=0,65d_0$. Причем с увеличением d_0 растут отклонения от этого соотношения.

Любопытную разновидность рифельных структур представляет так называемая рябь обратного ската. Впервые ее описал П. Тиммерманс [Timmermans P. D., 1935 г.]. Эта рябь имеет длину от 30 до 70 см при очень незначительной высоте (≤ 1 см). Таким образом, индекс ряби обратного ската, т. е. отношение ее длины к высоте, максимальный среди всех известных разновидностей рифелей. Этот вид ряби изучался на пляжах Эджейт-Бич, в 5 км к северу от Ньюпорта, штат Орегон [Broome R., Komar P. D., 1979 г.]. Средний диаметр песчаных зерен на этих пляжах 0,18 мм. Во время сильных штормов волны достигают высоты 6—7 м, обычно же их высота не более 4 м. Период волн в летнее время около 8 с, в зимнее — 10—15 с. Прилив имеет высоту 3 м.

Качественный механизм образования ряби обратного ската ясен: она возникает на очень пологих и протяженных в сторону моря побережьях, когда скорость сгонной волны значительно больше, чем скорость нагонной. Детали же этого механизма, а главное, численную оценку параметров среды, продуцирующей такую необычную рябь, можно получить только в эксперименте. Р. Брум и П. Комар [Broome R., Komar P. D., 1979 г.] предположили, что решающее влияние на образование такой ряби оказывают скачки скорости потока, чередующиеся с правильной периодичностью. Такого рода допущения и проверяют обычно в эксперименте, воспроизводя в лотке именно тот гидродинамический режим, который следует из предполагаемой физики явления, но наблюдать который в природных условиях не представляется возможным.

Эксперимент был поставлен в малом прямоточном лотке, имеющемся в Орегонском университете. Длина лотка 7,3 м, ширина 0,5 м, уклон 0,005. Водный поток перемещался по нему со скоростью $0,35 \pm 0,05$ см/с в критическом режиме (число Фруда менялось от 1,4 до 1,9). Гидравлический скачок возникал в тех точках потока, в которых максимальное значение скорости соответствовало минимальным высотам синусоидальной поверхности потока. При этом рябь на дне формировалась вследствие изменения горизонтальной составляющей скорости потока в точках гидравлических скачков, именно они регулируют вымывание частиц песка и образование рифелей. Р. Брум и П. Комар построили также интересную математическую модель образования рифелей, в которой использовалось уравнение Буссинеска при определенных граничных условиях. Модель этого процесса в терминах теории слу-

чайного блуждания разработал Ф. Хэммонд [Hammond F. D., 1979 г.].

В лабораторных условиях можно проверить и чисто физические схемы образования слоистых текстур осадка. В круговой лотке (канал длиной 6 м, шириной 17 см, глубиной 30 см) ставились опыты по воспроизведению поперечной слоистости ряби, характерной для флювиальных и дельтовых отложений [Ashley G. M., Southard J. B., Boothroyd E., 1982 г.]. Выявлены условия возникновения разных видов слоистости: эрозивная (или клиновидная) возникает, когда интенсивный рост скорости течения превышает скорость миграции знаков ряби; осадочная (или волнистая) — при обратном соотношении этих характеристик. Для образования слоя мощностью 10—20 см с поперечной слоистостью ряби требуется всего несколько десятков часов. Если скорость намыва песка, т. е. чистая седиментация без текстурообразования, составляет 9 см/ч, то поперечная рябь косослоистых серий начинает формироваться при скорости потока 25 см/с, тогда как на поверхности осадка (намыв отсутствует) рябь образуется уже при скорости 15 см/с.

Близкие по цели эксперименты проводятся в седиментологической лаборатории Краковской горной академии, ПНР [Pasierbiewicz K. W., 1980 г.], в различных лабораториях США [Jorling A. V., 1963—1967 гг. и др.; Hawley N., 1981 г. и др.], Англии [Allen J. R. L., 1977 г. и др.] и других стран.

В природных условиях часто возникает двухслойное циклическое переслаивание тонкозернистого песка и глины. Песчаные слои обычно рябеобразные, а глинистые относятся к категории флазерной, т. е. полосчатой, слоистости. Интересные эксперименты по воспроизведению такого переслаивания поставил в возвратно-прямоточном лотке Массачусетского технологического института (США) Н. Хаули [59]. Лоток средних размеров: длина 10 м, ширина 14,6 см и глубина 30 см. Для опытов использовались два типа кварцевых песков (кварца > 90 %) со средним размером зерен 0,156 и 0,129 мм и три разновидности глин: чистая каолиновая, монтмориллонитовая и иллитовая с добавками кварца и полевого шпата во фракцию < 60 мкм. Для любых сочетаний осадочного материала определяющим фактором стратоседиментогенеза являлся скоростной режим потока, т. е. необходимо было подобрать такое чередование скоростей, чтобы на дне лотка фиксировалось требуемое сочетание слоистости. Н. Хаули [59] задавал синусоидальный режим колебания скорости потока.

Опыты дали следующие результаты: слои глины мощностью более 10 мм, отложенные в течение одного полного приливно-отливного цикла, размываются уже при скорости 2 см/с. Более тонкие слои размывались даже при еще меньших скоростях. Автор опыта справедливо считает, что поскольку глинистые слои откладывались из более разбавленных суспензий, то это и объясняет их необычную податливость эрозии. Поэтому на сохранность слоя решающее влияние оказывает его мощность, а так как она редко бывает больше той, которая может сохраниться при фикси-

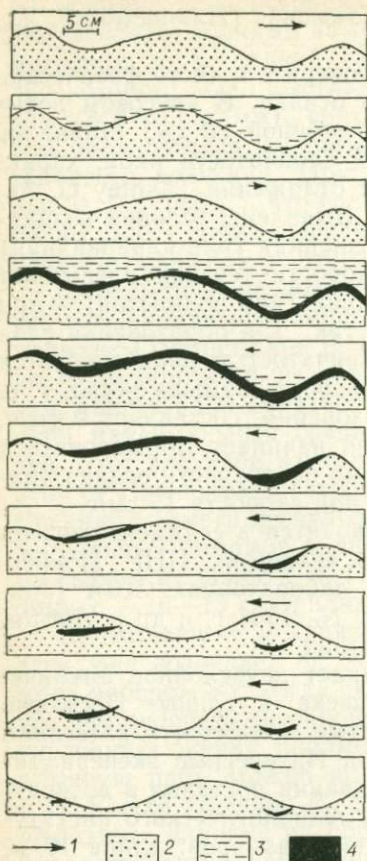


Рис. 34. Графическая иллюстрация экспериментов, воспроизводящих условия образования флазерной слоистости [59].

1 — относительная сила и направление движения потока; 2 — песок; 3, 4 — глина: 3 — неуплотненная, 4 — уплотненная.

рованном скоростном режиме потока, то в сформированных осадках от первично непрерывного глинистого слоя чаще остаются небольшие его обрывки неправильной формы, что и приводит к консервации типично флазерной слоистости. Данную физическую схему наглядно иллюстрирует рис. 34.

Всегда интересовал специалистов по седиментологии физический механизм формирования одиночных горизонтальных слоев небольшой мощности, залегающих в виде прослоев в более мощных слоях иного состава. Ключ к решению этой задачи дал Г. Отто [Otto G. H., 1938 г.], предложивший понятие «седиментационная единица». Это наименьшая структурно-слоистая единица осадочной толщи, образованная при строго постоянных условиях, резко нарушивших на короткое время общий фациальный

фон накопления осадков. Данная идея, верная в своей основе, тем не менее не решает поставленной задачи, поскольку в каждой конкретной ситуации надо знать, что это за постоянные условия и чем вызвано нарушение общего хода осадконакопления.

На этот счет высказывались самые разнообразные гипотезы, каждая из которых подтверждалась в эксперименте. Так, Ф. Кюнен [Kuonen, Ph. H., 1953, 1957 гг.; Kuonen Ph. H., Melard H., 1952 г.] предположил и экспериментально доказал воздействие на осадконакопление пульсаций скорости в турбулентном потоке с одновременным проявлением «сортирующего эффекта» трения о дно. Польский геолог М. Кжишкевич [Ksiazkiewicz M., 1952 г.] доказал другой механизм — вторичное разжижение осадка, отложенного мутьевым потоком. Швейцарец К. Хсю [Hsü K. J., 1959 г.] полагал, что решающим оказывается чередование осаждения осадка и прохождения над ним расслоенного потока жидкости, который разжижает осадок вдоль уже отложенного слоя. А. Боума [Bouma A. H., 1962 г.] считал, что такие слои формируются небольшими турбулентными водоворотами.

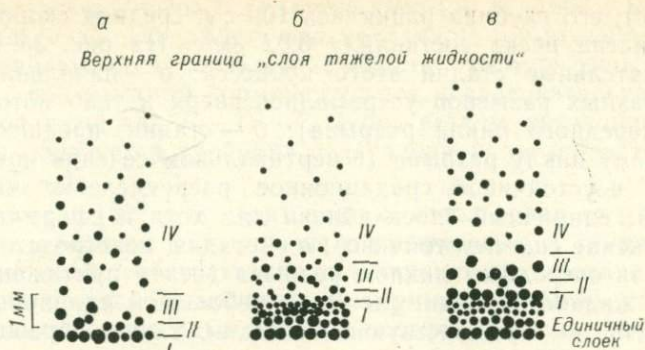


Рис. 35. Гипотетическая модель формирования единичного слоя, состоящего из сферических кварцевых зерен, в течение двух следующих друг за другом гидравлически разрывных циклов [Bridge J. S., 1978 г.].

I — поверхность отложения; II — граница слоев с разной вязкостью; III — буферный (амортизационный) слой; IV — турбулентная «логарифмическая» зона.

А. Ломбар [Lombard A., 1963 г.] повторил с небольшими модификациями гипотезу Ф. Кюнена. Дж. Аллен [Allen J. R. L., 1964, 1977 г.] допустил пульсационную доставку частиц в зону седиментации вследствие эпизодически возникающих в потоке крупномасштабных водоворотов. А. Джоуплинг [Jopling A. V., 1967 г.] обосновал иной механизм: случайное совмещение условий, способствующих осаждению вдоль слоя основной массы зерен, переносимых во взвеси турбулентным режимом потока. Старейший американский геолог Ф. Петтиджон [Pettijohn F. J., 1957, 1975 гг.] утверждает другое: одиночные горизонтальные слои песка или глины образуются вследствие воздействия на седиментацию неких промежуточных фаз потока или незначительных случайных колебаний скорости. Одним словом, гипотез, как видим, более чем достаточно. И, что самое интересное, все они являются физически состоятельными, т. е. их можно подтвердить экспериментально в седиментационных лотках.

Один из таких тонких экспериментов поставил Дж. Бридж [Bridge J. S., 1978 г.]. Он проверил свою гипотезу: решающее влияние на образование тонких горизонтальных слоев песка оказывают процессы, происходящие в турбулентном пограничном слое водных потоков, а конкретнее, квазициклические пульсационные изменения вертикальной проекции скорости потока (цикл разрыва), вызывающие вторичный подъем и перемещение вдоль потока уже осевших частиц песка. Их последующее осаждение уже в спокойных условиях и приводит к образованию единичных слоев песка. Такой процесс может периодически повторяться. Иллюстрацией этого механизма является рис. 35.

В эксперименте использовался мелко- и среднезернистый кварцевый песок. Поток перемещался в сверхкритическом режиме

(100 см/с), его глубина равнялась 100 см, средняя скорость отложения частиц песка составляла 0,02 см/с. На рис. 35 показаны последовательные стадии этого процесса: *а* — начальная стадия (зерна разных размеров устремились вверх в тело потока сразу после очередного цикла разрыва); *б* — стадия, предшествующая следующему циклу разрыва (в вертикальном сечении потока фиксируется неустойчивое градиционное распределение частиц по размерам; единичный слой вблизи дна хотя и сформирован, но его положение еще неустойчиво); *в* — стадия, непосредственно следующая за очередным циклом разрыва (центр притяжения «слоя тяжелой жидкости» поднимается, и небольшой единичный слой, отложенный на предшествующей стадии, таким образом сохраняется).

Так происходят этот и подобный ему процессы или иначе, экспериментальные исследования, ограничивая полет фантазии ученого, дают возможность проверить физическую состоятельность его моделей и тем самым доказательно обосновать *возможный* механизм образования конкретного вида стратификации.

Большой интерес представляет экспериментальная проверка гипотез, трактующих условия образования той последовательности текстур турбидита, которая предписана очень удачной эмпирической моделью А. Боума [Bouma A. H., 1962 г.]. Неоценимый вклад в изучение процессов текстурообразования в турбидитах внесли многочисленные эксперименты голландского ученого Ф. Кюнена [Kuene P. H., 1951—1957, 1964 гг.]. Многие из проверенных им гипотез теперь общепризнаны. Однако природа более разнообразна, чем возможности отдельных исследователей. Поэтому экспериментальное воспроизведение текстур природных турбидитов будет продолжаться еще долгие годы.

Обратим внимание лишь на два эксперимента, удачно поставленных индийским ученым И. Бенерье [52] в лаборатории Ф. Кюнена и американским геологом А. Сэлленджером [Sallenger A. H., 1979 г.]. И. Бенерье изучал в круговом лотке влияние скорости потока на формирование вертикальной последовательности текстур в турбидитах существенно алевритового состава. Плотность потока варьировала в пределах от 1,013 до 1,044 г/см³, т. е. это был типичный суспензионный поток малой плотности. Результаты предшествующих исследований, и прежде всего опыты Ф. Кюнена, А. Джоулинга, К. Хсю, Е. Уолтона, конкретизировали ряд факторов, определяющих седиментацию осадка из мутьевого потока, но и одновременно породили ряд вопросов, на которые было необходимо ответить. Прежде всего надо было узнать, способны ли суспензионные потоки малой плотности продуцировать полную последовательность текстур турбидита, соответствующую модели А. Боума, и если да, то какое влияние на этот процесс оказывают состав взвеси и скорость потока. Кроме того, интересно было установить связь между темпом уменьшения скорости потока и полнотой вертикальной последовательности текстур турбидита.

Ранее эксперименты Е. Уолтона [Walton E., 1967 г.] доказали, что такая связь существует: при медленном торможении потока в осадке наблюдается последовательность текстур типа $T_a-T_b-T_c-T_e$, при быстром торможении эта последовательность имеет редуцированный вид $T_a-T_b-T_e$, а при резком, внезапном падении скорости образуется турбидит с двучленной последовательностью текстур T_a-T_e .

И. Бенерье [52] для своих опытов использовал три типа осадка, различающихся соотношением алевритовых и глинистых частиц. В качестве субстрата служил хорошо сортированный грубозернистый песок. Технология экспериментов была следующей. После помещения осадка в лоток постоянно росла скорость движения суспензии до полного перемешивания частиц ($u=218$ см/с). Затем поток тормозился до скорости 46 см/с, и дальнейшее снижение скорости было пошаговым: за 6 шагов (в каждом опыте на один шаг шло разное время) скорость падала до 9 см/с. Интервал времени на каждый шаг торможения потока выбирался таким образом, чтобы успел осесть один из слоев осадка. Каждый шаг при торможении потока фотографировался, а в образовавшемся слое тщательно измерялись его мощность, высота и длина ряби и т. п.

Всего И. Бенерье провел 22 серии экспериментов продолжительностью от 15 мин до 24 ч 25 мин. В одном из опытов пошаговое торможение потока длилось более 1 сут и затем еще 4 сут шло отстаивание суспензии. В итоге образовался цикл турбидита мощностью 4,4 см с полной гаммой текстур, следующих из модели А. Боума. Интересно, что такая же последовательность текстур фиксировалась и при другом режиме пошагового торможения потока, когда его скорость с 46 до 9 см/с снижалась всего за 3 ч и только 2 ч 40 мин шла седиментация частиц из потока. При резком же торможении потока (на 6 шагов уходило всего 19 мин), но зато 16-часовом отстаивании суспензии наблюдалась двучленная последовательность текстур T_a-T_e . Результаты экспериментов И. Бенерье показаны на рис. 36.

Проведенные серии опытов доказали, что на характер последовательности текстур в турбидитах алевритового состава, образующихся из суспензионных потоков малой плотности, решающее влияние оказывают два фактора: режим торможения потока и время отстаивания суспензии. Причем, если торможение пошаговое, то, регулируя продолжительность каждого шага, можно добиться любой последовательности текстур (рис. 36, А—Г). Если же скорость потока снижается резко, без предварительного торможения, то градационный слой не образуется (рис. 36, Д—Е). Этим лишним раз подтверждается тот факт, что наличие отсортированной слоистости не всегда можно рассматривать как необходимый признак для диагностики древних турбидитов. Как видим, в ряде случаев у типичных турбидитов алевро-глинистого состава эта текстура не отмечается.

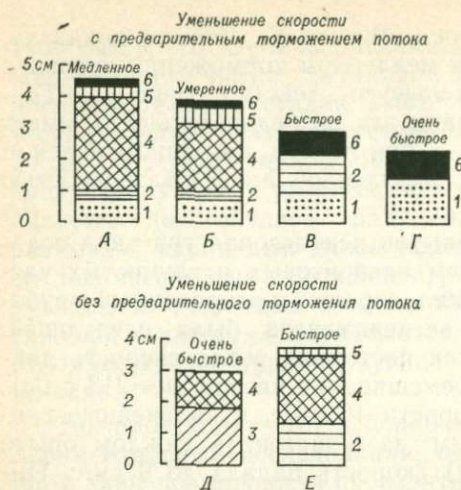


Рис. 36. Идеализированные последовательности текстур, образованные в экспериментах (А—Е) при разных режимах торможения суспензионного потока [52].

1 — градиционный слой; 2 — горизонтальная слойчатость; 3 — антидюнная слойчатость верхнего режима потока; 4 — слойчатость со знаками ряби; 5 — волнистая слойчатость в алевритовом слое; 6 — пелитовый слой без слойчатости.

И еще один интересный момент. Физика отстаивания суспензии как будто свидетельствует о том, что всегда должно наблюдаться уменьшение зернистости осадка от основания слоя. Однако полевые наблюдения (см., например И. В. Хворова [1978 г.]) давали образцы, в которых градиционная сортировка зерен была обратной. Это могло свидетельствовать либо о том, что слои в данном случае имеют опрокинутое залегание, либо о более сложных процессах, происходящих в осадке при отстаивании суспензии. Тщательные эксперименты американского ученого А. Сэлленджера [Sallenger A. H., Jr., 1979 г.] подтвердили второе из этих предположений.

Эксперименты ставились в так называемом лавинном прямом лотке. В него загружался обычный пляжный песок в таком количестве, что эффективная плотность потока позволяла классифицировать его как зерновой. После резкой остановки потока и достаточно продолжительного отстаивания взвеси в осадке действительно наблюдалась обращенная градиционная сортировка частиц. А. Сэлленджер связал этот факт с действием диспергирующего давления воды на оседающие частицы. Согласно теории Р. Бэгнольда [Bagnold R. A., 1967 г.] это давление выше у более крупных зерен, потому они и перемещаются вверх, преодолевая сопротивление основной массы оседающих частиц. Не исключено, однако, что этот феномен может быть объяснен и с позиций конвекции отстаивания, привлекавшейся для интерпретации экспериментов Г. Г. Федоровой [1966 г.].

НАТУРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

К натурным экспериментам относятся наблюдения за поведением осадка в прибрежной зоне с помощью трассеров, а также целенаправленное опробование донных и взвешенных осадков на заранее выбранных створах.

Трассерами называются искусственно меченные частицы, которые помещают в определенную зону водного бассейна с целью исследования направлений и интенсивности разноса осадочного материала волнением и течениями. Этот метод исследования нашел применение в седиментологии сравнительно недавно — с середины 30-х годов. С развитием техники приготовления трассеров, совершенствованием измерительной аппаратуры и разработкой общих аналитических моделей, связывающих интенсивность разноса материала с теориями морских волн и донных течений, метод получает все более широкое признание.

В настоящее время применяют два вида трассеров: флюоресцентные и радиоактивные, причем последние занимают явно подчиненное положение. При использовании трассеров возникают свои довольно серьезные проблемы. Во-первых, вещество, которым метятся частицы, должно обладать достаточной стойкостью к действию морской воды и абразии, чтобы не терять своих свойств во время экспериментов. Во-вторых, меченые частицы должны безошибочно диагностироваться в общей массе осадка. В-третьих, вещество, которым покрываются частицы, должно допускать автоматизацию счета меченых частиц специально изготовленными приборами. В-четвертых, выбранное для индикации частиц вещество должно быть дешевым и безопасным в работе. И наконец, в-пятых, процедура нанесения вещества-индикатора должна быть без ущерба точности простой, чтобы в короткое время осуществлять массовое мечение частиц.

Как полагают ведущие специалисты, долгие годы работающие с трассерами [Патрикеев В. В., Орлова Г. А., 1968 г.; Ingle J. C., Jr., 1966 г.; Opdyke J. V., 1967 г.; Teleki P. G., 1967 г.; Игнатов Е. И. и др., 1979 г.; Shrivastava P. C., 1975 г.; Айбулатов Н. А., Косьян Р. Д. и др., 1979 г.; Komar P. D., 1977 г.; Prasad M. S. a. o., 1982 г. и др.], наиболее оптимальным веществом-индикатором являются различные виды люминофоров, обладающих эффектом флюоресценции. Поэтому усилия исследователей направлены на поиски таких видов люминофоров и связующих (клеящих) веществ, которые бы в максимальной степени удовлетворяли перечисленным выше требованиям. Радиоактивные трассеры чаще используют тогда, когда ставят натурные эксперименты по оценке темпов переноса тонкодисперсных осадков в прибрежной зоне, хотя нет ограничений на их применение при постановке тех же задач и на отмелях побережьях, сложенных песчаным материалом [Long V. F. N., 1977 г.].

Важной проблемой метода трассеров является быстрый, а главное, точный подсчет меченых частиц. Разрабатывается специальная аппаратура, призванная автоматизировать этот процесс. Примером одного из таких приборов может служить автоматический счетчик флюоресцентных частиц AFPC, разработанный во Флоридском университете [Teleki P. G., 1967 г.]. Этот счетчик пропускает около 55 000 частиц песка ($Md=0,25$ мм) в секунду. Счетчик, работающий по принципу фотоэлектронного умножителя, исполь-

зовали в своей работе Е. И. Игнатов и др. [1979 г.]. Можно указать и на методы косвенного счета меченых частиц; они опираются на вероятностный подход и реализуются в виде номограмм [Nordin C. F., Mielke P. W. Jr., 1984 г.].

Обширная программа исследований перемещения осадочного материала в прибрежных зонах морей и океанов с помощью трассеров начала реализовываться в СССР в 50-х годах на побережье Черного моря и в США в начале 60-х годов на калифорнийском побережье Тихого океана. Уже эти первые исследования позволили выявить ряд важных закономерностей, определяющих интенсивность и направление разноса осадочного материала волнением и вдольбереговыми течениями [Медведев В. С., Айбулатов Н. А., 1958 г.; Ingle J. C., Jr., 1966 г.; Yasso W. E., 1965 г.]. В частности, было установлено, что наиболее интенсивно частицы песка перемещаются непродолжительное время после выгрузки пробы меченых зерен (до 1—4 ч в зависимости от гидродинамики побережья). Затем этот процесс быстро стабилизируется.

П. Шривастава [Shrivastava P. C., 1975 г.] изучал перемещение пляжевых песков на побережье штата Орисса (Индия). Он использовал окрашенные радоминовым и аураминным флюоресцентными красителями искусственные препараты — трассеры. В результате установлено, что перемещение трассеров четко контролируется господствовавшими во время эксперимента направлениями ветров и течений, а также что процесс разноса индикаторов быстро стабилизируется. Средняя скорость перемещения зерен песка составляла 8,3 см/с, а темпы выноса зерен, окрашенных флюоресцентными веществами, за первые 10, 20 и 40 мин составили соответственно 9,9; 2,4 и 2,4 % от их исходного количества в единице объема пляжевых песков. Ясно поэтому, что среднюю скорость разноса материала более надежно определять по тем меченым частицам, которые через фиксированное время оказались наиболее удаленными от места выгрузки пробы. Эту закономерность удалось обосновать теоретически на основе использования теории турбулентной диффузии [Murray S. P., 1967 г.].

На тех участках побережья, где есть сильные вдольбереговые течения, меченые зерна наиболее интенсивно перемещаются параллельно конфигурации берега. Особенно сильно эта тенденция проявляется при слабом волнении. При сильном волнении песок движется главным образом от зоны прибоя в сторону берега. Установлено также, что приливы мало влияют на перемещение песков [Ingle J. C., Jr., 1966 г.].

Н. А. Айбулатов, Р. Д. Косьян и др. [1979 г.] на отмелях берегах Черного и Балтийского морей (Анальский, Нидский, Юрмалышемский полигоны) исследовали перенос тяжелых минералов во взвешенном состоянии в береговой зоне моря. Уклоны дна на этих экспериментальных полигонах варьировали от 0,003 до 0,017. В поток подавался меченный люминофорами концентрат титаномагнетита плотностью 4,6 г/см³. Установлено, что при волнениях, ориентированных под углом к побережью и сопровождающихся к то-

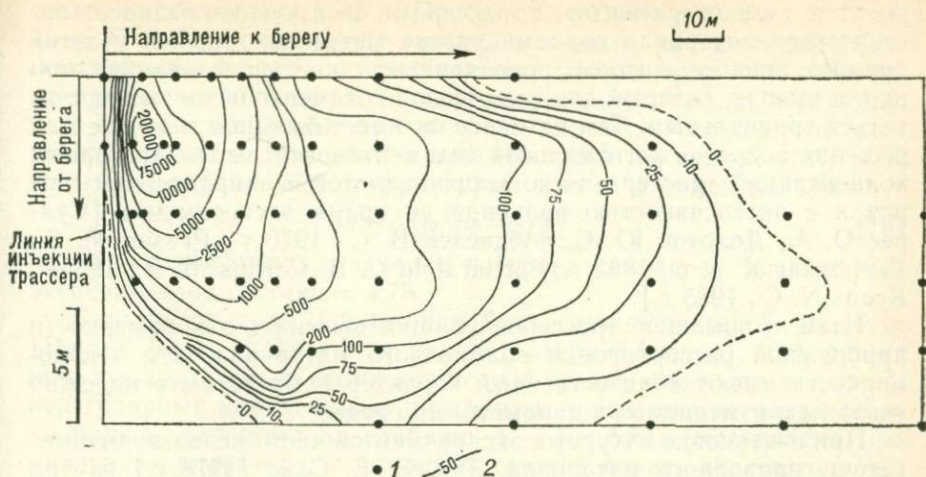


Рис. 37. Распределение концентрации зерен песка-индикатора на пляже Эль-Морено через 4 ч после инъекции [64].

1 — точки опробования; 2 — изолинии числа меченых зерен.

му же сильными вдольбереговыми течениями (до 1 м/с), идет одноподобный вдольбереговой разнос материала. Причем скорость перемещения зерен титаномагнетита почти в 3 раза ниже скорости разноса зерен кварцевого песка плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$. Когда скорость течения падала до 0,3 м/с, перенос зерен титаномагнетита почти полностью прекращался, они лишь незначительно перемещались волнами в направлении берега.

К сходным выводам пришел и П. Комар [64]. На пляже Эль-Морено на северо-западном побережье Калифорнийского залива (Мексика) он изучал темпы вдольберегового переноса осадков песчаной размерности. Метод исследования тот же: в песок подавались окрашенные флуоресцентной краской частицы-индикаторы и затем через определенные промежутки времени отбирались пробы и подсчитывалось число этих частиц. Пляж Эль-Морено сложен крупнозернистым ($Md=0,6 \text{ мм}$) песком кварц-полевошпатового состава. Здесь также действует вдольбереговое течение. В день эксперимента средняя высота волн была 42 см, период 3,4 с, угол подхода волн к берегу $26,7^\circ$. На дне отмечена рябь высотой 9,6 см. Пробы меченого песка массой от 45 до 90 кг в точке эксперимента выгружались полностью. Действие течения сказалось в том, что максимальный темп переноса со скоростью 0,37 м/с отмечен для наиболее грубозернистой фракции ($Md=1,19 \text{ мм}$), а зерна размером 0,3 мм переносятся в 4 раза медленнее. Так, за 4 ч после внесения пробы зерна размером 1,19 мм переместились на расстояние 44,8 м, тогда как зерна размером 0,3 мм — всего на 9,1 м (рис. 37).

Описанные закономерности не могут, конечно, носить общий характер; они справедливы лишь для отмелых побережий с устойчивым и достаточно сильным вдольбереговым течением. Это же от-

носится и к экспериментам с трассерами по изучению разноса кластического материала волнами разной интенсивности без участия донного течения. Авторы, проводившие такие исследования, пришли к выводу, который для физической седиментологии может считаться тривиальным. Тем не менее он имеет большое значение для решения вопросов региональной седиментологии: изолинии равных концентраций трассера четко коррелируются с направлением ветров и с интенсивностью волнения во время эксперимента [Суарес О. А., Долотов Ю. С., Медведев В. С., 1976 г.; Prasad M. S., Prabhakar K. a. o., 1982 г.; Pattiaratchi C. B., Collins M. B., 1985 г.; Kraus N. C., 1985 г.].

Итак, с помощью трассеров удается выявить закономерности прибрежной рассортировки обломочного материала. Эти закономерности имеют количественный характер и могут быть надежно увязаны с измеряемыми параметрами среды.

При постановке натуральных экспериментов часто используют имитаторы природного материала. Так, С. Е. Сакс [1978 г.] изучал закономерности пляжевого россыпеобразования с помощью стальной дробы плотностью $7,65 \text{ г/см}^3$ (имитатор касситерита) и свинцовых опилок плотностью $11,4 \text{ г/см}^3$ (имитатор мелкого золота). Опыты ставились в бухтах Японского моря, на пляжах, сложенных мелко- и среднезернистым песком. Дробь была примерно одного размера (содержание фракции 1—2 мм составляло 98%), а опилки — полифракционные с максимумом, приходящимся на частицы размером 0,25—0,5 мм.

Ясно, что такие эксперименты дают возможность выявить конкретные местные закономерности. Однако будут ли они иметь прямое отношение к процессам *именно россыпеобразования*? Скорее всего, нет. Дело в том, что подобные эксперименты всегда ставятся в таких местах, где россыпи тяжелых минералов отсутствуют. Это делается с целью «чистоты» эксперимента. Имитируя же минералы искусственными смесями, экспериментаторы заставляют образовываться «россыпи» там, где их реально нет, а это и означает, что получающиеся закономерности касаются процессов механической рассортировки минералов повышенной плотности под действием гидродинамического режима мелководья. Не исключено, что при прочих равных условиях решающим фактором россыпеобразования является *время*. Поэтому данный процесс с помощью разовых натуральных экспериментов изучать не рекомендуется.

Еще одной разновидностью натуральных экспериментов являются регулярные наблюдения над взвесью осадков на заранее выбранных створах. Такие исследования дают возможность не просто оценить влияние «мгновенной» гидродинамики на перенос осадков в условиях шельфа, а проследить все нюансы изменчивости этого процесса в зависимости от меняющихся характеристик волнения и от направления ветров. Подобные наблюдения вели С. М. Анцыферов и Р. Д. Косьян [1977 г.] на побережье Черного моря. Они выбрали три измерительных створа, расположенных параллельно береговой линии на расстоянии 500 м друг от друга (первый

створ — вдоль уреза воды). Пробы отбирались с глубин 4, 7, 10, 15 и 20 м. В итоге авторы пришли к выводу, что ни одна из существующих теорий не в состоянии удовлетворительно описать распределение концентраций взвешенных наносов вдоль вертикального сечения в придонной области. Эмпирически же градиент концентрации частиц k связан с максимальной придонной скоростью воды u и гидравлической крупностью частиц ω соотношением

$$k = A[\omega/(u - \omega)]^{2/3}, \quad (19)$$

где A — коэффициент, значение которого для серии проведенных экспериментов составило 4,75.

Близкие по цели наблюдения были осуществлены А. Девисом [Davies A. G., 1985 г.] в заливе Старт (Англия). Он решил выявить критические состояния водной среды, когда под действием нерегулярных морских волн приходили в движение песчаные осадки пляжа. Для этого на глубинах 4—10 м была установлена специальная аппаратура, с помощью которой велась видеозапись состояния осадков и измерялись скорости движения придонных масс воды. Фиксировались прежде всего моменты начала движения донных песков. В итоге установлено, что несмотря на неоднородность фракционного состава осадков и на нерегулярность изменения придонных скоростей морской воды, полученные «натурные» закономерности хорошо укладывались в рамки специально разработанной аналитической модели этого процесса, проконтролированной еще и экспериментами в седиментационном лотке.

Подобные натурные наблюдения ставились также Ф. Шепардом и др. [Shepard F. P. a. o., 1977 г.], Л. Ларсеном и др. [Larsen L. H. a. o., 1981 г.] и еще многими специалистами по литодинамике.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

**СТРУКТУРНЫЕ ИНВАРИАНТЫ
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА**

ГЛАВА 5

ГРАНУЛОСЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

ОСНОВНАЯ ЗАДАЧА ГРАНУЛОМЕТРИИ В СЕДИМЕНТОЛОГИИ

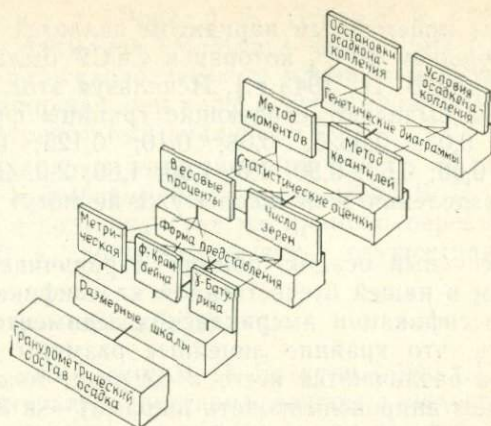
При фациальном анализе осадочных образований, нацеленном на выяснение обстановок и условий осадконакопления, важнейшая роль принадлежит гранулометрическому составу обломочных пород, поскольку особенности распределения частиц по размерам (фракциям) являются, по мнению большинства геологов-осадочников, индикаторами особенностей динамической структуры процесса седиментации или среды осадконакопления в палеогеографическом смысле. Поэтому всегда представлялось привлекательным решение обратной задачи: по набору эмпирических характеристик (в частности, оценок параметров распределения гранулометрического состава) восстановить обстановку или условия осадконакопления. Это и является основной задачей гранулометрии в седиментологии.

В ряду вопросов, на которые надо дать ответ в связи с обсуждением возможностей решения этой задачи, наиболее важными представляются те, которые так или иначе связаны с обоснованием функций распределения частиц по размерам, поскольку от выбора конкретной функции распределения зависят прежде всего седиментологическая интерпретация фракционного состава пород и оценка основных статистик (среднее, стандартное отклонение и т. п.), лежащих в основе так называемых «генетических диаграмм».

Кроме того, существенно рассмотреть процедуры оценки статистических характеристик различными методами и достоверность разрабатываемых на их основе генетических диаграмм. На рис. 38 показаны разные варианты представления и обработки результатов гранулометрических анализов, каждый из которых в принципе нацелен на восстановление обстановок или условий осадконакопления.

Если учесть, что статистических оценок фракционного состава, рассчитываемых как с помощью метода моментов, так и на основе приближенных квантильных характеристик, может быть получено практически неограниченное число, и если к тому же соотносить их с различными формами представления исходных данных и с разными размерными шкалами, то становится ясно, что при построении генетических диаграмм кроме содержательных трудностей (на которых мы остановимся в последующих разделах главы)

Рис. 38. Схема, иллюстрирующая различные формы представления и обработки результатов гранулометрических анализов [29].



возникают практически непреодолимые технические препятствия, связанные с выбором того единственного критического пути, который и должен якобы привести к достоверным рецептам реконструкции обстановок или условий осадконакопления. Критериев же для его выбора а priori, естественно, не существует, а потому основная задача гранулометрии в седиментологии решается пока посредством перебора различных вариантов генетических диаграмм, построенных на базе статистик, оцененных тем или иным методом. Полная же группа вариантов, как легко понять из рис. 38, включает в себя практически неограниченное число слу-
чаев.

РАЗМЕРНЫЕ ШКАЛЫ ФРАКЦИОННОГО СОСТАВА ОСАДКА

Если принять нижнюю границу размера глинистых частиц за ξ_{\min} , а верхнюю границу размера песчаных частиц за ξ_{\max} , то произвольно выбранная частица ξ_i может иметь любой размер, принадлежащий интервалу $[\xi_{\min}, \xi_{\max}]$. Если затем перенумеровать размеры всех частиц, то они образуют ранжированную последовательность

$$\xi_{\min} = \xi_0; \xi_1, \xi_2, \dots, \xi_i, \dots; \xi_N = \xi_{\max}.$$

Дальнейшее разбиение этой последовательности на подпоследовательности (или фракции) осуществляется, вообще говоря, произвольным образом. Однако при этом всегда стараются учесть методику гранулометрического анализа и увязать полученные таким путем границы фракционных интервалов с физикой седиментационных процессов. Известно, к примеру, что на рубеже 0,04—0,05 мм седиментация частиц более крупных размеров отклоняется от закона Стокса; что на рубеже около 2 мм кривая соотношений числа Рейнольдса и коэффициента сопротивления, которое испытывает частица в движущемся потоке, имеет точку перегиба, и т. д. Кроме того, желательна хотя бы видимая равномерность выделенных интервалов. Все эти требования удовлетворить чрезвычайно сложно, особенно последнее. Однако представляется, что

вполне приемлемым вариантом является размерная шкала с шагом, равным $10^{1/10}$, которая в СССР была принята еще в 1939 г. [Батурин В. П., 1943 г.]. Используя этот шаг, в интервале 0,04—2,0 мм выделяют следующие границы фракционных интервалов: 0,04; 0,05; 0,0625; 0,08; 0,10; 0,125; 0,16; 0,20; 0,25; 0,315; 0,40; 0,50; 0,63; 0,80; 1,0; 1,25; 1,60; 2,0. Ясно, что все внутренние подразделения этой шкалы уже не могут быть физически обоснованы.

Песчаный осадок обычно ограничивается размерами 0,05—2,0 мм в нашей отечественной классификации и 0,0625—2,0 мм — в классификации американских седиментологов [25]. Легко проверить, что крайние линейные размеры частиц в американской шкале различаются всего в 32 раза, тогда как по объему (если частицы аппроксимировать шарами) — в 32 800 раз.

Из известных в настоящее время размерных шкал наиболее популярны три: метрическая, Ф-шкала Крамбейна и γ -шкала Батурина. Метрическая шкала дает возможность выражать результаты анализов непосредственно в единицах длины (мм). Эта чисто физическая наглядность метрической шкалы оказывается единственным ее достоинством в сравнении с другими шкалами. В остальном же эта шкала неудобна в практическом использовании (дробный и неравномерный шаг, резко асимметричные распределения частиц по разным интервалам, невозможность применять известные квантильные оценки для расчетов статистических характеристик и т. д.).

Ф-шкалу ввел в практику седиментологических исследований американский геолог В. Крамбейн [Krumbein W. C., 1934 г.]. Согласно его определению «размер» частиц в Ф-единицах может быть найден из соотношения

$$\Phi = -\log_2 \xi. \quad (20)$$

Обратный перевод из Ф-единиц в метрическую шкалу также очевиден: $\xi = 2^{-\Phi}$. Форма представления Ф-единиц не совсем точно отражает размерную сторону этой процедуры. Использование выражения (20) создает иллюзию, что и в шкале Ф размеры частиц должны выражаться в миллиметрах. На самом деле Ф — безразмерная величина и, строго говоря, она не является мерой длины частиц, а лишь однозначно переносит линейные размеры в другое (безразмерное) пространство. Для того чтобы устранить эту неточность, выражение (20) следует переписать в виде

$$\Phi = -\log_2 (\xi/\xi_0), \quad (21)$$

где ξ_0 — размер частицы, равный 1 мм.

Ф-шкала является общепринятой в США, Великобритании, Нидерландах, Франции, Индии и во многих других странах. Результаты гранулометрических анализов выражаются как в масштабе 1Φ , так и $0,5\Phi$ и $0,25\Phi$. В последние годы стали появляться работы, в которых отмечают и недостатки Ф-шкалы: ее искусственность, отсутствие наглядности, трудности с интерпретацией стати-

стических характеристик и т. д. [Pierce J. W., Graus R. R., 1981 г.]. Однако, как считает Д. Макманус [McManus D. A., 1982 г.], эти трудности в большей мере психологического плана, чем отражающие существо дела, и возникают они чаще всего в начальную стадию работы с гранулометрическими анализами.

В СССР безразмерная гранулометрическая шкала, аналогичная по смыслу Ф-шкале Крамбейна, была предложена В. П. Батуриным [1943 г.]. В ней использован тот же принцип перевода из линейной шкалы (мм) в логарифмическую, осуществляемый по формуле

$$\gamma = -10 \lg(\xi/\xi_0). \quad (22)$$

Следует подчеркнуть, что именно В. П. Батурин [1943 г.] впервые в отечественной литературе поставил вопрос о недостатках метрической шкалы и предложил разумный выход из этого положения, введя γ -единицы. Он же первым поставил проблему дробных ситовых анализов на базе γ -шкалы.

Заметим, что логарифмические трансформации линейных размеров частиц, которые предложили В. Крамбейн и В. П. Батурин, не единственные. В начале 70-х годов Дж. Шиа [Shea J. H., 1973 г.] ввел новое преобразование, названное им шкалой τ . Образует она аналогично Ф- и γ -шкалам:

$$\tau = 12 \lg(\xi/\xi_0). \quad (23)$$

В шкале τ наиболее известные классы терригенных пород имеют следующие границы: галечный конгломерат ($0 \leq \tau \leq 12$), песчаник ($-12 \leq \tau < 0$), алевроит ($-24 \leq \tau < -12$), глина ($-36 \leq \tau < -24$).

В 1981 г. шведский геолог Г. Бьёрн [Baurne G., 1981 г.] обосновал свою логарифмическую трансформацию, названную им Θ -шкалой. Она образуется по формуле

$$\Theta = 2 \lg(\xi/\xi_0) + 8,4. \quad (24)$$

Сдвиг на 8,4 единицы обеспечивает положительные значения Θ для всего ряда обломочных пород, начиная с размера 0,00 006 мм. Θ и Ф-шкалы находятся в следующем соотношении:

$$\Theta = -0,6\Phi + 8,4. \quad (25)$$

Очевидно, что и шкалой Θ не ограничатся предложения по унификации результатов гранулометрических анализов, поскольку форма их представления теснейшим образом связана с методикой последующей статистической обработки данных о распределении частиц по фракциям и с интерпретацией данных этой обработки.

В табл. 2 наглядно сопоставлены четыре описанные шкалы выражения результатов гранулометрических анализов. Можно видеть, что и γ -, и Ф-, и Θ -шкалы как бы вкладываются в метрическую, т. е. каждому линейному размеру частиц в миллиметрах соответствуют единственные γ -, Ф- и Θ -индексы. Кроме того, эти индексы изменяются плавно с шагом в одну единицу, чего нельзя

Сопоставление четырех шкал размеров частиц

| Классификационные наименования пород | Метрическая шкала | | γ-шкала | Ф-шкала | Θ-шкала |
|---|--|---|---------|---------|---------|
| | Десятич- ная класси- фикация с шагом 10 ^{1/10} | Класси- фикация К. Уэнт- ворта | | | |
| Глины (аргиллиты) | | 1/512 | | 9 | 3 |
| | | 1/256 | | 8 | 4 |
| | 0,008 | 1/128 | 21 | 7 | |
| Алевриты (алевролиты) | 0,010 | | 20 | | |
| | 0,012 | | 19 | | |
| | 0,016 | 1/64 | 18 | 6 | |
| | 0,020 | | 17 | | 5 |
| | 0,025 | | 16 | | |
| | 0,031 | 1/32 | 15 | 5 | |
| | 0,040 | | 14 | | |
| Тонкозернистый песок (песчаник) | 0,050 | | 13 | | |
| | 0,063 | 1/16 | 12 | 4 | 6 |
| | 0,080 | | 11 | | |
| Мелкозернистый песок (песчаник) | 0,100 | | 10 | | |
| | 0,125 | 1/8 | 9 | 3 | |
| | 0,160 | | 8 | | |
| | 0,200 | | 7 | | 7 |
| Среднезернистый песок (песчаник) | 0,250 | 1/4 | 6 | 2 | |
| | 0,315 | | 5 | | |
| | 0,400 | | 4 | | |
| Крупнозернистый песок (песчаник) | 0,500 | 1/2 | 3 | 1 | |
| | 0,630 | | 2 | | 8 |
| | 0,800 | | 1 | | |
| Грубозернистый песок (песчаник) | 1,000 | 1 | 0 | 0 | |
| | 1,250 | | -1 | | |
| | 1,600 | | -2 | | |
| Мелкий гравий | 2,000 | 2 | -3 | -1 | 9 |
| | | 4 | | -2 | |

сказать о метрических размерах частиц. Все это свидетельствует о несомненных преимуществах условных шкал перед традиционной метрической шкалой.

Конечно, приведенные в табл. 2 шкалы удобны только на этапе статистической обработки результатов дробных ситовых анализов. Что касается классификационных наименований пород, то в этом отношении единый подход до сих пор отсутствует. В каждой стране принята своя классификация обломочных пород по размеру. Так, в монографии Ф. П. Шепарда [50, с. 77], а также в моно-

графии Ф. Петтиджона, П. Поттера и Р. Сивера [25, табл. 3-2] приведены классификации К. Уэнтворта и Бюро грунтоведения США; в книге Р. Градзиньского и др. [33, с. 135] предлагается более дробное подразделение обломочных зерен; в статье Г. Бьёрна [Vaurne G., 1981 г.] дано подразделение терригенных осадков, принятое Шведским геотехническим обществом. Можно отметить и весьма удобный прием, использованный Э. А. Егановым и Ю. К. Советовым [4]: они подразделили обломочные зерна на классы по принципу практического удобства при работе с микроскопом. В результате в диапазоне алеврит — мелкий гравий осадки разделились на такие классы: 0,01—0,1 (алеvрит); 0,1—0,25 (мелкий песок); 0,25—0,50 (средний песок); 0,50—1,00 (крупный песок); 1,00—2,50 (мелкий гравий).

Приведенные классификации, разумеется, не исчерпывают возможные подходы.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ

В самом общем виде ясно, что распределение частиц по размерам зависит от крупности исходного кластического материала, образующегося при выветривании материнских пород (если это осадочные породы, то решающую роль играет факт унаследованности размеров); от преобразования начальных размеров зерен в процессе транспортировки осадка водными или воздушными потоками; от интенсивности воздействия на осадок гидродинамики среды, в которой он фиксируется и захороняется. Однако, несмотря на бесспорную справедливость этого общего утверждения, решение основной задачи седиментологии по данным гранулометрии до сего дня не может считаться удовлетворительным. Геологи не знают даже, соответствует ли каждой обстановке осадконакопления своя функция распределения частиц по размерам или разным обстановкам может быть приписана какая-то одна функция, различающаяся только параметрически.

Со времени доказательств А. Н. Колмогоровым [1941 г.] факта логарифмически-нормального распределения размеров частиц при дроблении многие геологи использовали эту модель в качестве исходной базы для фациальных реконструкций, проверяя на «нормальность» распределение логарифмов размеров зерен. Однако, строго говоря, из схемы дробления частиц, использованной А. Н. Колмогоровым, еще не следует столь же обоснованное приложение (а главное, вытекающая из его модели интерпретация) этого распределения к гранулометрии как современных осадков, так и древних осадочных пород.

Каким же образом обосновывается приложимость логнормальной модели к гранулометрическому составу пород? Пока, к сожалению, единственным способом: приближенным (с помощью вероятностной бумаги) графическим методом оценки, ибо строгие критерии согласия, например критерий χ^2 Пирсона, в случае, когда

результаты гранулометрических анализов выражены в весовых процентах, а не в числе зерен, оказываются неприменимы. Суть этого способа состоит в следующем. Из теории вероятностей известно, что кумулятивная кривая нормального закона распределения на вероятностной бумаге выражается прямой линией. Если же по оси абсцисс откладывать не размеры зерен, а их логарифмы, то прямая линия должна означать непротиворечивость распределения размеров зерен логарифмически-нормальной функции. Это исходные положения. Далее начинается интерпретация. Дело в том, что при нанесении результатов дробного ситового анализа на вероятностную бумагу практически всегда оказывается, что независимо от генетического типа осадка кумулятивная кривая распределения частиц по размерам имеет вид ломаной линии, состоящей не менее чем из двух-трех отрезков прямой, разделенных отчетливыми (или неясно выраженными) точками излома. Как трактовать эту ситуацию?

Можно выделить два принципиально разных подхода. Первый, который обсуждался еще в работах У. Теннера [Tapner W. F., 1959 г.], А. Фуллера [Fuller A. O., 1961 г.], Д. Спенсера [Spencer D. W., 1963 г.], Е. Уолгера [Walger E., 1967 г.] и др., исходит из того, что число сегментов ломаной кумулятивной линии соответствует числу самостоятельных логнормальных подраспределений частиц по размерам, не связанных тесно с формами переноса осадков водным потоком. Такая трактовка представляется неубедительной уже хотя бы потому, что разные обстановки седиментации, характеризующиеся к тому же весьма изменчивыми гидродинамическими процессами, приводят тем не менее к одной и той же логнормальной функции распределения частиц по размерам. И, кроме того, пока нет ни одной аналитической седиментационной модели, из которой бы вытекал этот закон.

Отсюда следует, что эмпирически устойчивой закономерности (два-три самостоятельных отрезка прямой на вероятностной бумаге) должны соответствовать столь же устойчивые процессы переноса и седиментации осадка, однотипные для разных обстановок осадконакопления. Только в этом случае мы вправе связывать характер распределения частиц по фракциям не с разными обстановками в палеогеографическом смысле, а с разными формами переноса осадков в водной среде, имеющими место в любой обстановке. В главе 3 эти формы были описаны. В зависимости от соотношения скорости потока и размера частиц осадок может транспортироваться перекачиванием зерен по дну, сальтацией и во взвеси. Пока ясно одно: каждый из этих трех универсальных способов переноса кластических частиц, скорее всего, и приводит к логнормальному распределению частиц по размерам. Правда, и для этой трактовки пока не разработаны вероятностные модели седиментогенеза, теоретически обосновывающие логарифмически-нормальный закон.

Таким образом, надо признать, что более обоснованной выглядит интерпретация сегментированных кривых распределения час-

Рис. 39. Обоснование логнормальной модели распределения размеров частиц [75].

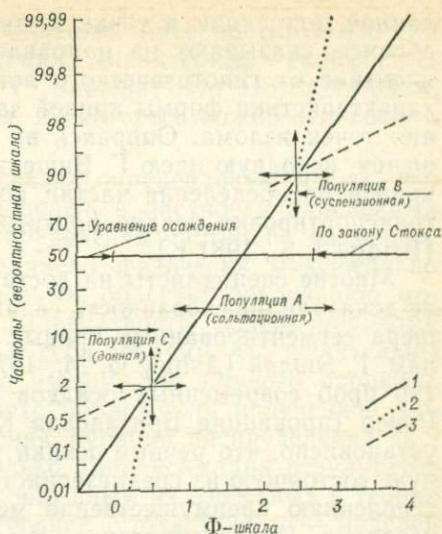
1 — логнормальное распределение; 2 — усеченный хвост распределения; 3 — популяция В или С.

тиц по размерам с позиций разных режимов переноса осадка водным потоком. Каждому режиму соответствует самостоятельная популяция частиц, имеющих логарифмически-нормальный закон распределения. Данный подход последовательно развивал Г. Вишер [Visher G. S., 1969 г.], хотя и многие другие геологи придерживались аналогичной трактовки [Chakrabarti A., 1977 г.; Viard J. P., Breyer J. A., 1979 г.; Leroy S. D., 1981 г. и др.].

К. Саго и Г. Вишер [75] попытались подвести гидродинамический базис под эту трактовку. Они исходили из предположения, что форма кривой распределения размеров частиц должны зависеть от следующих характеристик, связанных неким функциональным соотношением: от размера зерен d , глубины потока h , площади вертикального сечения потока A , срывающей скорости движения частиц u_* , гидравлической крупности частиц ω , концентрации частиц на уровне y , равной c_y , плотности жидкости ρ_0 , молекулярной вязкости жидкости μ , касательного напряжения на границе «поток—осадок» τ_0 и, наконец, от веса частиц $\gamma = g(\rho - \rho_0)$.

Легко понять, что число возможных независимых комбинаций этих факторов, якобы приводящих к логнормальному закону, очень велико. Проанализировать их все не представляется возможным. Поэтому К. Саго и Г. Вишер, опираясь на π -теорему теории размерностей, выбрали такие комбинации, которые прежде всего удовлетворяют условиям этой теоремы. Выбранные комбинации параметров, по мнению авторов, и определяют разные формы переноса частиц, являясь в то же время своеобразными индикаторами отрезков логнормальной кривой. По крайней мере, эти характеристики надо использовать, выводя из теоретических моделей логарифмически-нормальный закон распределения и связывая его генезис с режимами переноса частиц волочением, сальтацией и в суспензии.

На рис. 39 показаны ситуации, объясняющие зависимость точек излома логнормальной функции от ряда использованных характеристик потока и осадка. Стрелки, параллельные оси ординат, означают направления изменений в частотном составе осадка



данной популяции в точке излома, а стрелки, параллельные оси абсцисс, указывают на направления, в которых фиксируется отклонение от гипотетического логнормального распределения. Все характеристики формы кривой зависят от относительного положения точек излома. Опираясь на иные гидродинамические соотношения, исходную идею Г. Вишера о связи отрезков логнормальной кривой распределения частиц по размерам с разными режимами транспортировки осадка подтвердил в своей модели Дж. Бридж [Bridge J. S., 1981 г.].

Многие специалисты на достаточно представительном материале доказали обоснованность седиментологической трактовки Г. Вишера сегментированных кривых распределения частиц по размерам. Г. Эшлий [Ashley G. M., 1978 г.] изучил фракционный состав 190 проб современных осадков из озерно-речной системы Питт-Ривер (провинция Британская Колумбия, Канада). В результате установлено, что речные осадки включают две совокупности: донную, состоящую из среднезернистого песка, и суспензионную, представляющую преимущественно мелкозернистым песком. Песчаные осадки р. Платт (приток р. Миссури) фиксируют три популяции частиц, различающиеся способом переноса [Viard J. P., Breuer J. A., 1979 г.; Eschner T. R., Kircher J. E., 1984 г.].

Ряд геологов [Grace J. T., Grothaus B. T., Ehrlich R., 1978 г.; Walton E. K., Stephens W. E., Shawa M. S., 1980 г.; Leroy S. D., 1981 г.], правда, выражают откровенный скепсис по поводу интерпретации Г. Вишера. Однако противопоставить его подходу что-либо конструктивное пока не удалось. Попытки связать полимодальность кривых распределения частиц по размерам с различием в скоростях осаждения частиц разной крупности и с «сортующими эффектами» водной среды (штормы, приливно-отливные течения и т. п.) выглядят хотя и правдоподобно, но неубедительно [Taira A., Scholle P. A., 1979 г.]. В последнее время появилась идея связать сегментированность кривых распределения частиц по размерам не с логнормальной, а с гиперболической функцией [Christiansen C., Blaesild P., Dalsgaard K., 1984 г.]. Однако отсутствие седиментологической модели и для этого распределения не позволяет считать данную альтернативу предпочтительнее старого подхода.

И все же мы вынуждены согласиться с теми исследователями, которые пытаются доказать *неоднозначность* трактовки сегментированных кривых Г. Вишером. На самом деле, в современных потоках в принципе можно выделить только суспензионную и смешанную сальтационно-донную популяции. Однако в силу неустановившегося режима движения водных потоков это выделение весьма условно. В древних же породах разделение этих трех элементарных популяций частиц без знания гидродинамики палеопотока — вообще неразрешимая задача. К тому же неизвестны работы, в которых бы исследовалось распределение частиц в каждой из этих элементарных популяций. Решается, как правило, иная задача: строится распределение частиц в гетерогенной сме-

си и отрезки прямых до точек перелома интерпретируются как логарифмически-нормальные функции, характерные якобы для элементарных популяций (метод Г. Вишера). Но это, повторяем, только интерпретация, а не факты, на которых можно основывать самостоятельные заключения.

Г. В. Миддлтон [1968 г.] высказал справедливую мысль, что при построении вероятностных моделей, в частности нацеленных на получение новой функции распределения частиц по размерам, необходимо делать минимальное число физически максимально устойчивых допущений. Это, во-первых, облегчит реализацию модели и, во-вторых, обеспечит ее адекватность более широкому классу геологических процессов. От себя добавим, что желательны физически устойчивые допущения именно для *данного* процесса, может быть, даже в ущерб широте приложения полученной модели. Одним словом, для объяснения функций распределения частиц по размерам требуется не только аппроксимация результатов гранулометрического анализа тем или иным из известных в теории вероятностей законов, но и построение стохастических моделей гранулоседиментогенеза, аналитическим путем приводящих к определенной функции распределения.

Пока таких моделей немного. Часть из них была описана в монографии автора [29]. Поэтому ограничимся здесь конспективным изложением основных результатов.

Распределение размеров частиц донной популяции в движущемся потоке. Пусть задан турбулентный поток, перемещающийся со скоростью u , в котором взвешены частицы размером от r_{\min} до r_{\max} . Множество $\{r\}$ определим как фракционный набор взвешенного кластического материала, т. е. $\{r\}$ характеризует мутность потока. Известно [Великанов М. А., 1954, 1955 гг.], что максимальная мутность фиксируется у дна. В потоке мощностью h всегда существует поверхность, именуемая потолком взвешивания, на уровне которой вертикальная проекция скорости возмущения равняется гидравлической крупности частиц ω , взвешенных в потоке. В процессе движения потока у дна возникают так называемые турбулизирующие локальные возмущения, которые устремляются в тело потока. Этот процесс повторяется многократно, и в каждом сечении потока можно фиксировать наличие турбулизирующих возмущений.

Согласно гравитационной теории осаждения, каждая частица, взвешенная в потоке, будет опускаться на дно под действием избыточного веса, проходя за время dt путь dh . При этом скорость опускания (по определению) соответствует гидравлической крупности частицы ω . За то же время dt частица благодаря поступательному движению потока пройдет путь dx вдоль продольной оси потока со скоростью, которую можно считать равной скорости u в данной точке, т. е.

$$dt = dh/\omega = dx/u.$$

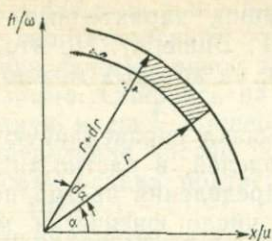


Рис. 40. Схема, поясняющая вывод функции распределения размеров частиц донной популяции в движущемся потоке [29].

В каждый фиксированный момент времени благодаря турбулирующим вихревым возмущениям распределение частиц по размерам в теле потока носит случайный характер, подчиняясь лишь одной закономерности: концентрация частиц, максимальная в придонной части потока, постепенно сходит «на нет» по мере приближения к потолку взвешивания. Потолок взвешивания постоянен для определенной несущей скорости потока и определенного диапазона частиц. Но если учесть, что в турбулентном потоке фиксируются пульсации как продольных (несущих) скоростей, так и поперечных (взвешивающих), то станет ясно, что и потолок взвешивания есть функция многих факторов.

Рассмотрим произвольное сечение потока, перемещающегося со скоростью u , и зафиксируем время t заданием системы координат $\{x/u; h/\omega\}$ (рис. 40). Будем предполагать, что произвольная частица, находящаяся в потоке, оседает на дно по дуге радиусом r . Учитывая описанный выше механизм перемещения и седиментации частиц из турбулентного потока, можно заключить, что радиус-вектор r есть случайная величина, распределенная по закону $F(r)$. Функция $F(r)$ и есть искомое распределение частиц по размерам, причем не частиц, взвешенных в потоке, а частиц, осевших на дно бассейна в произвольный момент времени t , поскольку плотность вероятности $f(r)$ не должна зависеть от α . Подробное описание вывода функции $f(r)$ опубликовано ранее [29]. Поэтому ограничимся лишь указанием конечного результата

$$f(r) = (r/\sigma^2) \exp[-r^2/(2\sigma^2)]. \quad (26)$$

Вероятно, ясно, что донная популяция частиц и донные осадки — понятия существенно разные. Донная популяция — это совокупность частиц, которая при данной скорости потока u перемещается волочением по дну или находится в покое, т. е., иными словами, является функцией от гидродинамики потока, изменение которой, естественно, ведет и к изменению фракционного состава осадков донной популяции. Донные же осадки — это совокупность частиц, уже окончательно закрепленных на дне потока вне зависимости от изменения гидродинамических характеристик водной среды.

Найденное нами распределение размеров частиц донной популяции не соответствует высказывавшимся ранее гипотетическим предположениям о логнормальном распределении фракционного

состава осадков разных популяций (донной, сальтационной и суспензионной), различные смеси которых якобы приводят к логарифмически-нормальному закону, справедливому для осадков чуть ли не всех генетических типов. Если, однако, учесть, что логарифмически-нормальная функция в статистическом смысле близка закону Вейбулла, который обобщает распределение Рэлея, то станет ясно, что без аналитических моделей процессов гранулоседиментогенеза любые утверждения о соответствии фракционного состава осадков логарифмически-нормальной функции лишены каких бы то ни было доказательных оснований.

Распределение размеров частиц при фракционировании полидисперсных смесей. Будем рассматривать седиментологическую модель, трактующую седиментацию частиц под влиянием главным образом силы тяжести, когда течения, волнение (и т. д.) не оказывают существенного влияния на распределение по фракциям осаждающихся частиц. Такая ситуация реальна при формировании фракционного состава турбидитов, в меньшей мере — при накоплении озерных ленточных глин, глубоководных осадков абиссали и т. д. Седиментация в данной схеме реализуется по закону

$$v = \psi(r) = \alpha r^\beta, \quad (27)$$

где v — скорость седиментации; r — размер частицы.

При $\beta=2$ формула (27) с точностью до α соответствует закону Стокса. Численные значения α и β весьма существенны при палеогидродинамических реконструкциях. Поэтому многие исследователи предпринимали попытки конкретизировать параметры законов осаждения частиц. Так, было установлено, что флокуляция частиц существенно отклоняет седиментацию от закона Стокса [Кганск К., 1980 г.]. Имеет значение и температура воды. Приведение скорости осаждения к стандартному значению температуры 20 °С осуществляется по формуле [May J. P., 1981 г.]:

$$v = v_m + k(20 - t)v_m,$$

где v_m — скорость седиментации при температуре $t \neq 20$ °С; коэффициент k определяется из условий: если $v_m > 0,177$ м/с, то $k=0$; если $0,002 < v_m < 0,177$ м/с, то $k = -0,00555 \ln v_m - 0,00961$; если $v_m < 0,002$ м/с, то $k=0,025$.

Нельзя пренебрегать при оценке скоростей седиментации частиц их формой [Кирко Н. И., 1976 г.; Vaba J., Komag P. D., 1981 г.] и плотностью [Komag P. D., 1981 г.]. Все эти вопросы весьма существенны при конкретизации принципа гидравлической эквивалентности У. Руби [Rubey W. W., 1933 г.]; этот принцип играет важную роль при прогнозировании россыпей [Сакс С. Е., 1974 г.; Slingerland R. L., 1977 г.].

Итак, в данном разделе нас интересует распределение частиц $q(r)$ по размерам (скоростям осаждения), которое, разумеется, в первую очередь зависит от фракционного состава поступившего в бассейн обломочного материала. Поэтому $q(r)$ — это интегральная функция распределения, которая должна получаться путем

усечения некой функции $f(r)$, характеризующей исходное (до седиментации) распределение частиц по размерам. В рамках нашей модели конкретный вид функции $f(r)$ не задается. Автор доказал [Романовский С. И., 1975 г.], что если распределение частиц по скоростям осаждения характеризуется функцией

$$q'[\psi(r)] = c \exp[-\psi(r)], \quad (28)$$

где c — произвольная постоянная, а скорость седиментации и размер частиц связаны соотношением (27), то распределение частиц по размерам в рамках данной седиментологической модели должно описываться законом Вейбулла, т. е. функцией вида

$$\varphi(r) = \alpha \beta r^{\beta-1} \exp(-\alpha r^{\beta}). \quad (29)$$

Таким образом, проанализированные две седиментологические модели позволяют сделать следующее заключение. Если формируется донная популяция частиц, то она, как мы определили, является функцией от гидродинамических характеристик среды седиментации, для которых проекции векторов скорости потока не в состоянии переводить частицы во взвешенное состояние. Иными словами, для донной популяции в частном случае справедлива схема фракционирования суспензии. Поэтому мы получили согласие обеих моделей в двух отношениях: в чисто седиментологическом и в статистическом, поскольку распределение Рэля является частным случаем распределения Вейбулла. [Если в формуле (29) положить $\alpha = 1/(2\sigma^2)$, а $\beta = 2$, то получим выражение (26)].

Размыв, перенос и отложение осадка турбулентным потоком. Эту модель разработал К. И. Хейсканен [1978 г.]. Он опирался на предположение, что три способа переноса частиц (волочение, сальтация и взвесь) с позиций теории случайного блуждания едины и их можно трактовать как разную степень удаления частиц от дна. Размыв осадка рассматривается в этой модели в терминах теории турбулентной диффузии, согласно которой распределение взвешенных частиц, точнее их гидравлических крупностей, имеет вид

$$f(\omega, k) = 2c[1 - \Phi(\omega\sqrt{2t/k})], \quad (30)$$

где ω — гидравлическая крупность; k — коэффициент турбулентной диффузии; c — постоянный множитель; t — время; $\Phi(z)$ — интеграл вероятностей.

Если частицы донных осадков распределены с плотностью вероятности $q(\omega)$, то распределение гидравлической крупности всех взвешенных частиц будет пропорционально

$$P(\omega, k) = q(\omega)f(\omega, k). \quad (31)$$

Чтобы найти распределение частиц в потоке глубиной H при установившемся режиме движения, т. е. при $t \rightarrow \infty$, К. И. Хейсканен использовал уравнение Фоккера—Планка для диффузии в условиях течения. В итоге было получено, что

$$q(x, \omega, k) = \frac{\omega \exp[(\omega/k)(H-x)]}{k \exp[(\omega/k)H] - 1}. \quad (32)$$

Плотность же вероятности частиц, осевших на дно, находится из простейшего предположения о мгновенной остановке потока. С точностью до постоянного множителя c она имеет вид

$$f(\omega) = c \frac{\omega^2}{k} \frac{\exp[-(t/k)\omega^2]}{1 - \exp[-(H/k)\omega]} P(\omega, k). \quad (33)$$

В выражение (33) входит неизвестная функция $P(\omega, k)$ вида (31). Чтобы получить ее в явном виде, надо хотя бы предположительно знать вид функции $q(\omega)$. К. И. Хейсканен полагал (с достаточно грубым приближением), что функция $q(\omega)$ соответствует экспоненциальному закону распределения. Но даже в этом, самом простом, случае функция $f(\omega)$ имеет очень сложный вид, требующий приближенных (по методу наименьших квадратов) вычислений на ЭВМ. Сходные предположки легли в основу модели Дж. Бриджа [Bridge J. S., 1982 г.].

Зависимость концентрации частиц в потоке от расстояния до источника сноса. В этой модели, разработанной С. И. Романовским и Р. Э. Соловейчиком [1975 г.], устанавливается распределение гидравлической крупности частиц как функция дальности транспортировки осадка. Концентрация частиц в потоке q есть решение уравнения диффузии

$$u \frac{\partial q}{\partial x} - \omega \frac{\partial q}{\partial z} = k \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}, \quad (34)$$

где x — горизонтальная координата; z — расстояние от дна; u — скорость потока.

Задача решалась при следующих граничных условиях:

$$(uq)_{x=0} = \delta(z-h); \quad q_{x=\infty} = 0, \quad (35)$$

где $\delta(y)$ — дельта-функция; h — мощность потока.

Было показано, что распределение гидравлической крупности частиц, осаждающихся из потока на фиксированном расстоянии x_0 от источника сноса, имеет вид

$$Q(\omega) = \frac{\left(\frac{h}{x_0} + \frac{\omega}{u}\right) \exp\left[-\frac{ux_0}{4k} \left(\frac{h}{x_0} - \frac{\omega}{u}\right)^2\right]}{\frac{hu}{x_0^2} \Phi\left(\frac{h\sqrt{u}}{\sqrt{2kx_0}}\right) + \frac{\sqrt{uk}}{2x_0\sqrt{hx_0}} \exp\left(-\frac{uh^2}{4kx_0}\right)}, \quad (36)$$

где $\Phi(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt$ — нормированная нормальная функция распределения.

Модель проверялась на фактическом материале [29] и дала вполне удовлетворительные результаты.

Вообще следует отметить, что наиболее серьезные успехи по изучению факторов, предопределяющих распределение частиц в осадке в разных гидродинамических ситуациях, можно ожидать при использовании диффузионной теории переноса и седиментации обломочных частиц [Анцыферов С. М., Дебольский В. К., 1976 г.;

Анцыферов С. М., Косьян Р. Д., 1981 г.; Mooney J. R., Bubela B. a. o., 1978 г.].

Итак, функция распределения частиц по размерам зависит прежде всего от интенсивности (длительности) и направленности воздействия гидродинамики среды на поступивший в зону седиментации осадок. Тот факт, что эмпирически чаще всего фиксируется логарифмически-нормальный закон распределения гранулометрии осадка, свидетельствует не столько о том, что этот закон продуцируется характером седиментации обломочных частиц (такие модели пока не известны), сколько о *статистической близости* семейства вейбулловских распределений и логнормальной функции [29]. Тем более, если для расшифровки вида распределения используется обычная вероятностная бумага.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЭМПИРИЧЕСКИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ

К статистическим характеристикам фракционного состава пород обычно относят различные оценки линейных размеров частиц (среднее, медианное, максимальное и т. д.), оценки вариации (изменчивости) размеров относительно среднего значения (дисперсия и стандартное отклонение), оценки форм эмпирических распределений (асимметрия и эксцесс) и различные меры сортированности осадка.

Генетическая интерпретация указанных статистик опирается на трактовку гидродинамики гранулоседиментогенеза, которая, решаящим образом влияя на распределение частиц по размерам, определяет и физический смысл важнейших характеристик этих распределений. Однако здесь есть примечательная закономерность: чем выше порядок статистики, тем более опосредованна, а значит и менее доказательна ее физическая трактовка. Так, средний размер зерен и стандартное отклонение интерпретируются однозначно, а именно, как показатель энергии среды седиментации (\bar{x}) и как мера сортированности осадка, т. е. устойчивость во времени гидродинамики среды ($\hat{\sigma}$). Что же касается асимметрии распределения, то, скорее всего, она отражает как бы предельную возможность воздействия на осадок факторов среды седиментации. (Пески морских пляжей, как правило, имеют отрицательную асимметрию, а дюнные — положительную [33]). Эксцесс распределения практически не имеет геологического смысла [25].

Существуют два основных способа оценки статистик эмпирических распределений частиц по размерам: метод моментов и метод квантилей. Если метод моментов опирается на строгую вероятностную теорию оценивания, то метод квантилей разработан с целью приближенной графической оценки требуемых статистик. Выбор того или иного метода оценки определяется исходной шкалой, в которой выражены результаты гранулометрического анализа, и требуемой точностью оценивания.

Метод приближенных квантильных оценок разработан применительно к Ф-шкале. Первоначально эти оценки были предложены П. Траском, В. Крамбейном, Ф. Петтиджоном, Г. Отто и другими геологами. Однако в настоящее время их формулы практически не используются. Зато весьма популярны квантильные статистики Д. Инмана [Inman D. L., 1952 г.], которые впоследствии существенно усложнили Р. Фолк [Folk R. L., 1973 г.], Д. Сван и Ж. Латенье [Swan D., Luternauer J. L., 1979 г.].

В табл. 3 приведены основные статистики, рассчитанные по методу квантилей и с помощью метода моментов. Если методом моментов рассчитываются статистики первых четырех порядков (среднее, дисперсия, асимметрия и эксцесс распределения), то квантильный метод оценивания дает возможность вычислять кроме этих статистик практически неограниченное число других мер, статистический смысл и содержательная интерпретация которых, как правило, не обосновываются. К числу таких мер можно отнести арифметическое, геометрическое и логарифмическое квантильные отклонения, различные коэффициенты, как бы оценивающие распределение частиц по фракциям, и т. п. Учитывая *генетическую направленность* статистической обработки результатов *гранулометрических анализов*, необходимо давать и физическое осмысливание всех новых, вводимых в расчеты характеристик, без чего теряется смысловая основа работы и становится невозможной содержательная интерпретация полученных результатов.

Необходимо также подчеркнуть, что связь рекомендуемых квантильных оценок тех или иных характеристик фракционного состава со статистиками, которые должны оцениваться по квантилям, не всегда очевидна и в ряде случаев требует специального исследования. Наиболее наглядно эта мысль может быть проиллюстрирована на примере квантильных оценок эксцесса эмпирических распределений частиц по размерам. Известно, что в статистике оценка эксцесса означает меру островершинности эмпирического распределения. Эта оценка связана с дисперсией случайной величины: чем больше дисперсия, тем менее (в общем случае) островершинным является распределение. Из табл. 3 видно, что квантильные оценки эксцесса включают четыре квантиля, а потому, как и всякие квантильные оценки, они являются прежде всего функцией от выбранных точек, а информацию, содержащуюся между этими точками, не учитывают. Именно это обстоятельство позволяет утверждать, что квантильные оценки эксцесса не оценивают эксцесс в статистическом смысле, т. е. не являются мерами островершинности эмпирического распределения частиц по размерам [Baker R. A., 1968 г.].

Специальные исследования квантильного метода оценивания основных статистик распределения частиц по фракциям показали [78; Fox W. T., Ladd J. W., Martin M. K., 1966 г.; Sevon W. D., 1968 г. и др.], что, во-первых, наибольшие расхождения в сравнении с методом моментов дают оценки асимметрии и эксцесса; во-вторых, сильно влияет группирование данных в гранулометриче-

Основные статистические характеристики распределения частиц по размерам, оцениваемые по методу моментов и с помощью квантилей

| Название статистики | Квантильная оценка | Первоисточник | Оценка по методу моментов |
|--|--|--|---|
| Среднее \bar{x}_Φ | 1) $\frac{1}{2} (\Phi 16 + \Phi 84)$ | Inman D. L., 1952 г. | $\bar{x}_\Phi = \sum_{i=1}^n f_i m_{i\Phi},$ <p>где f_i — доля от общего веса каждой фракции; $m_{i\Phi}$ — средняя точка i-фракции в Φ-единицах; n — число фракций</p> |
| | 2) $\frac{1}{3} (\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84)$ | Folk R. L., Ward W. C., 1957 г. | |
| | 3) $\frac{1}{10} (\Phi 5 + \Phi 15 + \Phi 25 + \dots + \Phi 95)$ | McCammon R. B., 1962 г. | |
| Стандартное отклонение от среднего σ_Φ | 1) $\frac{1}{2} (\Phi 84 - \Phi 16)$ | Inman D. L., 1952 г. | $\sigma_\Phi = \left[\sum_{i=1}^n f_i (m_{i\Phi} - \bar{x}_\Phi)^2 \right]^{1/2}$ |
| | 2) $\frac{1}{4} (\Phi 84 - \Phi 16) + \frac{1}{6,6} (\Phi 95 - \Phi 5)$ | Folk R. L., Ward W. C., 1957 г. | |
| | 3) $\frac{1}{9,1} (\Phi 70 + \Phi 80 + \Phi 90 + \Phi 97 - \Phi 3 - \Phi 10 - \Phi 20 - \Phi 30)$ | McCammon R. B., 1962 г. | |
| Асимметрия Sk_Φ | 1) $\frac{\Phi 84 + \Phi 16 - 2\Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16}$ | Inman D. L., 1952 г. | $Sk_\Phi = \sum_{i=1}^n \frac{f_i (m_{i\Phi} - \bar{x}_\Phi)^3}{\sigma_\Phi^3}$ |
| | 2) $\frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2\Phi 50}{2(\Phi 84 - \Phi 16)} + \frac{\Phi 5 + \Phi 95 - 2\Phi 50}{2(\Phi 95 - \Phi 5)}$ | Folk R. L., Ward W. C., 1957 г. | |
| | 3) $\frac{\Phi 84 - \Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16} - \frac{\Phi 50 - \Phi 5}{\Phi 95 - \Phi 5}$ | Warren G., 1974 г. | |
| | 4) $\Phi 95 + \Phi 5 - \frac{\Phi 16 + \Phi 84}{\Phi 84 - \Phi 16}$ | Shepard F. P., Young R., 1961 г. | |
| Экцесс Ek_Φ | 1) $\frac{\Phi 95 - \Phi 5}{\Phi 84 - \Phi 16} - 1$ | Inman D. L., 1952 г. | $Ek_\Phi = \sum_{i=1}^n \frac{f_i (m_{i\Phi} - \bar{x}_\Phi)^4}{\sigma_\Phi^4}$ |
| | 2) $\frac{\Phi 95 - \Phi 5}{2,44(\Phi 75 - \Phi 25)}$ | Folk R. L., Ward W. C., 1957 г. | |

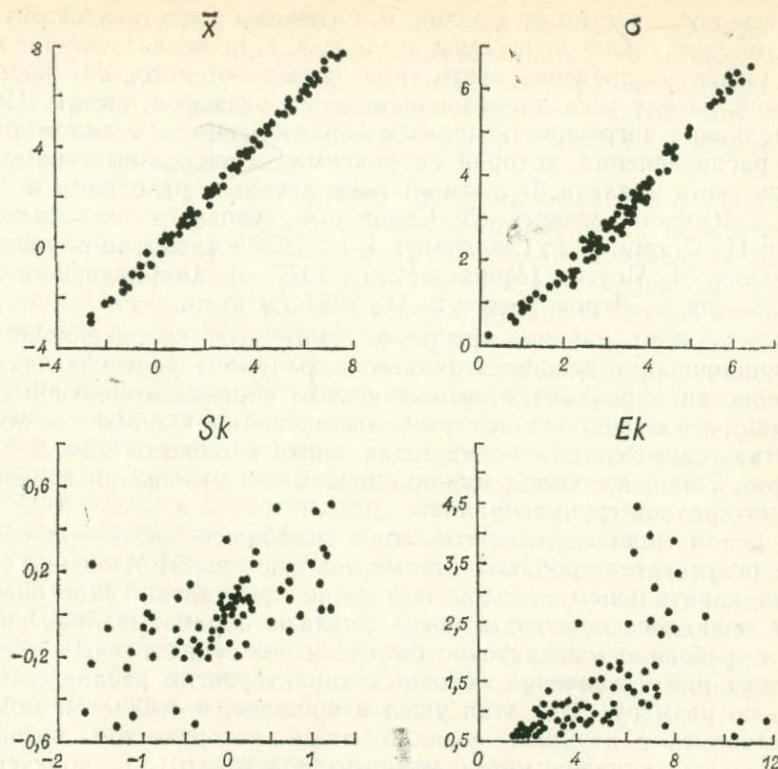


Рис. 41. Соотношение между квантильными статистиками (Р. Фолка и В. Уарда) и статистиками по негруппированным данным, пересчитанным на число зерен, для 100 гипотетических образцов [78].

По оси абсцисс отложены в Ф-единицах статистики по негруппированным данным, по оси ординат — статистики по квантильным оценкам.

ские классы (фракции); в-третьих, ошибки возникают в результате приложения графических мер оценивания, разработанных для нормального распределения, к распределениям, сильно отличающимся от нормального; в-четвертых, если для анализов, результаты которых выражены в процентном содержании фракций, оценки по методу моментов и квантилей не совпадают для всех четырех основных статистик, то в случае, когда результаты анализов представлены в числе зерен, несовпадение заметно лишь для асимметрии и эксцесса (рис. 41). Для получения более точных значений основных статистик можно аппроксимировать логнормальное распределение частиц по фракциям с помощью сплайн-функций [Burger H., 1976 г.] либо не наносить результаты анализа на вероятностную бумагу, а изображать их с помощью логарифмической спирали. Эту новацию разработал французский седиментолог П. Вейди [Weydert P., 1976 г.].

Метод моментов, в отличие от приближенного метода квантилей, использует всю информацию, содержащуюся в эмпирическом

распределении частиц по фракциям. Основные расчетные формулы этого метода также приведены в табл. 3. При использовании метода моментов значение статистики зависит от того, на сколько фракций разбит весь диапазон изменения размеров частиц. Причем величина погрешности прямым образом связана с видом функции распределения, которой аппроксимируются данные гранулометрического анализа. Все эти вопросы детально разобраны в статьях канадских ученых Д. Свана, Ж. Клоги и Ж. Латенья [Swan D., Clague J. J., Luternauer J. L., 1979 г.], пуэрто-риканского геолога М. Моусса [Moussa M. T., 1977 г.], американского исследователя С. Лероя [Leroy S. D., 1981 г.] и др.

Выяснено, что ошибки при расчете моментов, возникающие из-за группирования исходных данных в гранулометрические классы размерности (фракции), прямо зависят от порядка моментной статистики: чем выше порядок, тем больше ошибка. Однако для большинства седиментологических задач этими ошибками можно пренебречь. Такой же вывод можно сделать и в отношении неравенства интервалов группирования.

В целом можно заключить, что в настоящее время при обработке результатов дробных ситовых анализов на ЭВМ оценки статистик квантильным методом можно не проводить. Такое оценивание появилось в те годы, когда анализы обрабатывались вручную и требовалось достаточно быстро и без существенных потерь точности найти значения основных характеристик распределения зерен по размеру. Этот этап ушел в прошлое, и сейчас он может представлять с научных позиций лишь исторический интерес. В отдельных случаях метод можно использовать для получения первых прикидочных оценок.

Куда важнее и интереснее разработать такую методику обработки дробных ситовых анализов (19- и 38-фракционных), которая учитывала бы общие статистические особенности распределения частиц по фракциям и была нацелена на решение основной задачи гранулометрии в седиментологии. Один из возможных подходов был предложен автором совместно с сотрудниками ВЦ ВСЕГЕИ [20] (С. И. Романовскому принадлежит идея метода, его алгоритмическое описание выполнено И. Д. Македоном, а программирование — Л. Д. Ручейковой).

Предлагаемая методика обработки дробных ситовых анализов опирается на учет следующих фактов.

1. Гранулометрический анализ должен быть представлен не в процентах по весу фракций, а в числе зерен, поскольку в противном случае попытка интерпретации экспериментальных данных в терминах функции распределения *размера зерен* оказывается несостоятельной.

2. Оценивается всегда плотность вероятности непрерывной случайной величины (размер частиц), хотя техника анализа сводится к получению ряда распределения дискретной величины (число зерен, попадающих в соответствующую фракцию).

3. Сам способ выполнения дробных ситовых анализов приводит к *усеченному ряду распределения частиц по размерам*. Точками усечения являются: 2 мм (в области верхней границы песчаных зерен) и левый «хвост распределения» — $< 0,05$ мм. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке параметров эмпирических распределений.

4. Дробный ситовый анализ практически всегда фиксирует *полимодальное распределение* частиц, возникающее вследствие дефицитов на рубеже некоторых фракций. Следовательно, эмпирическое распределение размеров зерен представляет собой суперпозицию нескольких одномодальных функций, что также должно учитываться соответствующими расчетными формулами.

5. Проверка статистических гипотез (например, о виде функции распределения случайного размера частиц) в условиях осложнений, вызываемых перечисленными выше особенностями, требует осторожного использования критериев согласия, так как могут возникнуть ошибки из-за «излишне представительной» выборки.

Нам удалось доказать [20], что наиболее надежные результаты при обработке дробных ситовых анализов получаются в том случае, если при оценке статистических характеристик распределения размеров зерен учтен факт усеченности и полимодальности гистограммы. Кроме того, «хвосты распределения», т. е. ряд фракций грубого песка и алеврита, для оценки параметров ненадежны, и без их учета (дополнительное усечение распределения) параметры оцениваются более точно.

СОРТИРОВАННОСТЬ ОСАДКА

Распределение содержания частиц по фракциям принято характеризовать особой мерой, которая получила название «сортировка» или «фракционная сортировка» частиц. Иногда используется близкое по смыслу понятие «однородность» осадка. Тожественным ему считается представление о гранулометрической зрелости песков [Рожков Г. Ф., 1979 г.], что не совсем правильно, ибо не всегда однородный по зернистости песок будет и гранулометрически зрелым. Мы будем говорить только о сортированности осадка. При этом будем считать, что оценивающие ее численные меры не должны зависеть от вида распределения частиц в вероятностном смысле.

Рассмотрим с этих позиций меры, долгие годы бывшие популярными у седиментологов: коэффициент Траска и стандартное отклонение от среднего размера зерен. Коэффициент сортировки Траска S_0 является функцией от двух квантилей (Q_{25} и Q_{75}) и рассчитывается по формуле

$$S_0 = \sqrt{Q_{25}/Q_{75}}, \quad (37)$$

где Q_{25} — 25 %-ный квантиль, соответствующий зоне больших размеров; Q_{75} — 75 %-ный квантиль, отвечающий диапазону частиц меньшей размерности.

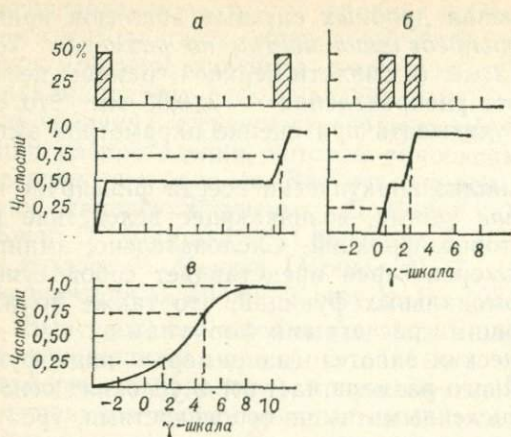


Рис. 42. Различные распределения частиц по фракциям, приводящие к неверной оценке сортировки осадка с помощью коэффициента Траска [29].

Осадок считается идеально сортированным, если $Q_{25} = Q_{75}$, что возможно только в том случае, когда все частицы имеют размер какой-то одной фракции. При этом условии $S_0 = 1$. Во всех остальных случаях $S_0 > 1$. Коэффициент Траска — ненормированная величина, изменяющаяся в широком диапазоне — от первых единиц до первых десятков, что, естественно, затрудняет построение удобной в практическом отношении классификации осадков по степени сортировки.

Кроме того, коэффициент Траска дает искаженную картину сортировки, когда осадок сосредоточен в двух крайних фракциях, разделенных несколькими пустыми фракциями. На рис. 42 показаны три случая возможного распределения частиц по фракциям. В первом (рис. 42, а) весь осадок сосредоточен в двух крайних фракциях песчаной совокупности. Во втором (рис. 42, б) весь осадок распался тоже на две фракции, но в диапазоне частиц крупнопесчаной размерности, к тому же разделенных единственной фракцией, которая оказалась не представленной осадком. Третий случай (рис. 42, в) демонстрирует относительно равномерное распределение частиц по фракциям. В первом случае осадок предельно неоднороден, но относительно хорошо сортирован; во втором — осадок практически однородный и также хорошо отсортированный. Между тем коэффициент S_0 в первом случае существенно больше, чем во втором, и близок к значению, соответствующему третьему случаю — равномерному распределению частиц по фракциям при весьма плохой сортировке осадка. Такая неувязка происходит из того, что коэффициент сортировки Траска фиксирует всего две точки эмпирической кривой распределения частиц по фракциям, не учитывая информацию, содержащуюся в остальных точках этой кривой. Все эти недостатки коэффициента Траска давно известны геологам [33; Friedman G. M., 1962 г. и др.].

Надо отметить, что кроме меры сортировки Траска неоднократно предлагались и другие меры, основанные как на квантильных,

так и на моментных оценках. Наиболее популярной из них является стандартное отклонение от среднего размера зерен. Однако существенный недостаток этой характеристики заключается в том, что она имеет однозначно интерпретируемый смысл только применительно к унимодальным кривым распределения частиц по фракциям, тогда как для дробных ситовых анализов характерны полимодальные кривые.

Итак, для оценки сортировки осадка в пределах всего интервала размерностей (от глин до песков) требуется мера, не зависящая от вида функции распределения частиц по размерам [Белкин В. И., Рязанов И. В., 1974 г.; Sharp W. E., Fan Pow-Foung, 1963 г.]. Такой мерой, на что уже неоднократно указывал автор, может быть *функция нормированной энтропии* [Романовский С. И., 1968 г.]. Покажем, что энтропия дискретного распределения зависит только от длины и числа интервалов группирования случайной величины, т. е. определяется только дробностью гранулометрического анализа и выбранной масштабной шкалой, фиксирующей размер фракций [29].

Энтропия выборочного распределения, как известно, определяется из соотношения

$$\hat{h}\{f^*(r)\} = - \sum_{i=1}^n P_i^* \ln p_i^*, \quad (38)$$

где n — число фракций в анализе; p_i^* — содержание (в долях единицы) частиц в i -й фракции.

Выборочная энтропия (38) ограничена только снизу, т. е. когда весь осадок сосредоточен только в одной фракции, то $p_1^* = p_2^* = \dots = p_{n-1}^* = 0$; $p_n^* = 1$ и $\hat{h}\{f^*(r)\} = 0$. Если же осадок равномерно распределен по фракциям, то $\hat{h}\{f^*(r)\} = \ln n$, т. е. выборочная энтропия является функцией от дробности анализа и не имеет точной верхней границы. Ряд авторов, пытаясь оценить информационное содержание частотных распределений, предлагают такие схемы разбиения на размерные интервалы, которые приводят к наибольшему значению энтропии $\hat{h}\{f^*(r)\}$ [Full W. E., Ehrlich R., Kennedy S. K., 1984 г.].

Легко установить, что n ранжированных наблюдений случайной величины делят площадь под кривой распределения на $n+1$ часть. Выберем (условно) длины интервалов группирования таким образом, чтобы площади всех $n+1$ частей были равными. Поскольку вся площадь под кривой распределения всегда в точности равняется единице вне зависимости от числа максимумов этой кривой, то площадь одной такой части будет равна $1/(n+1)$. С другой стороны, оценка эмпирической плотности вероятности между двумя соседними наблюдениями есть $p_i^* \Delta r_i$, где $\Delta r_i = r_{i+1} - r_i$ — длина i -го интервала группирования. Поэтому можно записать следующее выражение для p_i^* :

$$p_i^* = 1/[(n+1)\Delta r_i]. \quad (39)$$

С учетом этого соотношения преобразуем формулу (38) для оценки выборочной энтропии:

$$\begin{aligned}\hat{h}\{f^*(r)\} &= \frac{1}{n+1} \sum_{i=1}^n \frac{1}{\Delta r_i} \ln [\Delta r_i (n+1)] = \\ &= \ln(n+1) + \frac{1}{n+1} \sum_{i=1}^n \frac{1}{\Delta r_i} \ln \Delta r_i.\end{aligned}\quad (40)$$

Если $\Delta r_i > 1$, то величину

$$\hat{h}_0 = - \sum_{i=0}^n \frac{1}{\Delta r_i} \ln \frac{1}{\Delta r_i}\quad (41)$$

можно назвать *энтропией группирования* [Романовский С. И., 1975 г.], а формулу (40) переписать в виде

$$\hat{h}\{f^*(r)\} = \ln(n+1) + [1/(n+1)] \hat{h}_0.\quad (42)$$

Полученное соотношение вида (42) и доказывает высказанное положение о зависимости выборочной энтропии распределения частиц по фракциям только от дробности анализа и масштаба размерной шкалы. Если гранулометрический анализ выполнен не в весовых процентах, а в числе зерен, то дифференциальная энтропия этого распределения может быть вычислена следующим образом. Пусть $p_i^* = m_i/N$, где m_i — число зерен i -й фракции; N — общее число зерен. Тогда формула (42) преобразуется к виду

$$\begin{aligned}\hat{h}\{f^*(r)\} &= \ln(n+1) + \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n m_i \ln \frac{N}{m_i(n+1)} = \\ &= \ln N - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n m_i \ln m_i.\end{aligned}\quad (43)$$

Заметим, что соотношение (43) может быть получено из формулы (38) непосредственно. Однако при этом не улавливается связь в виде (42) зависимости энтропии выборочного распределения от длины и числа интервалов группирования частиц по фракциям.

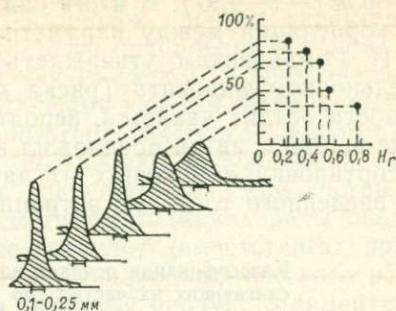
Для вычисления энтропийной меры сортировки осадка справедлива формула

$$H_r = \hat{h}\{f^*(r)\} / \hat{h}\{f^*(r)\}_{\max},\quad (44)$$

где $\hat{h}\{f^*(r)\}_{\max} = \ln n$.

Величина H_r вида (44) — нормированная ($0 \leq H_r \leq 1$). Если $H_r = 0$, то это соответствует идеально сортированному осадку, когда все частицы сосредоточены в какой-то одной фракции. Если $H_r = 1$, то осадок абсолютно несортированный.

Рис. 43. График зависимости значений H_r от содержания частиц в модальной фракции (песчаные осадки разной степени сортированности) [10].



Автор [Романовский С. И., 1968 г.] на материале большого числа гранулометрических анализов песчаных отложений заунгузской свиты Средней Азии показал, что корреляция между мерой нормированной энтропии и коэффициентом Траска отсутствует, т. е. мера S_0 не отражает сортированность осадка в том смысле, какой вкладывается в это понятие. Позднее этот вывод подтвердили А. Н. Деркачев [1975], В. А. Друшиц, В. И. Кленов и Г. А. Сафьянов [1981 г.], М. А. Левчук и Г. Ф. Букреева [1984 г.] и др.

Так, А. Н. Деркачев [1975 г.] на материале современных морских осадков Кроноцкого залива (Камчатка) в диапазоне глубин от прибрежного мелководья до 1000 м (176 грунтовых станций) установил, что связь между S_0 и H_r фиксировалась, как это и следовало ожидать, только для хорошо сортированных осадков. В. А. Друшиц, В. И. Кленов и Г. А. Сафьянов [1981 г.] проанализировали 85 образцов с континентальной окраины северной и восточной частей Черного моря (глубины от 12 до 1160 м). Из этих 85 образцов 3 имеют хорошую, 34 — среднюю и 48 — плохую сортировку (илы с примесью ракушки). Кроме того, исследовались еще 99 образцов прибрежных осадков кавказского побережья (диапазон частиц от песка до мелкой гальки). Здесь, напротив, 69 образцов имеют хорошую сортировку, 16 — среднюю и 14 — плохую. Были также изучены образцы подводных склонов Азовского, Балтийского, Белого, Охотского, Японского и Черного морей.

По классификации Траска почти все образцы попадали в разряд хорошо сортированных осадков, тогда как энтропийная мера H_r однозначно указывала на их плохую сортировку ($0,45 \leq H_r \leq 0,95$). Авторы этих исследований, вслед за нами, также предлагают отказаться от меры сортировки Траска, как полностью несостоятельной. Этому же мнения придерживаются Ю. В. Кочемасов [10], М. А. Левчук и Г. Ф. Букреева [1984 г.] и многие другие геологи.

Связь значений H_r с содержанием частиц в модальной фракции почти линейная: чем больше частиц содержится в модальной фракции, тем меньшее значение H_r отмечается и тем лучше сортирован осадок. Этот очевидный факт наглядно иллюстрирует рис. 43.

На материале более 500 гранулометрических анализов юрских песчаных и алевро-глинистых толщ восточной части Енисей-Хатангского прогиба М. А. Левчук и Г. Ф. Букреева [1984 г., с. 40] установили, что коэффициент корреляции между содержанием частиц в модальной фракции M_f и нормированной энтропией H_r ра-

вен ($-0,93$)—($-0,97$). В итоге они пришли к выводу, что «отсутствие корреляции между параметрами S_0 и M_f позволяет, вслед за С. И. Романовским, утверждать, что общепринятое мнение относительно коэффициента Траска как состоятельной меры сортированности осадка является, вероятно, ошибочным».

Еще в 1968 г. автор предложил классификацию осадков по степени сортировки слагающих их частиц, разработанную на основании введенного тогда же энтропийного принципа оценки сортировки.

**Классификация осадков по степени сортировки
слагающих их частиц (по С. И. Романовскому
[1968 г.]**

| Степень сортировки осадка | Энтропийная мера сортировки |
|---------------------------|-----------------------------------|
| Идеально сортированный | 0—0,1 |
| Хорошо сортированный | 0,1—0,25 |
| Умеренно сортированный | 0,25—0,50 |
| Плохо сортированный | 0,50—0,75 |
| Несортированный | 0,75—0,90 |
| Абсолютно несортированный | 0,90—1 |

Таким образом, можно полагать, что предложенный нами энтропийный принцип оценки сортированности осадков удовлетворяет смысловой нагрузке как исходного понятия «фракционная сортировка частиц», так и конечным результатам этой оценки. Поэтому представленная здесь классификация имеет конкретные преимущества перед ранее использовавшимися. Она уже находит широкое применение в седиментологических исследованиях [Друшиц В. А., Кленов В. И., Сафьянов Г. А., 1981 г.; Лихт Ф. Л., Астахов А. С. и др., 1983 г.; Левчук М. А., Букреева Г. Ф., 1984 г.]

**ПОПЫТКИ РЕШЕНИЯ ОСНОВНОЙ ЗАДАЧИ ГРАНУЛОМЕТРИИ
В СЕДИМЕНТОЛОГИИ**

Будем различать два направления решения основной задачи: 1) восстановление *обстановок осадконакопления*, т. е. выявление неких характеристик фракционного состава пород (чаще всего статистических), которые призваны «разделять», к примеру, морские (прибрежные) и речные, речные и эоловые, эоловые и морские типы отложений; 2) реконструкцию *условий седиментации* по тем же в принципе характеристикам, т. е. отделение, например, потоковых осадков от осадков прибойной зоны пляжа. Думается, что при таком понимании основной задачи гранулометрии в седиментологии требуется дать недвусмысленные ответы по крайней мере на три вопроса.

1. Какому из двух направлений решения поставленной задачи более обоснованно соответствуют эмпирически наблюдаемые различия гранулометрического состава пород?

2. Можно ли найти «диагностирующие» различия на эмпирическом уровне или требуется разработка теоретических моделей, опи-

сывающих оформление гранулометрического состава пород как функцию от неких признаков обстановок либо от характеристик гидродинамики и аэродинамики среды накопления осадков?

3. Будут ли найденные различия (в любом из двух отмеченных смыслов) в равной мере справедливыми как для современных осадков, так и для терригенных пород геологического прошлого?

Логика, лежащая в основе постановки обсуждаемой задачи, предельно прозрачна. Так как гранулометрический состав осадков формируется под действием гидродинамики среды осадконакопления, а каждой обстановке гранулоседиментогенеза присущи свойственные только ей особенности гидродинамического режима, то, имея в своем распоряжении конечный продукт седиментации — гранулометрические анализы осадков, можно восстановить и гидродинамику среды, и саму обстановку формирования осадков. Вероятно, по этой причине почти никто из геологов, занимавшихся данной проблемой, ни разу не усомнился в правомочности самой *идеи* детальных фациальных реконструкций на основе статистик эмпирических распределений гранулометрического состава пород. Усилия геологов поэтому ориентировались в основном на поиски неких универсальных характеристик фракционного состава, призванных «разделять» осадки различных типов.

Итогом такого рода работ явились многочисленные рецепты по построению «генетических диаграмм», которые, как правило, оправдывали себя только на материале автора и подвергались жесточайшей критике со стороны других геологов, предлагавших взамен свои «более совершенные», «более точные», «более обоснованные» (и т. п.) генетические диаграммы, которые, разумеется, учитывали «правильную» комбинацию статистических параметров. Сотни работ посвящены длительным дискуссиям по поводу выбора того, якобы единственного, критического пути, который и должен наконец вывести из тупика данную задачу. В то же время практически отсутствуют исследования, в которых эмпирические данные по распределению размеров частиц были бы аналитически увязаны с конкретной вероятностной схемой гранулоседиментогенеза, приводящей к определенному теоретическому закону распределения, который не противоречит фактическому материалу.

Все это вызвало откровенное разочарование многих геологов в отношении позитивных результатов решения основной задачи гранулометрии. Данное направление Р. К. Селли [34, с. 23] определяет как «недостаточно успешное». Применимость генетических диаграмм «следует оценивать с максимальной осторожностью», — пишут в своей капитальной монографии «Седиментология» Р. Градзинский и др. [33, с. 143]. Генетические диаграммы имеют «достаточно скромный успех даже применительно к современным осадкам, так как результаты часто не согласуются между собой», — справедливо отмечают Ф. Петтиджон, П. Поттер и Р. Сивер [25, с. 87]. Наконец, Р. Эрлих [Ehrlich R., 1983 г.] с откровенным сожалением признался, что долгие годы мы искренне верили, будто распределение частиц по размерам представляет собой ис-

тинную «сокровищницу информации». На самом деле оказалось, что чем тоньше техника анализа и изощреннее методы обработки его результатов, тем больше возникает проблем. Подытожил эти пессимистические оценки известный английский геолог Э. Хэллем [49, с. 18]. Он спокойно заметил, что поскольку текстуры пород несут больше информации об условиях их образования, то интерес к генетическим диаграммам «в последние годы постепенно ослабевает».

Зачем же тогда мы вновь возвращаемся к их обсуждению? Причин здесь несколько. Во-первых, принципиальные сложности, не дающие возможности корректно решить эту задачу, ясны еще далеко не всем геологам; большинство находится под гипнозом той прозрачной логики, на которой мы останавливались. Во-вторых, кроме общей констатации неудовлетворительного состояния проблемы требуется более глубокий ее анализ, чтобы стали ясны пути поиска приемлемых решений. И наконец, в-третьих, есть ряд геологов, пользующихся достаточной известностью, которые продолжают с упорством, достойным лучшего применения, усиленно пропагандировать свои некорректные решения, сбивая с толку неискушенных в этой проблематике специалистов.

Рассмотрим теперь более внимательно первый вариант генетических диаграмм — с точностью до обстановок осадконакопления. Вообще говоря, делались попытки генетического разделения лишь небольшого числа фациально разных типов осадков, причем преимущественно песчаной размерности: прибрежных песков (морских и озерных), речных песков, а также золотых отложений. Содержательной основой генетических диаграмм в данном случае является предположение, что каждая обстановка характеризуется специфической направленностью в изменении гидродинамических параметров среды: скорости потока, спектра турбулентности и т. п. При достаточно устойчивом во времени режиме это создает условия, благоприятные для сохранения в осадке частиц лишь определенного интервала размеров, характеризующихся к тому же определенным законом распределения. Прочие же частицы вымываются из осадка, что и фиксируется статистическими характеристиками фракционного состава.

Если это предположение справедливо, а на уровне *рассуждений* об обстановках в целом это безусловно так, то отсюда следует весьма логичный на первый взгляд вывод: должны существовать такие комбинации статистических характеристик гранулометрического состава, которые уверенно разделяют различные обстановки осадконакопления. Такие комбинации в подавляющем большинстве случаев действительно находятся, но, как мы покажем далее, и они не решают данную проблему.

Можно было бы потребовать, чтобы прежде были изучены распределения частиц по фракциям в современных, заведомо разных с гидродинамических позиций обстановках осадконакопления. Однако эта мысль справедлива лишь «в общем». В частности же, для того чтобы решить эту задачу на эмпирическом уровне, не-

обходимо опробовать не только все мыслимые виды обстановок осадконакопления, но и все их *конкретные представители* (все реки, все озера, все моря и т. д.). Это, по понятным соображениям, задача нереальная. Не решив же ее, мы не в состоянии будем найти критерии соотношения особенностей распределения частиц по фракциям с определенными обстановками осадконакопления.

Эти же критерии оказываются *единственными* при анализе фракционного состава пород геологического прошлого, поскольку в этом случае всегда приходится решать обратную задачу, т. е. восстанавливать обстановки осадконакопления по той или иной комбинации статистических характеристик фракционного состава. При этом требуется доказательство *однозначности* решения (в противном случае данная проблема вообще лишается смысла), что на эмпирическом уровне сделать невозможно, по крайней мере с той же надежностью, с какой решалась прямая задача на современных осадках. Тот факт, что даже для неполно опробованных выборок всегда находятся требуемые комбинации статистик эмпирических распределений гранулометрического состава, которые разделяют обстановки осадконакопления, еще не означает, что та же комбинация разделит те же виды обстановок, но опробованных на других выборках, и тем более не означает, что найденные характеристики окажутся надежными для диагностики обстановок геологического прошлого.

Посмотрим далее, как же практически пытаются решить данную проблему. Г. Фридман [Friedman G. M., 1967 г.] для отличия речных песков от песков морских пляжей предлагал 19 вариантов комбинаций разных статистик распределения частиц по фракциям, вычисленных по методу моментов применительно к Ф-шкале (он использовал анализы с дробностью 0,25Ф). Выборка у него была достаточно представительная: 267 конкретных дюн, пляжей и рек, опробованных в разных районах Северной Америки. Не изменил своему подходу Г. Фридман и в 1979 г., когда в обращении в связи с уходом в отставку с поста президента Международного союза седиментологов он по-прежнему пытался обосновать свой метод решения этой задачи.

Р. Маёла и Д. Визер [Moiola R. J., Wieser D., 1968 г.], опробовав 120 пляжей, рек и дюн юго-востока США, рекомендовали для разделения речных и прибрежно-морских песков две статистики: средний размер зерен и стандартное отклонение, вычисленные в Ф-единицах. За асимметрию как основной критерий для разделения прибрежно-морских и речных песков ратовали К. Мейсон и Р. Фолк [Mason C. S., Folk R. L., 1958 г.], выражая анализы по Ф-шкале и в весовых процентах, а статистики определяя приближенным квантильным методом. В. Колдайк [Koldjik W. S., 1968 г.] также утверждает, что наиболее информативной характеристикой является асимметрия, но в комбинации либо с коэффициентом сортировки, либо с эксцессом. Причем, в отличие от предыдущих авторов, он считает, что наилучшие результаты дают оценки, полученные методом моментов. Если еще добавить, что те же типы отло-

жений Л. Б. Рухин [1947 г.] предлагал разделять по среднему размеру зерен и сортировке, выраженным в метрической шкале, то решение задачи окончательно запутывается.

Не лучше обстоит дело с разделением речных и эоловых песков, хотя для них различия в статистиках эмпирических распределений размеров зерен, казалось бы, должны быть выражены наиболее четко. Г. Фридман [Friedman G. M., 1961 г.], Р. Маёла и Д. Визер [Moiola R. J., Wieser D., 1968 г.] предлагали разделять их по среднему размеру зерен и стандартному отклонению от среднего, а также по среднему значению и асимметрии. К. Мейсон и Р. Фолк [Masson C. S., Folk R. L., 1958 г.] считали, что достаточно сравнить коэффициент сортировки, чтобы разделить эоловые и речные пески. С ними согласны А. Буллер и Дж. Макманус [Buller A. T., McManus J., 1972 г.], только они выражают результаты рассева в метрической шкале, а сортировку оценивают по формуле Траска, а не Р. Фолка и В. Уарда, как это делали К. Мейсон и Р. Фолк.

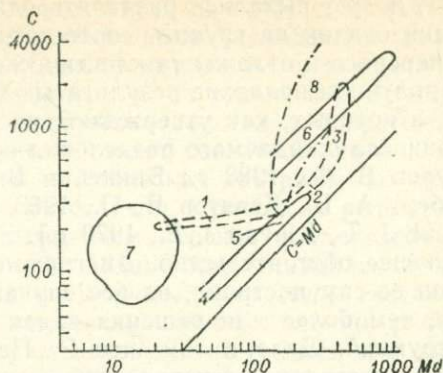
Еще более путаные рекомендации даются в отношении разделения прибрежных песков и эоловых отложений. Их предлагают разделять по асимметрии и эксцессу [Friedman G. M., 1961 г.; Mason C. S., Folk R. L., 1958 г.; Moiola R. J., Wieser D., 1968 г.], по стандартному отклонению от среднего размера зерен [Friedman G. M., 1961 г.; Greenwood B., 1969 г.; Chakrabarti A., 1977 г.], по асимметрии и среднему размеру зерен [Friedman G. M., 1961 г.; Greenwood B., 1969 г.], просто по асимметрии [Mason C. S., Folk R. L., 1958 г.], по стандарту и асимметрии, по стандарту и кубу среднего размера зерен [Friedman G. M., 1979 г.] и т. д. и т. п.

Несмотря на очевидные неувязки результатов, получаемых разными авторами, многие геологи упорно ищут критерии для разделения разных обстановок осадконакопления. Они полагают, что необходимо вести исследования по усовершенствованию генетических диаграмм, поиску новых возможных их вариантов и уточнению условий применимости [Гроссгейм В. А., Каледа Г. А., Саркисян С. Г., 1978 г.].

А может быть, следует идти более прямым путем — попытаться установить связь статистик распределения частиц по фракциям с особенностями гидродинамики среды седиментации, а не с обстановками осадконакопления, поскольку не исключено, что разные в палеогеографическом смысле обстановки характеризовались *схожей* гидродинамикой, по крайней мере различие, если оно и имело место, не улавливается статистическими характеристиками гранулометрических анализов? Если фракционная структура осадка оформляется только под влиянием процессов седиментации, включая переыв, переотложение и истирание частиц в процессе их транспортировки водными или воздушными потоками, то различным механизмам процесса должны соответствовать и разные кривые распределения размеров частиц независимо от того, в какой среде (воздушной или водной) или в какой обстановке (реч-

Рис. 44. Генетическая диаграмма CMd (в шкале Φ) Р. Пассега [73].

Интерпретация режимов осадконакопления: 1—3 — реки, донные течения, 4—6 — мутьевые потоки, 7 — осадки «спокойной воды», 8 — пляжи.



ной, прибрежной зоне моря и т. п.) реализуется конкретный механизм седиментации. Наглядной иллюстрацией такого подхода может служить диаграмма Р. Пассега [73], которая в литературе по седиментологии обычно именуется «генетической диаграммой CMd » (рис. 44). Величина C означает 1%-ный квантиль, который должен характеризовать как бы максимальную подъемную силу потока; Md — медианный размер зерна, т. е. 50%-ный квантиль.

Сразу отметим, что и диаграмма Р. Пассега, вообще говоря, нацелена на восстановление обстановок осадконакопления в палеогеографическом смысле. Однако принцип выделения этих обстановок — чисто гидродинамический и названия обстановок (берег моря, река и т. д.) по существу обобщают определенный режим процесса седиментации: в «спокойной воде», в условиях однонаправленного водного потока и т. п. Такой подход при построении генетических диаграмм выгодно отличается от только что разобранных не только потому, что Р. Пассега удачно выбрал статистические характеристики фракционного состава осадков (C и Md), но и потому, что гидродинамический принцип, положенный в основу его диаграммы, позволяет использовать эту диаграмму и для тех групп отложений, которые хотя и не отражены в зонах, выделенных Р. Пассега, но тем не менее могут найти свое место на диаграмме благодаря общности гидродинамики своих процессов и процессов в уже выделенных зонах.

Степень достоверности выделяемых на этой диаграмме генетических полей разная. Наиболее достоверно поле 7 — «седиментация в спокойной воде»; наименее достоверны поля 1—3 — реки и донные течения. Не вызывает полного доверия и ориентация фигур 4—6, обозначающих мутьевые потоки. Причины этого подробно разобраны в монографии автора [29].

С помощью диаграммы Пассега многие геологи [Огородников В. И., 1974 г.; Bull W. B., 1962 г.; Doeglas D. J., 1968 г.; Landim P. M. B., Frakes L. A., 1968 г.; Roysse Ch. F. Jr., 1968 г.; Ondra P., 1971 г.; Castaing P., Klingebiel A., 1972 г.; McManus J.,

1972 г. и др.] пытались разделить единый с палеогеографических позиций осадок на группы, соответствующие различным механизмам переноса и отложения кластического материала, и в ряде случаев получили неплохие результаты. Хотя можно указать и на работы, в которых, как утверждают их авторы, диаграмма Пассега не принесла ожидаемого разделения осадков [Вышемирский В. С., Шугуров В. Ф., 1980 г.; Биккенин В. Т., Рожков Г. Ф., 1982 г.; Гольберт А. В., Девятов В. П., 1983 г.; Червоный Б. Г., 1984 г.; Solohub J. T., Klovan J. E., 1970 г.]. Здесь, правда, надо отметить следующее обстоятельство. Диаграмма Пассега в том виде, в каком он ее сам построил, на все случаи жизни, естественно, не годится, тем более для решения задач детальных фашиальных реконструкций. Дело в том, что Р. Пассега указал прежде всего принцип построения генетической диаграммы, но не канонизировал раз и навсегда поля, отвечающие различным режимам седиментации кластических частиц.

Кроме Р. Пассега чисто гидродинамический принцип положили в основу своих разработок и другие геологи. Так, Х. Блезер и М. Лидбеттер [Blaeser Chr. R., Ledbetter M. T., 1982 г.] с помощью парных диаграмм в системах координат средний размер частиц \bar{x}_Φ — глубина моря h , средний размер \bar{x}_Φ — сортировка S_0 , сортировка S_0 — асимметрия Sk разделили илистые осадки Антарктического придонного течения и Северо-Атлантического донного течения. Н. Г. Боровко и Н. Н. Боровко [1978 г.] утверждают, что пески, образованные поступательным движением воды, отличаются от песков, отложенных колебательными процессами в прибрежной зоне, на диаграмме асимметрия — эксцесс. К. Нордстрём [Nordstrom K. F., 1977 г.] для различения песков открытых океанических пляжей, характеризующихся высокоэнергетической гидродинамикой, и пляжей небольших заливов использовал разные комбинации статистик \bar{x} , σ^2 , Sk и Ek . Однако эти попытки успеха не имели. Наконец, укажем на многолетние усилия Г. Ф. Рожкова [1978, 1984 гг.], которые привели его к «динамогенетической диаграмме» асимметрия — эксцесс в системе косвенного счета зерен. Разумеется, он добился удачного деления имевшихся в его распоряжении осадков на зоны с разной гидродинамикой.

Оценивая в целом попытки реконструкции режимов осадконакопления с помощью генетических диаграмм, можно отметить, что хотя они были ориентированы, казалось бы, на более прямой подход к решению основной задачи гранулометрии в седиментологии, тем не менее не привели к сколько-нибудь заметному успеху. И лучшим доказательством тому являются попытки их проверки на экзаменационном материале, т. е. не на том, на котором они отработывались. Это касается и диаграмм с точностью до обстановок осадконакопления, и диаграмм, ориентированных на реконструкцию гидродинамических условий осадконакопления.

Иными словами, если предлагаемые разными авторами «генетические диаграммы» действительно являются *генетическими*, то они

должны работать с той же точностью и на материале, взятом из других представителей тех же обстановок накопления осадков, для которых они строились. Однако автор уже показывал [29], что на чисто эмпирическом уровне, т. е. на уровне перебора статистических характеристик фракционного состава, эта проблема не решается, хотя только ради нее и имеют реальный смысл все усилия, связанные с разработкой генетических диаграмм, по крайней мере на материале современных осадков. Ибо без ее решения становится принципиально невозможным перенос предлагаемых рекомендаций на диагностику обстановок осадконакопления геологического прошлого. *Пока же все рецепты построения генетических диаграмм имеют только региональный смысл*, т. е. они работают на материале, который лег в их основу, и не годятся для диагностики тех же видов обстановок или гидродинамических режимов, но на материале других выборок.

К этому выводу чисто эмпирическим путем приходят почти все геологи, которые для решения своих региональных задач пытаются использовать генетические диаграммы, построенные на ином материале. Результаты, как правило, оказываются отрицательными. Так, С. Омара, В. Бишара и М. Насер [Omara S., Bishara W. W., Nasr M., 1974 г.] пытались реконструировать палеогеографическую обстановку формирования нубийских песчаников из оазиса Кхарга. С этой целью использовались диаграммы К. Мейсона и Р. Фолка, Г. Фридмана и др. Позитивного результата не получено.

А. В. Смирнов и Г. М. Яриков [1969 г.] на материале 4758 granulометрических анализов аллювиальных отложений р. Волга и заведомо морских образований раннемелового возраста пытались разделить эти обстановки с помощью диаграммы Л. Б. Рухина [1947 г.]. В итоге большинство точек (56,8 %) попали в «поле недостоверности», 17,6 % — в поле, характерное для русловых потоков, и ни одна точка не попала в поле, характерное для морских образований. Естественно, что авторы пришли к неутешительному выводу: «После пересчета нескольких тысяч анализов мы столкнулись с неопределенностью... одни и те же песчаные отложения накапливались в морских, речных и даже в эоловых условиях. Это явно противоречит фактическому положению вещей» [Смирнов А. В., Яриков Г. М., 1969 г., с. 53].

В. С. Вышемирский и В. Ф. Шугуров [1980 г.] делали попытку восстановить условия формирования пород тюменской, васюганской и ряда других свит юрского возраста с помощью генетических диаграмм Р. Пассега, Л. Б. Рухина и Б. Саху [Sahu V. K., 1964 г.]. В итоге одни и те же пробы на разных диаграммах попали в разные поля. Только для 11 проб из 41 диагностика совпала. К такой же пессимистической оценке диаграмм Р. Пассега, Л. Б. Рухина и других авторов пришли А. В. Гольберт и В. П. Девятов [1983 г.], изучавшие разрезы неокома Енисей-Хатангского прогиба. В. Т. Биккенин и Г. Ф. Рожков [1982 г.] на материале собственной богатой коллекции дробных ситовых анализов (более

3000 штук) «экзаменовали» диаграммы Г. Фридмана, Б. Саху, Л. Б. Рухина, Р. Пассега и свою собственную. Вывод оказался благоприятным для авторов, но неутешительным для проблемы в целом: лучшей, как это и следовало ожидать, оказалась динамо-генетическая диаграмма Г. Ф. Рожкова.

Ряд геологов [Вакулин А. А., Смирнов А. В., 1971 г.; Sahu В. К., 1964, 1982 гг.] полагают, что генетические диаграммы не работают потому, что они слишком просты: не может, мол, любая комбинация всего из двух статистик фракционного состава осадков разделить обстановки седиментации с весьма сложной и изменчивой гидродинамикой. Поэтому они делают попытки искусственно усложнить генетические диаграммы. Так, А. А. Вакулин и А. В. Смирнов [1971 г.] вместо диаграммы CMd Р. Пассега рекомендовали строить объемную диаграмму $CMdS_0$, присоединив к двум параметрам Р. Пассега коэффициент сортировки Траска. При этом оказалось возможным разделение речных и морских песков. Но ведь те же обстановки достаточно уверенно разделялись по другим статистическим характеристикам, на которых мы уже останавливались. Зачем же понадобилось усложнять парные генетические диаграммы? Ответ очевиден: все предлагавшиеся ранее и предлагающиеся до сих пор комбинации статистик выявляются методом *перебора* (вслепую), а потому найденное сочетание параметров оказывается «работоспособным» только на материале авторов. Именно по этой причине каждая новая группа представителей тех же обстановок седиментации (например, речная и прибрежно-морская) требует новой комбинации статистик, которая оказывается достаточной для этих представителей, но вновь теряет силу, как только потребуются разделить те же обстановки, но на материале других выборок.

Действительно, мы знаем, что фракционный состав осадков чутко отображает гидродинамику среды осадконакопления, но только *конкретную* гидродинамику в конкретном бассейне седиментации. Общность же обстановок в палеогеографическом смысле еще не означает тождественности гидродинамического режима их *единичных* представителей.

В еще большей мере усложнен принцип построения генетических диаграмм в работах индийского геолога Б. Саху [Sahu В. К., 1964, 1982 гг.]. Пытаясь, в частности, с помощью единой диаграммы разделять турбидиты, аллювиальные отложения, прибрежно-морские осадки, эоловые пески и отложения песчаных пляжей, он соотнес эти типы образований с определенной направленностью гидродинамики среды осадконакопления. Критериями для разделения этих осадков он предлагал использовать квантильные стандартное отклонение σ_1 , вычисленное по формуле Р. Фолка и В. Уарда (см. табл. 3), и величину $(S_{Ek}/S_{\bar{x}})S_{\sigma_1^2}$, где S_{Ek} — стандартное отклонение эксцесса; $S_{\bar{x}}$ — стандарт среднего размера зерен; $S_{\sigma_1^2}$ — стандарт дисперсии. Сам Б. Саху [Sahu В. К., 1964 г.] утверждал, что из всех возможных комбинаций статистик предложенная им оказалась наиболее информативной. Можно только

догадываться, сколько и какого вида сочетания статистических характеристик фракционного состава осадков он учитывал в такого рода переборе. В более поздних работах Б. Саху [Sahu B. K., 1982 г.] для разделения тех же видов обстановок использовал многомерные статистические методы (дискриминантные функции), в основе которых лежали распределения статистики отношения осей кварцевых зерен и статистики окатанности.

На материале 970 образцов (420 — пляжи, 362 — дюны, 188 — речные пески), рассеянных с интервалом 0,1Ф, которые отбирались из 40 мест США, включая Аляску, также опробовался метод дискриминантных функций, трактуемый в этом случае как своеобразная многомерная генетическая диаграмма. Однако метод не дал ожидаемых результатов [Tucker R. W., Yacher H. L., 1980 г.].

Делались попытки использования и факторного анализа для решения той же задачи. С его помощью исследовались пески из залива Баратория (Канада) [Klován J. E., 1966 г.]; осадки оз. Виннипег (Канада) [Solahub J. T., Klován J. E., 1970 г.]; дюнные, баровые и пляжные пески побережья оз. Мичиган [Chambers R. L., Urchurch S. B., 1979 г.]; песчаные отложения пляжей Адриатического и Тирренского морей [Dál Cin R., 1976 г.] и т. д. Однако предположение о том, что чем сложнее статистический метод и чем больше им учтено исходной информации, тем надежнее окажутся результаты, не оправдало себя. Дело здесь, возможно, и в том, что, учитывая совместное влияние многих характеристик, эти методы могут заведомо ухудшить картину вследствие подавления «различающих» параметров конвергирующими. Это весьма существенное ограничение в данном подходе.

Ряд геологов [25; Mazzulla J. M., Ehrlich R., 1983 г. и др.] полагают, что не меньшее значение, чем размер частиц, имеет их форма. Поэтому при построении процедуры разделения генетически различных типов отложений они предусматривают совместное изучение размера и формы частиц. Предлагается масса и других паллиативных мер.

Таким образом, на эмпирическом уровне проблема генетических диаграмм зашла в тупик. Выход из него (если он имеется) можно найти не с помощью вновь выдвигаемых рецептов по построению генетических диаграмм на материале автора (такой путь уже неоднократно практиковался, но он не принес ощутимых положительных результатов), а посредством *физического осмысления* проблемы с учетом уже известных связей гидродинамики среды с фракционным составом осадка.

Примером именно такого понимания основной задачи гранулометрии в седиментологии может служить статья английских геологов П. Слая, Р. Томаса и Б. Пиллетьера [76]. Их интересовали факторы, определяющие различия в осадках высоко- и низкоэнергетических обстановок. Они изучили фракционный состав 670 образцов из Ливерпульского залива и р. Мерси (Северо-Западная Англия), а также около 800 образцов из Великих озер (США). Песчаные фракции рассевались на ситах с интервалом

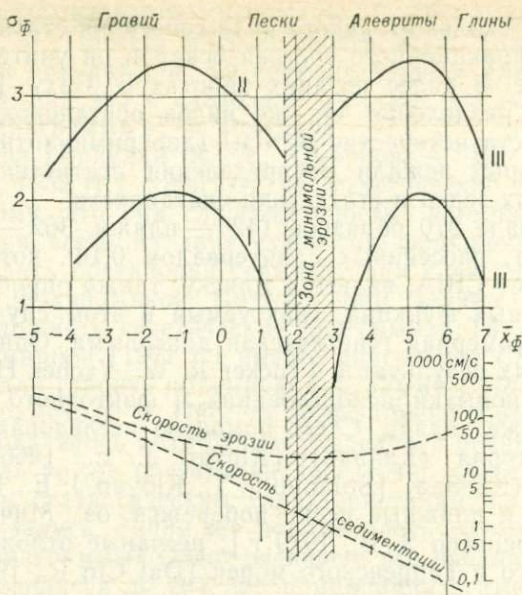


Рис. 45. Соотношение между распределением стандартного отклонения и кривыми эрозии частиц (по диаграмме Хьюльстрема) [76].

I — Ливерпульский залив; II — р. Мерси; III — Великие озера.

0,25Ф, а глинистые разделялись в седиментационной трубке. Полученные статистики (\bar{x}_ϕ , σ_ϕ и др.) они связали со скоростями срыва частиц водным потоком и скоростями седиментации. Характерно, что распределение статистик не зависит от размера частиц, оно лишь смещается по оси скоростей на диаграмме Хьюльстрема (рис. 45).

Некоторые исследователи видят выход из сложившейся ситуации и в том, что предлагают изучать более тесную связь размера частиц с гидродинамикой среды, используя для этого не сами размеры частиц, а скорости их оседания в спокойной воде, т. е. гидравлические крупности. На этой основе разработан даже принцип гидравлической эквивалентности. На него уповают при детальной фацальной диагностике осадков Н. Н. Верзилин и Н. С. Окнова [1977 г.], А. Тайра и П. Шолл [Taira A., Scholle P. A., 1979 г.], К. К. Гостинцев [1981 г.] и многие другие. Несмотря на то, что данный принцип имеет очевидные преимущества перед ситовым анализом, поскольку гидравлическая крупность является функцией двух переменных (массы зерен и их формы), однако и он не решает основную диагностическую задачу, поскольку фиксирует иллюзорную прямую связь с гидродинамикой среды, и переход к обстановкам седиментации оказывается в этом случае значительно более опосредованным даже в сравнении с изучением

обычного распределения частиц по размерам. Принцип гидравлической эквивалентности, важный при изучении россыпей, для целей фациальной диагностики осадков имеет весьма ограниченное применение. Наиболее надежные результаты он может дать только при различении осадков, отложенных в водной и воздушной среде, чем занимался еще Л. Б. Рухин [1937 г.].

Можно отметить еще ряд указаний по выводу генетических диаграмм из тупика. Так, Ф. А. Щербаков, Ю. С. Долотов и др. [1978 г.] считают, что надо изучать не отдельные характеристики эмпирических распределений частиц по размерам, а так называемые опорные фракции, имеющие разные распределения в отдельных подзонах седиментации (на пляже, в районе подводных валов, на внешней бровке шельфа). Такой опорной фракцией, по их мнению, является фракция крупного алеврита: 0,05—0,1 мм. А. С. Девдариани, Л. В. Ищенко и А. Р. Шувалов [1977 г.] предлагают изучать методом накопления полезных сигналов [Девдариани А. С., 1974 г.] совместное распределение размера частиц и их минерального состава. Есть и другие полезные новации.

И все же вполне правомочен вопрос — почему эта, столь ясная и по постановке и по логике задача, оказалась такой ненадежной в плане конкретных, практических рекомендаций? Однозначного ответа на этот вопрос, конечно, дать невозможно, но все же некоторые соображения (кроме тех, на которых мы уже остановивались) высказать необходимо.

Существенное влияние на характер распределения частиц по фракциям оказывают два фактора: интенсивность обработки кластического материала (при прочих равных условиях) в процессе его транспортировки и *длительность* пребывания осадка в зоне активного воздействия гидродинамических факторов среды седиментации. В зависимости от разных комбинаций этих условий гранулометрия как бы консервирует в себе либо гидродинамику подвижной среды, переносящей осадок в зону аккумуляции, либо гидродинамику среды седиментации, либо, наконец, характер разрушения (дробления) пород источника сноса. Поэтому достоверность фациального анализа по данным гранулометрии является прежде всего функцией от достоверности наших знаний о значимости воздействия отмеченных факторов, точнее их сочетаний, на конечное распределение частиц по фракциям.

А. П. Лисицын [1978 г., с. 50] справедливо заметил, что на дне всегда идет непрерывная трансформация исходного спектра размерности частиц. Ясно поэтому, «насколько много трудностей возникает при корректном решении задачи о связи гранулометрии и гидродинамики». Не исключено, кстати, что именно эта — конечная — фаза «гранулометрической истории» осадка ответственна прежде всего за плохие результаты, получаемые на генетических диаграммах, ибо местные течения, биотурбация, инфильтрация частиц полностью уничтожают *наследуемые* свойства осадка, которые только и могут быть диагностическими [25].

Вернемся еще раз к уже обсуждавшемуся вопросу о представительности выборок, по которым в конечном счете строят конкретные диагностические процедуры. Дело в том, что, как показывает накопленный к сегодняшнему дню опыт использования генетических диаграмм, задача детальной фациальной диагностики осадков по данным гранулометрии более или менее успешно решается только на так называемом региональном уровне, когда опробуются конкретные *представители* диагностируемых обстановок. Однако найденные комбинации статистик оказываются не в состоянии разделить те же виды обстановок, но опробованных на других их конкретных представителях. В идеале же «генетическая диаграмма» не должна зависеть от регионального материала (на то она и генетическая), т. е. если есть уверенность в том, что данный образец песка представляет речную обстановку, то вне зависимости от того, из какой конкретной реки песок отобран, на генетической диаграмме он должен лечь в поле «речных песков». Но поскольку статистики, на которых строятся генетические диаграммы, фиксируют лишь регионально-генетические различия осадков, то и надежной диагностики не получается.

Возможно, влияет и тот факт, что для построения генетических диаграмм используются результаты дробных ситовых анализов. Они фиксируют, конечно, все нюансы гидродинамики среды седиментации, но этими нюансами, свойственными практически любой обстановке отложения осадков, заведомо перекрываются те различия этих обстановок, которые, без сомнения, имеются. Поэтому выход еще может быть и в том, что *надо ориентировать поиск не на чувствительные к вариациям гидродинамики статистические характеристики фракционного состава осадков, а, напротив, обосновывать такие показатели фракционного состава (они могут быть и функцией от обычных статистик, как, например, рекомендует Б. Саху [Sahu B. K., 1982 г.]), которые бы реагировали не на ничтожные изменения в гидродинамике среды, а на наиболее резкие перепады.*

И еще. Реконструкция обстановок осадконакопления даже на региональном уровне может быть в принципе (без привлечения для анализа других, кроме гранулометрических, характеристик) реализована только на базе современных осадков, причем без переноса полученных результатов на породы геологического прошлого, поскольку для такого рода экстраполяций необходимы эталоны, которые бы включали в себя весь спектр изменчивости гидродинамических параметров исследуемых обстановок. Следовательно, чтобы основная задача гранулометрии в седиментологии приобрела геологический смысл, она должна ставиться только на глобальном уровне. При такой постановке эта задача могла бы решаться двумя путями: либо на основе полных выборок, что, как уже отмечалось, нереально; либо теоретическим осмысливанием проблемы, т. е. построением моделей каждой из рассматриваемых обстановок в таком виде, чтобы из них однозначно выводились параметры среды, имеющие однозначный образ в гранулометри-

ческом составе осадков. Этот путь пока реализовать не удастся, поскольку для построения таких моделей требуются знания, которыми геологи не располагают; но именно он, скорее всего, должен дать надежное решение.

ГЛАВА 6

СТРАТОСЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

МЕХАНИЗМЫ СЛОЕНАКОПЛЕНИЯ

Стратификация, т. е. разделение осадочной оболочки на слои, — явление универсальное. Слоистую форму залегания имеют все породы осадочного происхождения вне зависимости от того, в каких обстановках и в какой среде они образовались. Это означает, что в основе слоеобразования должен лежать какой-то *единый механизм*, предопределяющий течение этого процесса и в морских и в континентальных условиях.

Долгие годы проблема слоеобразования считалась одной из актуальнейших и сложнейших в теоретической геологии. Так, по крайней мере, писал академик А. Д. Архангельский [Вассоевич Н. Б., 1950 г.]. Исследователей как бы гипнотизировала исключительная простота реализаций этого процесса: и в прибрежной зоне морей, и в дельтах рек, и в глубинах океана, и на дне озера — везде осадки залегают горизонтально, и везде отложения разного состава отделены друг от друга четкой границей.

Полагать, что исключительному разнообразию условий осадконакопления должны соответствовать и столь же многообразные процессы слоенакопления, приводящие тем не менее к однообразным в морфологическом отношении реализациям, было бы неверно, ибо в этом случае генетические схемы слоенакопления оказались бы оторванными от механизма процесса, а привязывались бы только к обстановкам его действия. Если же занять другую, столь же крайнюю, позицию, т. е. пытаться изучать только механизм процесса без его привязки к конкретным палеогеографическим обстановкам, то мы неизбежно придем к выводу, по существу агеологическому, что основным движущим фактором слоеобразования является гравитация.

Именно такую гипотезу развивал в свое время Г. А. Дмитриев [1960 г.]. Понятно, что седиментация реализуется в гравитационном поле. Ясно также, что именно гравитация предопределяет законы осаждения частиц разной крупности. Поэтому гравитацию можно считать *основным внешним фактором слоеобразования*. Однако и она не решает вопроса о причинах появления границ раздела между слоями. Поэтому надо искать какие-то другие факторы, которые бы объяснили механизм разделения в гравитационном поле гетерогенных по составу осадков на слои вне зависимости от среды осадконакопления.

Н. Б. Вассоевич [1948 г.] нашел удачный инвариант, подразделив все генетическое многообразие слоистости на два типа: асинхронно-миграционную (или просто — *миграционную*) и синхронно-мутационную (или просто — *мутационную*). Тем самым было установлено, что целесообразно разрабатывать всего два принципиально разных класса моделей слоенакопления, которые к тому же будут иметь четкую геологическую привязку. Действительно, миграционная слоистость образуется чаще всего в прибрежной зоне моря в результате миграции береговой линии бассейна осадконакопления под действием либо колебательных движений дна, либо эвстатических изменений уровня океана. Мутационная же слоистость формируется при фиксированном положении береговой линии бассейна под действием главным образом седиментологических факторов. Одним из них может быть изменение гидродинамики среды, которая чутко реагирует на климатические колебания. Климат же характеризуется определенной ритмикой, которая и генерирует слоистость [Эпштейн О. Г., 1979 г.].

Еще более общую причину слоистости пытался установить И. А. Вылцан [1974 г.]. Он полагал, что более или менее регулярное чередование определенного типа и порядка слоев в геологических разрезах порождается ритмикой процессов и явлений в широком смысле. Этот вывод можно считать справедливым, поскольку в любых типах толщ слои всегда группируются в седиментационные циклы. А это может означать только одно — разнопорядковую ритмичность явлений, продуцирующих слои как реализации наиболее высокочастотной ритмики и продуцирующих циклы как реализации тех же, но низкочастотных по ритмике явлений.

Если обобщить все сказанное, то можно считать, что слоеобразование с позиций кинематики реализуется в виде двух разных схем:

- непрерывная (во времени) ритмика со смещениями в пространстве;
- дискретная (во времени) ритмика без смещений в пространстве.

Первая схема обобщает условия образования миграционной слоистости, вторая — мутационной.

Попытаемся далее связать эти две достаточно абстрактные схемы с конкретными геологическими ситуациями и обрисовать более детально те факторы, которые влияют на ритмический характер седиментологических процессов при различных сочетаниях прежде всего скоростей поступления осадочного материала в зону аккумуляции и скоростей фоновых процессов — изменений гипсометрии дна, вариаций климата и т. д.

Первую тектоно-фациальную модель формирования слоистости миграционного типа создал еще в 1868 г. выдающийся русский геолог Н. А. Головкинский [3]. За прошедшие более чем сто лет она не претерпела существенных изменений. Мы не будем подробно разбирать схему слоеобразования Н. А. Головкинского. Она детально проанализирована в монографиях автора [31; Романов-

ский С. И., 1979 г.] и в большом числе публикаций других геологов: Н. Б. Вассоевича, И. А. Вылцана, Б. П. Высоцкого, Г. А. Дмитриева, И. П. Дружинина, Г. Ф. Крашенинникова, Г. П. Леонова, Н. С. Морозова, Г. И. Сократова, Ю. Я. Соловьева и др. Поэтому ограничимся лишь указанием основных результатов, которые с очевидностью следуют из его теории.

1. Графическое изображение процесса слообразования дано Н. А. Головкинским только применительно к изучавшимся им отложениям, и поэтому оно не интерпретирует все возможные соотношения скоростей прогибаний и поднятий дна бассейна седиментации.

2. Законченный цикл колебательных движений фиксирует в разрезе полный цикл отложений — целую «геологическую чечевицу» Н. А. Головкинского.

3. В качестве слоев следует рассматривать геологические тела, прослеживаемые субпараллельно береговой линии бассейна.

4. Поскольку каждый слой формируется «не вдруг», а в результате постепенного перемещения береговой линии, то он оказывается разновозрастным (точнее, одновременным) по простираению.

5. Слой трактуется как образование одновременное и литологически однородное.

Таким образом, Н. А. Головкинский не только установил, что тектонический фактор регулирует миграцию фациальных зон, но и показал, что в результате такого понимания процесса следует иначе трактовать и механизм слообразования. Нет ничего удивительного в том, что схему Н. А. Головкинского не поняли и, как следствие этого, не приняли многие его современники (А. А. Иностранцев, В. О. Ковалевский и др.). Она выглядела настолько необычной, что даже сам Н. А. Головкинский, сознавая, что его построения не укладываются в привычные, традиционные рамки, назвал свой основной вывод о возрастном скольжении слоев «парадоксальным».

Действительно, Н. А. Головкинский [3, с. 125] отмечал: «Положим, мы наблюдаем формацию, состоящую из налегающих друг на друга пластов песчаника, мергеля и известняка... По общепринятому правилу пласты эти считаются осажденными один после другого в последовательные эпохи; между тем, если это напластование есть только нижняя, уцелевшая от размывания часть геологической чечевицы..., то такое воззрение справедливо *только для очень ограниченной местности*»* (курсив мой.— С. Р.). И далее — его знаменитый результат: «...это дает право поставить тезис, по-видимому, парадоксальный: *общепринятое убеждение в последовательности образования последовательно друг на друга*

* Это очень важная мысль, в которой содержится самая суть теории Н. А. Головкинского: о возрастном скольжении имеет смысл говорить только в масштабах бассейна седиментации или его крупных частей, а в пределах единичного разреза или близко расположенных разрезов оно, естественно, не фиксируется. В этом мы убедимся в следующем разделе главы.

налегающих слоев — неверно (курсив Головкинского.— С. Р.) [Там же, с. 125].

Нами было показано [Романовский С. И., 1979 г.], что на самом деле тезис Н. А. Головкинского, конечно, не парадоксальный. Для того чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить масштабы возрастного скольжения в пределах единичного слоя с разницей во времени образования смежных слоев, поскольку первое, что приходит в голову при знакомстве с теорией Н. А. Головкинского,— ее кажущееся противоречие принципу Стенона. В чем же это противоречие? В том, что Н. А. Головкинский утверждал: при образовании «самого нижнего слоя» *существовали* будущие «верхние слои», но они еще не располагались в вертикальной последовательности, а были лишь упорядочены по латерали. В процессе же наложения фациальных зон уже фиксировалась слоистость, но так как слой, согласно такой схеме, оказывается разновозрастным в разных своих частях, то отсюда и вытекал вывод, якобы противоречащий принципу Стенона: верхние слои могут оказаться древнее нижних.

Мы установили также [Романовский С. И., 1979 г.], что хотя каждый слой, как это следует из теории Н. А. Головкинского, является образованием разновременным, но эта разновременность оказывается всегда меньше той, которой оценивается стратиграфическая упорядоченность слоев. И поэтому любой вышележащий слой миграционного типа всегда будет моложе нижележащего, т. е. латеральный градиент разновозрастности всегда меньше вертикального (стратиграфического) градиента, и принцип Стенона теорией Н. А. Головкинского не отвергается.

Есть, однако, вопрос, который остается неясным, если рассматривать только модель Н. А. Головкинского, без ее дальнейшего уточнения и развития. Мы имеем в виду появление резких границ раздела между слоями. При плавном и непрерывном развитии процесса, как это допускал Н. А. Головкинский, разные в литологическом отношении осадки действительно образуют вертикальную последовательность, но при этом границы раздела должны быть смазанными. На это обращали внимание Н. Б. Вассоевич [1950 г.], И. А. Вылцан [1974 г.] и другие геологи. В чем тут дело? Что следует изменить в базовой модели миграционной слоистости Н. А. Головкинского, чтобы она объясняла и возможность появления резких границ раздела между слоями?

Совершенно очевидно, что ответ на этот вопрос надо искать в соотношении скоростей двух одновременно протекающих процессов: накопления осадков определенного литологического состава на разном удалении от береговой линии и миграции самой береговой линии бассейна. При этом возможны два принципиально разных подхода к решению задачи: во-первых, можно считать эти скорости разными, а сами процессы — равномерно протекающими во времени; во-вторых, можно считать, что процессы неравномерны во времени и реализуются тоже с неодинаковыми скоростями. Легко понять, что критериев (кроме рассуждений общего плана),

которые позволили бы предпочесть один из этих подходов, нет. Можно, правда, допустить резкое преобладание скорости накопления осадков над скоростью перемещения береговой линии, чтобы и при равномерно протекающих процессах появились границы раздела между слоями за счет размыва части осадков. И все же первый подход требует для своего обоснования больших натяжек и гипотетических допущений.

Поэтому мы остановимся на втором подходе, т. е. будем считать, что и скорости накопления осадков v_{oc} , и скорость миграции береговой линии бассейна седиментации v_m резко неравномерны во времени. Причины, определяющие в каждый конкретный отрезок времени различие этих скоростей, различны. Скорость перемещения береговой линии зависит прежде всего от колебаний уровня моря, тогда как скорость накопления осадков определяется главным образом интенсивностью денудации (для терригенных осадков) и биопродуктивностью прибрежной зоны (для карбонатных накоплений). При этом развивающаяся трансгрессия (или регрессия) моря диктует порядок следования пород в пределах седиментационного цикла (согласно теории Н. А. Головкинского), тогда как образование слоев всегда реализуется *на фоне* перемещающейся береговой линии бассейна.

Для того чтобы уяснить механизм образования границ слоев, следует учесть, что при рассмотрении миграционной слоистости мы имеем дело с осадками прибрежной зоны моря, для которой характерны активная гидродинамика и, как следствие этого, неоднократный переувлажнение осадков. Поэтому скорость перемещения береговой линии надо сравнивать со скоростью аккумуляции осадков не непосредственно, а через величину, определяющую интенсивность смещения и смешения осадков шельфа, отнесенную к скорости аккумуляции. Одним словом, важно знать время, в течение которого *система седиментации*, генерирующая миграционную слоистость, находится в состоянии равновесия.

Попробуем это время выразить в явном виде. Пусть h_p — глубина размыва осадков под действием активной гидродинамики прибрежной зоны; n — частота таких размывов за какой-то отрезок времени. Тогда величина nh_p и определяет интенсивность смешения (при чистом размыве) или смешения со смещением осадков (при падении уровня моря). Отношение этой величины к скорости аккумуляции осадков v_{oc} и дает искомое время пребывания системы седиментации в состоянии равновесия, за которое и фиксируется граница раздела между слоями. Ясно, что при непрерывно развивающемся процессе эти границы не появлялись бы. Итак, время равновесия

$$T = nh_p / v_{oc} \quad (45)$$

(здесь единицы измерения: h_p , м; v_{oc} , м/10⁶ лет; T , год).

Проанализируем полученное соотношение (45). Если $nh_p \sim v_{oc}$, то T достаточно велико (при $h_p = 0,01$ м, $n = 100$, $v_{oc} = 1$ м/10⁶ лет время $T = 10^6$ лет), т. е. в течение 1 млн. лет осадконакопление от-

сутствует. Ясно, что в этом случае граница между слоями будет иметь уже стратиграфический смысл. Если $nh_p > v_{oc}$, то граница будет иметь либо чисто эрозионную, либо эрозионно-стратиграфическую природу. И лишь когда $nh_p < v_{oc}$, граница будет литологическая. Весь этот отрезок времени будет формироваться слой при-близительно однородного литологического состава.

Надо еще учесть тот факт, что, когда $nh_p < v_{oc}$ (ситуация близкая к той, которую рассматривал Н. А. Головкинский), при наложении осадков смежных фациальных зон границы раздела между слоями вблизи контакта этих зон будут действительно нечеткими, причем не в разрезе, а на схеме, изображающей кинематику этого процесса. Если же учесть, что однородная фациальная зона имеет достаточную протяженность вкрест береговой линии бассейна и что геологический разрез — это вертикальное сечение прибрежной зоны палеобассейна, то станет ясно, что граница раздела между слоями будет резкой не столько из-за условий протекания процесса (в данном случае), сколько потому, что несоизмеримы размеры смешения фациальных зон и протяженность каждой литологически однородной зоны. Поэтому в подавляющем большинстве случаев геологический разрез, рассекающий все отложения миграционного типа, проходит не через контакты фациальных зон, а через сами зоны. В тех же редких случаях, когда рассекаются именно контакты смежных осадков, то фиксируется зубчатое вклинивание слоев, что предусмотрел еще Н. А. Головкинский.

И еще один момент. Если для палеогеографических реконструкций важно знать соотношение скоростей (точнее, темпов) трансгрессий и регрессий моря (здесь возможны четыре варианта типа быстрая трансгрессия — быстрая регрессия, быстрая трансгрессия — медленная регрессия и т. д.), которыми предопределяются и площадь распространения морских отложений, и строение элементарных седиментационных циклов, то для уяснения механизма образования слоистости миграционного типа важны именно те характеристики, которые учтены нами при получении формулы (45).

Если еще раз вернуться к схеме Н. А. Головкинского и вдуматься в его «парадоксальный» тезис, то легко усмотреть в этом утверждении смысл *основного фациального закона*. На самом деле, если слои образуются не последовательно (слой за слоем), а в результате наложения смежных фациальных зон, что утверждал Н. А. Головкинский, то отсюда очевидным путем и вытекает содержание закона миграции фаций: *вертикальная стратификация пород в разрезе (в пределах единичного седиментационного цикла) должна повторять латеральное расположение фациальных зон вкрест простирания береговой линии бассейна седиментации*.

Важно еще отметить следующее. Закон миграции фаций получил статус «закона» не только потому, что он не противоречит наблюдениям (им не противоречат и многие другие генетические схемы), но главным образом вследствие конструктивно разработанной Н. А. Головкинским теории формирования слоистости миграционного типа. Ведь такая теория в принципе также могла бы

оказаться непроверяемой (как, к примеру, проверить: равномерные или скачкообразные колебания земной коры определяют накопление слоев). Но этого не случилось: из теории Н. А. Головкинского однозначно вытекало новое, не известное ранее геологам явление — *возрастное скольжение геологических горизонтов*: петрографических, стратиграфических и палеонтологических. (Кстати, и эти понятия ввел Н. А. Головкинский). Именно это следствие теории и оказалось непонятым многими ведущими геологами — современниками Н. А. Головкинского, а потому сама теория на долгие годы оказалась забытой. Когда же о ней вспомнили, то стали рассматривать ее только как одну из возможных схем слоеобразования, а закон миграции фаций необоснованно стали связывать с именами А. А. Иностранцева (он дал формулировку закона) и И. Вальтера, пришедшего к этому же открытию через 25 лет после Н. А. Головкинского [31].

Стратиграфы между тем доказали, что возрастное скольжение границ подразделений местных стратиграфических схем — не фантазия Н. А. Головкинского, а реальный факт, с которым необходимо считаться при корреляции разрезов. Подробному седиментологическому обоснованию этого факта будет посвящен заключительный раздел главы.

Вторым типом слоистости, на образование которой решающее влияние оказывают уже иные факторы, является слоистость, названная Н. Б. Вассоевичем [1948 г.] мутационной. Она формируется при постоянном положении береговой линии бассейна под действием в основном седиментологических факторов. Первая схема образования мутационной слоистости принадлежит А. А. Иностранцеву [6]. Ее он создал в качестве своеобразного *противопоставления* схеме Н. А. Головкинского, но не потому, что различал существование двух разных типов слоистости и соответственно двух различных механизмов их образования, а из-за непризнания теории Н. А. Головкинского. Миграционную и мутационную слоистость в те годы, разумеется, не различали.

В чем же заключается суть «альтернативной» концепции слоеобразования А. А. Иностранцева? Основной постулат: слоистость образуется в процессе смещения фациальных зон под действием колебательных движений земной коры — лежит в основе и схемы А. А. Иностранцева. Он отмечал, что сам факт существования колебательных движений земной коры геологам давно известен. Это, как заметил А. А. Иностранцев [6, с. 175], «аксиома геологии». Поэтому требовалось не просто увязать колебания дна бассейна со сменой фациальных обстановок осадконакопления, но вскрыть через эти факторы механизм слоеобразования, не приводящий к скольжению возраста по простиранью слоев. А. А. Иностранцев [6] делает следующие допущения:

— процесс слоеобразования протекает не непрерывно, а с паузами (или резкими уменьшениями скорости поступления в бассейн осадочного материала);

— слои образуются и фиксируются между этими паузами, а после окончания «паузы» дно вновь прогибается и весь шлейф осадков смещается вслед за наступающей на сушу береговой линией; за это время вновь поступивший в бассейн материал формирует новый слой и т. д.

Такие предпосылки приводят к тому, что слои формируются вкрест береговой линии, они как бы прислоняются к берегу, а потому, являясь одновременными образованиями, литологически оказываются неоднородными. Одновременности слоев и добивался А. А. Иностранцев, желая опровергнуть теорию Н. А. Головкинского. К этому же он и *приспособил* основные постулаты. Следует еще добавить, что вывод А. А. Иностранцева [7, с. 417] (который он сделал после анализа логики «возражающего») — «такое рассуждение (Н. А. Головкинского. — С. Р.) несколько не подрывает общепринятого мнения о последовательном образовании последовательно налегающих друг на друга двух или нескольких пластов» — следует трактовать совсем в ином смысле, чем того хотел автор: «общепринятое мнение» действительно не подрывается, но не потому, что рассуждения Н. А. Головкинского неверны, а потому, что они не противоречат этому «мнению».

Однако, как бы то ни было, заслугой А. А. Иностранцева следует считать то, что он, пытаясь отвергнуть теорию Н. А. Головкинского и противопоставить ей свою концепцию слоеобразования, сам того не подозревая, своей схемой заложил основы понимания механизма формирования слоистости *мутационного типа*, поскольку его предположение о скачкообразном (с паузами) перемещении береговой линии для его схемы оказывается избыточным: ведь слои формируются между этими паузами, а значит, перемещение береговой линии на сам процесс слоеобразования влияния не оказывает. Это как раз тот механизм, которым в настоящее время объясняется кинематика мутационного слоеобразования.

К мутационной относится слоистость глубоководных терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных накоплений континентального склона, континентального подножия и абиссальных равнин океанов, а также отложений подводных каньонов, глубоководных конусов выноса и желобов. С литогенетических позиций к мутационной следует относить слоистость всех разновидностей турбидитов, ленточных глин, контуритов, красных глубоководных глин, терригенно-кремнистых осадков, радиоляритов и т. п.

Механизм, предопределяющий образование слоев мутационного типа, предусматривает резкое различие в скорости доставки материала и скорости его перераспределения в зонах аккумуляции, что обеспечивается свободным осаждением частиц из полифракционных смесей. В результате в разрезе фиксируется резкая граница между элементарными седиментационными циклами и лишь условная граница между слоями внутри цикла. По такой схеме возникает слоистость в турбидитах. Эти различия могут быть обусловлены и ежегодными климатическими колебаниями, что характерно для образования мутационной слоистости ленточных глин.

Все многообразие причин, вызывающих накопление слоев мутационного типа, можно разделить на следующие группы:

— быстрая инъекция кластического материала в зону аккумуляции с последующим фракционированием осадка в соответствии с законами осаждения частиц; так образуется слоистость турбидитов (флиш, флишоиды, нижняя моласса и т. д.);

— наложение инъекции терригенного (или карбонатного) материала на относительно равномерную седиментацию карбонатных (или терригенных) частиц; эта схема типична для карбонатного флиша, глубоководных океанических осадков с турбидитами и т. д.;

— ритмическое (обусловленное климатическими колебаниями) интенсивное отмирание микроорганики (фораминифер и радиолярий), в результате чего глубоководные терригенные осадки расслаиваются известковыми и кремнистыми прослоями с отчетливыми горизонтальными границами;

— диагенетические процессы, происходящие в первично гетерогенном осадке, в результате чего он расслаивается на зоны, условно именуемые слоями;

— литодинамические процессы, связанные с периодической активацией гидродинамики придонного слоя, приводящей к перераспределению уже осевших частиц с формированием волнообразной границы между слоями.

Вероятно, можно назвать еще ряд процессов, также приводящих к фиксации в разрезах слоев мутационного типа. Однако и перечисленных схем достаточно, чтобы сделать общий вывод: мутационная слоистость образуется в условиях *замкнутой системы седиментации* в результате либо эпизодической доставки порций осадочного материала в зону аккумуляции, либо совмещения двух седиментационных процессов, реализующихся с резко не совпадающими скоростями. Поэтому слои мутационного типа оказываются чаще литологически однородными (иногда, правда, неоднородными) и одновозрастными образованиями.

Итак, значительным достижением литологии, и в частности физической седиментологии, можно считать тот факт, что издавна считавшийся трудно разрешимым вопрос о формировании слоев в разрезах осадочных толщ в общих чертах можно считать решенным. Выделенные Н. Б. Вассоевичем [1948 г.] два принципиально разных вида слоистости — миграционный и мутационный — составляют, по всей вероятности, полную группу, и для каждого из этих видов разработаны вполне удовлетворительные модели слоеобразования. Важным следствием одной из них — модели образования миграционной слоистости — является возрастное скольжение слоев. Его мы и рассмотрим в заключительном разделе главы. Хотя практическая значимость этого явления касается прежде всего стратиграфии, однако процессы, регулирующие его возникновение, являются седиментологическими.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ВОЗРАСТНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ СЛОЕВ

Понять смысл возрастного скольжения поверхностей раздела слоев миграционного типа проще всего можно из следующего отвлеченного примера. Если представить, что строительство железно-дорожной магистрали Москва — Владивосток началось в Москве и продолжалось последовательно вплоть до конечного пункта — Владивостока, то хотя вся магистраль является конструктивно однотипной, тем не менее ее «возраст» в разных частях различный: она постепенно «молодеет» от Москвы до Владивостока, а время строительства будет означать величину изменения возраста. Из этого примера ясно, что скольжение возраста границ слоев или свит определяется только одним главным фактором — механизмом, регулирующим накопление слоев, причем этот механизм зависит не от процессов, происходящих в самом бассейне, а от *внешних* по отношению к системе седиментации факторов, предопределяющих изменение во времени ее пространственных очертаний. Это то, что касается кинематики возрастного скольжения, на ней мы еще остановимся.

Практически же приращение возраста могут «поймать» только стратиграфы, ибо оно слишком мало для каждого отдельного слоя, однако, накапливаясь в масштабе свиты, становится ощутимым для методов детальной биостратиграфии. Стратиграфы рассуждают просто и справедливо: если нет достоверных данных о разновременности, то объекты *считаются* одновременными [Мейен С. В., 1974 г.; Зубаков В. А., 1978 г.]. Правда, так рассуждают теоретики. Стратиграфам-практикам диахронные границы свит мешают, ибо существенно при этом усложняется корреляция разрезов и очень трудно оказывается увязать между собой местные стратиграфические схемы. Поэтому многие стратиграфы, вопреки очевидности, все еще пытаются доказать тезис о неперменной изохронности границ свит вне зависимости от их состава и механизма образования составляющих свиты отложений [Мирошников А. Е., 1974 г.].

И все же даже практика стратиграфических исследований убедительно доказывает: границы свит с миграционным типом слоистости «скользят» во времени, и тем сильнее, чем на большем расстоянии они прослеживаются. В тех районах, где стратиграфия, если можно так выразиться, более ответственная, где от принятых границ местных подразделений зависит конкретизация поисково-разведочных работ (как в Западной Сибири, например), диахронность свит перестала быть исключением из правила; скорее наоборот — изохронные границы требуют специальных доказательств [Трушкова Л. Я., 1975 г.].

Особенно много примеров скольжения возраста границ свит дает детальная стратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Здесь возрастная миграция характерна для большинства свит неокома [Гольберт А. В., Гурари Ф. Г., Климова И. Г.,

1971 г.]; она фиксируется чисто биостратиграфически — детальной возрастной привязкой неокомских аммонитов. Приращение возраста по латерали получается достаточно большим — до двух-трех ярусов. С. П. Булынный, А. В. Гольберт и др. [1971 г.] зафиксировали также скольжение возраста так называемого циренового горизонта в результате медленно развивавшейся регрессии позднеюрского — неокомского морского бассейна Западно-Сибирской плиты. С юга (от Петропавловска) на север (до Тобольска) возраст этого горизонта омолаживается от конца раннего валанжина до конца раннего готерива или даже до позднего готерива. Авторы делают вывод, что общая регрессия неокомского бассейна началась в Западной Сибири в конце раннего валанжина.

К близкому выводу пришла в результате своих детальных исследований Л. Я. Трушкова [1970 г.]. Она считает даже, что положение всех стратиграфических таксонов в пределах Западно-Сибирской плиты подчиняется закону диахронности границ [Трушкова Л. Я., 1973 г.]. По ее данным кровля тарской свиты омолаживается с юго-востока (Пыль-Караминский мегавал) на северо-запад (Ларь-Еганский вал), причем в единицах Международной стратиграфической шкалы изменение возраста соответствует объему всего валанжина, т. е. равняется 8—10 млн. лет. Большое число примеров диахронных поверхностей границ свит на Западно-Сибирской плите привел в своей работе В. А. Мартынов [1980 г., с. 84—85]. Он справедливо отмечает, что возрастное скольжение геологических границ все еще оценивается некоторыми исследователями (например, Косыгин Ю. А., Салин Ю. С. [1979 г.]) как «неприятное открытие для геологов», которое, несмотря на его строгую доказанность и физическую очевидность, все же предлагается считать «исключением из общего правила».

Между тем скорее верно обратное: не диахронность, а изохронность границ свит с миграционным типом слоистости является исключением, да и то чисто практически, пока нет методов, которые были бы в состоянии поймать градиент скольжения. Физически обоснованный механизм слоеобразования, из которого как следствие и вытекает неизбежное изменение возраста по простиранию слоя, позволил ввести в теоретическую стратиграфию специальный принцип, названный в честь Н. А. Головкинского. Следуя этому принципу, необходимо особо тщательно обосновывать не диахронность, а изохронность поверхностей раздела подразделений местных стратиграфических схем. «Принцип должен быть исходной позицией, а не предметом доказательства», — верно отметила Л. Я. Трушкова [44, с. 66].

Наиболее обоснованно диахронность границ свит устанавливается при детальном палеоэкологическом анализе целых бассейнов осадконакопления. Так, Дж. Харст [Hurst J. M., 1975 г.] изучал изменчивость фауны и состава отложений Уэльского бассейна раннесилурийского возраста и пришел к выводу, что кровля формации венлокского известняка омолаживается в южном направлении; по его мнению, это связано с медленно развивавшейся об-

ширной морской трансгрессией. Скорость трансгрессии в процессе оложения имеет решающее значение.

Прежде чем разбираться в кинематике процессов, приводящих к скольжению возраста поверхностей раздела слоев и свит, попробуем осмыслить это явление с формальных позиций и уяснить те характеристики (палеонтологические и седиментологические), от которых в первую очередь зависит масштаб явления.

Введем такое определение: геологический процесс будем считать одновременным, если совпадает *геологическая* датировка его начала и конца. Это определение, противоречащее физической стороне явлений, тем не менее с геологических позиций представляется единственно возможным. На самом деле, если представить себе протекание любого процесса в обычном физическом времени, то его начало и конец никогда не совпадут уже хотя бы потому, что мы имеем возможность определить завершение процесса и тем самым оценить его длительность. Отсюда следует очевидный вывод: рассуждения теоретиков стратиграфии о физическом времени и его противопоставлении времени геологическому являются *несостоятельными* уже в самой своей основе, поскольку все зависит от часов, которыми измеряется время, и от их точности.

Согласно введенному нами определению, палеобиологические (палеонтологические) и даже радиологические часы не показывают время протекания процесса, а лишь упорядочивают события, которые стратиграфы своими методами распределяют по шкале времени. Поэтому время в стратиграфических классификациях является *выводной* характеристикой; не оно лежит в основе рассуждений о синхронности или асинхронности образования стратиграфических объектов, а наоборот, — время как научная категория появляется лишь тогда, когда синхронность (или асинхронность) доказана иными методами, прежде всего палеонтологическими. Это то, что касается реальных стратиграфических исследований.

Если же не абстрагироваться от условий образования осадочных толщ, расчлененных по фауне на свиты, и не только связать изменение фауны в разрезе с фациальной изменчивостью осадков (что делалось и делается в классической биостратиграфии), а попытаться построить седиментологические модели, в которых будут учтены и скорость накопления осадков, и направленность миграции береговой линии бассейна (тоже в единицах скорости), и целый ряд других характеристик, то время в таких построениях будет уже фигурировать в *явном виде* и откроется возможность обоснованно судить о темпах реализации процессов в физически осмысленных категориях.

Однако такой (наиболее, кстати, строгий с научных позиций) подход приводит к выводу, что *синхронными могут быть только независимые события*, которые являются реализациями разных процессов. А поскольку о сопоставляемых стратиграфическими методами объектах этого не скажешь, то теоретически они а priori не могут считаться синхронными. Их «практическая синхронность», повторяем, не обусловлена одновременностью образования корре-

лируемых объектов, а индуцирована точностью методов датировок. З. Н. Пояркова и Б. В. Поярков [1980 г., с. 69] совершенно точно заметили, что «благодаря относительности понятия «одновременность» одни и те же события по одной частной геохронологической шкале могут быть одновременными, а по другой — разновременными. Установить абсолютную одновременность в замкнутых системах физически невозможно».

Теперь обратимся к формальному определению понятия о возрастном скольжении. Пусть ΔT — наименьшее подразделение Международной стратиграфической шкалы (МСШ), имеющее временную датировку. Это — геологические века. Пусть в разрезах i_1, i_2, \dots, i_n установлен возраст стратиграфического подразделения $t_{i_1}, t_{i_2}, \dots, t_{i_n}$. Если при этом $t_{i_1} = t_{i_2} = \dots = t_{i_n}$, то будем считать это подразделение одновременным, а события, зафиксированные в разрезах i_1, i_n , — синхронными. Если же $t_{i_n} - t_{i_1} = \Delta t > 0$, то мы имеем право говорить об изменении возраста этого подразделения, т. е. о возрастном скольжении. Но если при этом $\Delta t < \Delta T$, то такое возрастное скольжение стратиграфическими методами не может быть установлено. И только когда $\Delta t \geq \Delta T$, возрастное скольжение, как говорят стратиграфы, можно «поймать».

Седиментологическая трактовка данного явления вытекает из теории слоеобразования Н. А. Головкинского. Из этой же теории следует, что градиент изменения возраста является (кроме прочих факторов) функцией от угла α расположения разреза по отношению к древней береговой линии бассейна. Если разрез параллелен береговой линии ($\alpha = 0$), то градиента изменения возраста не существует ($\Delta t = 0$); градиент Δt достигает максимального значения, когда разрез перпендикулярен к древней береговой линии.

Надо указать еще на одно важное следствие этой теории, которое также дает седиментологическое объяснение механизма, предопределяющего возрастное скольжение границ раздела слоев. Так как градиент возраста может фиксироваться только применительно к *слонности миграционного типа, то он возникает лишь в том случае, если время продвижения береговой линии в глубь континента достаточно велико, т. е. когда трансгрессия развивается медленно, не вызывая существенных перестроек фациальных зон бассейна. Это и приводит к тому, что литологически однотипные комплексы пород (например, свиты или формации) имеют существенно разную палеонтологическую датировку в удаленных друг от друга разрезах. Важно и то, чтобы скорость аккумуляции осадков была бы соизмерима со скоростью развития трансгрессии; тогда на протяжении длительного времени сохраняются неизменными физико-геологические и биологические условия в бассейне. Все эти положения на чисто эмпирическом уровне иллюстрирует рис. 46, где показаны скользящие во времени границы формаций в неомеде для южной половины Западно-Сибирской плиты, что явилось результатом медленно развивавшейся регрессии неокомского морского бассейна.*

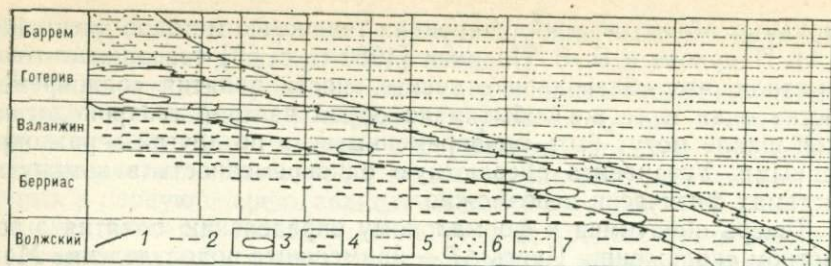


Рис. 46. Корреляционный профиль, показывающий соотношение формаций и ярусов в неокоме южной половины Западно-Сибирской плиты [44].

1, 2 — границы: 1 — формаций, 2 — ярусов и зон; 3 — предполагаемый размыв; 4–7 — формации: 4 — баженовская (баженовская, тутлеймская и мулымьинская свиты), 5 — куломзинская (куломзинская, ахская и алясовская свиты), 6 — тарская (тарская, максимумовская, черкашинская и низы леушинской свиты), 7 — киянская (киянская и илекская свиты).

Еще более наглядно чисто седиментологический механизм возрастного скольжения можно уяснить с позиций тектоники плит, поскольку для кинематики процесса не имеет значения, под влиянием таких сил смещаются в пространстве зоны накопления литологически однотипных осадков. Несущественно также, происходит ли при этом трансгрессивное развитие процесса (классический вариант Н. А. Головкинского) или идет латеральная миграция плиты от зоны раздвига в районе срединно-океанического хребта (плейт-тектоническая трактовка процесса). И в той и в другой интерпретации возраст литологически однородных комплексов будет меняться в направлении перемещения субстрата: при трансгрессии он будет омолаживаться, а при регрессии — удревяться. Плейт-тектонический механизм этого явления описан в главе 1. Здесь лишь отметим, что возрастное скольжение границ литологических комплексов в рамках тектоники плит является не предметом дискуссии, а надежно установленным фактом, опирающимся на данные глубоководного бурения [Berger W. H., 1974 г.].

Проиллюстрируем это таким наглядным примером [53]. Движение в северном направлении Тихоокеанской плиты приводит к смещению в том же направлении экваториальных осадков в восточной части Тихого океана; изучались акустически прозрачные осадки постэоценового возраста (рис. 47). Видно, что между любыми двумя сечениями севернее экватора возраст древних экваториальных осадков будет различным (рис. 47, а), если только две точки не попадают точно на линию палеоэкватора. Хорошо также видно, как сильно меняется возраст литологически однородных осадков экваториального пояса за время движения Тихоокеанской плиты после эоцена. Трудно удержаться еще от одного сравнения: «цикл» отложений на рис. 47, б в точности соответствует рисовке «геологической чечевицы» Н. А. Головкинским, который совершенно из других, разумеется, соображений пришел к аналогичным результатам.

Интересно, конечно, получить аналитическую взаимосвязь важнейших характеристик процесса, от которых зависит скольжение

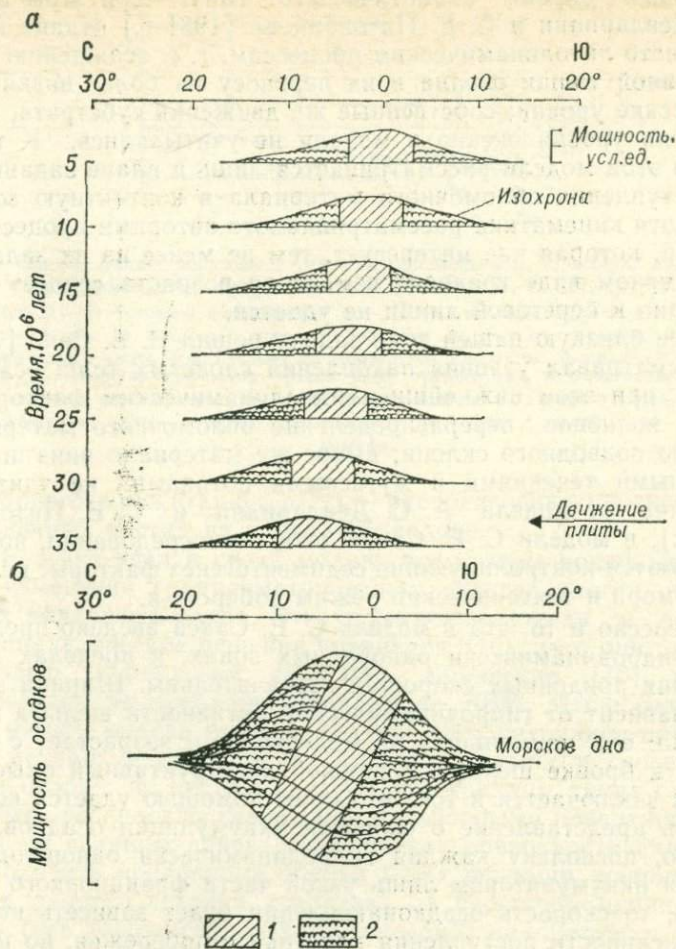


Рис. 47. Схематическая модель, объясняющая появление изохрон и фациальных границ в пределах Тихоокеанского экваториального пояса пелагических осадков [53].

Фашии: 1 — ортоэкваториальные (карбонатно-кремнистые циклические отложения), 2 — параэкваториальные (кремнистые оозы).

в пространстве возраста границ литологических (и стратиграфических) подразделений разреза. Причем таким образом, чтобы именно *время* было функцией этих характеристик. Близкие по смысловой постановке задачи решали С. Е. Сакс [1978 г.], У. Питмен [Pitman W. C. III, 1978 г.], А. С. Девдариани и С. Е. Питовранов [1981 г.] и ряд других исследователей. Мы попытаемся учесть то рациональное в этих разработках, что соответствует нашей цели.

У. Питмен [Pitman W. C. III, 1978 г.], а также А. С. Девдариани и С. Е. Питовранов [1981 г.] моделировали эволюцию конти-

нентальных окраин атлантического типа. При этом в работе А. С. Девдариани и С. Е. Питовранова [1981 г.] отдано предпочтение чисто литодинамическим процессам, т. е. осаждению осадков из основной толщи океана и их переносу на более низкие гипсометрические уровни; собственные же движения субстрата, а также колебания уровня океана в модели не учитывались. К тому же время в этой модели рассматривается лишь в плане задания условий поступления обломочного материала в контактную зону. Поэтому хотя кинематика рассматриваемого авторами процесса близка к той, которая нас интересует, тем не менее из их задачи оценить в явном виде градиент изменения возраста «слоев» перпендикулярно к береговой линии не удастся.

Более близкую нашей теме задачу решал С. Е. Сакс [1978 г.]. Он рассматривал условия накопления слоистых толщ осадков на шельфе, при этом важнейшим гидродинамическим фактором считалось волновое перераспределение обломочного материала по профилю подводного склона; вынос же материала вниз по склону разрывными течениями и мутьевыми потоками не учитывался. В отличие от модели А. С. Девдариани и С. Е. Питовранова [1981 г.], в модели С. Е. Сакса хотя и опосредованно, но все же фиксируются контролирующие седиментогенез факторы: колебания уровня моря и тектонический режим побережья.

Интересно и то, что в модель С. Е. Сакса введено представление о гидродинамически однородных зонах, в пределах которых изменения придонных скоростей незначительны. Ширина этих зон прямо зависит от гидродинамической активности шельфа и от уклона дна: она наименьшая на мелководье и возрастает с приближением к бровке шельфа. Основной конструктивный смысл этого понятия заключается в том, что с его помощью удается конкретизировать представление о скорости аккумуляции осадков. Действительно, поскольку каждая гидродинамически однородная зона является аккумулятором лишь узкой части фракционного спектра осадков, то скорость осадконакопления будет зависеть не только от интенсивности поступления кластики с побережья, но и от ширины этой зоны.

С. Е. Сакс [1978 г.] показал, что если x — расстояние произвольной точки дна от берега, а y — ее относительная высота, то в процессе накопления осадков положение берегового профиля со временем будет меняться; поэтому y есть функция двух переменных: расстояния от берега x и времени t . Тогда сечения двумерной функции $y(x, t)$ в произвольные моменты времени t_i дают ряд профилей $y(x, t_i)$, отражающих распределение в разрезе изохронных границ. Процесс формирования осадочного слоя при выбранных допущениях описывается уравнением

$$\frac{\partial y}{\partial t} - \alpha p(H) \frac{\partial y}{\partial x} = 0; \quad (46)$$

здесь α — коэффициент, характеризующий общую интенсивность питания осадочным материалом (в данном случае α играет роль

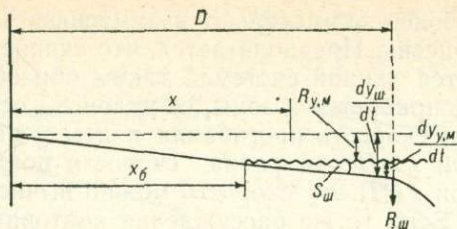


Рис. 48. Схема, иллюстрирующая условия перемещения береговой линии бассейна седиментации открытого типа [Pitman W. C. III, 1978 г.].

Расстояния: D — от условной неподвижной оси до края шельфа, x_6 — от оси до береговой линии, x — от оси до некоторой точки на шельфе; $S_{ш}$ — уклон шельфа; $R_{у,м}$ — скорость прогибания края шельфа относительно горизонтальной плоскости, проходящей через осевую линию; $R_{у,м}$ — скорость изменения уровня моря относительно горизонтальной плоскости; $dy_{ш}/dt$ — скорость вертикальных движений поверхности шельфа относительно горизонтальной плоскости; $dy_{у,м}/dt$ — скорость повышения уровня моря относительно поверхности шельфа.

масштабного множителя); $\rho(H)$ — распределение плотности потока осадочных частиц на подводном склоне.

С. Е. Сакс учел в своей модели возможные колебания уровня моря, изменения гранулометрического спектра частиц, поступающих на подводный склон. Эти усложнения модели не позволяют найти аналитическое решение уравнения (46), зато они приближают модель к реальной ситуации. Уравнение (46) решалось С. Е. Саксом численными методами на ЭВМ. Мы обратили внимание на эту модель потому, что она дает наглядное представление о механизме образования последовательности слоев на подводном склоне; из нее же следует, что границы таких слоев *обязаны быть разновозрастными*, ибо изохронными поверхностями задаются не границы слоев, а положение поверхности склона. Однако получить конкретные оценки t как функции, например, расстояния данного сечения (разреза) от береговой линии из этой модели (без дополнительных ограничений) не удастся.

Это позволяет сделать модель У. Питмена [Pitman W. C. III, 1978 г.]. Он, как мы уже отметили, изучал закономерности тектонической и седиментологической эволюции континентальных окраин атлантического типа при условии колебаний уровня моря, погружения бровки шельфа, изменений во времени скоростей аккумуляции и денудации осадочного материала. Его модель иллюстрирует рис. 48. Самым интересным и полезным для нас в этой модели является то, что в ней впервые в явном виде учтены все те характеристики стратоседиментогенеза, которые до этого если и принимались во внимание, то только в качестве описательной иллюстрации тех или иных схем. Кроме того, хотя в модели У. Питмена собственно процессы слоенакопления не рассматриваются, тем не менее именно эта модель дает возможность оценить изменение возраста осадков как функцию расстояния от некоторой неподвижной оси, определяющей как бы границы «системы седиментации» со стороны континента.

Рассмотрим более внимательно взаимосвязь учитываемых в модели характеристик. Предполагается, что скорость осадконакопления регулируется данной системой таким образом, что, несмотря на понижение прибрежной зоны, ее уклон $S_{ш}$ остается неизменным. Кроме того, скорость прогибания плиты у неподвижной оси равна нулю, при $x=D$ она равна скорости погружения бровки шельфа $R_{ш}$, а при $x < D$ эту скорость можно вычислить из соотношения $(x/D)R_{ш}$. Если те же рассуждения повторить относительно береговой линии, то уменьшение скорости погружения плиты будет равно $(x_6/D)R_{ш}$. И наконец, последнее вполне разумное допущение касается соотношения скоростей накопления осадков и аккумуляции в пределах всей рассматриваемой системы седиментаций. Чтобы осадконакопление в среднем превышало эрозию осадков, добавляется некая константа седиментации S . Тогда ясно, что

$$\frac{d_{сед}}{dt} = \frac{x}{D} R_{ш} - \frac{x_6}{D} R_{ш} + S. \quad (47)$$

Примем, как это сделано в модели У. Питмена, что скорость осадконакопления в разных частях системы седиментации регулируется таким образом, что, во-первых, уклон поверхности шельфа остается постоянным и, во-вторых, эта скорость растет от точки нулевой седиментации (вблизи берега моря) в сторону погружения шельфа. Ясно, что при этом продвижение береговой линии в глубь суши (или наоборот) будет зависеть от соотношения чисто «тектонических скоростей»: вертикальных колебательных движений поверхности шельфа относительно горизонтальной плоскости, проходящей через осевую линию ($dy_{ш}/dt$) и колебаний уровня моря относительно поверхности шельфа ($dy_{y,м}/dt$). Именно эти скорости регулируют в конечном итоге направление развития системы седиментации: трансгрессивное или регрессивное. Ими же определяется и величина изменения возраста отложений вкост береговой линии бассейна.

Общее дифференциальное уравнение, генерирующее, по У. Питмену, тектоно-седиментологическую эволюцию континентальных окраин атлантического типа, или, в наших терминах, трансгрессивную направленность развития системы седиментации, будет иметь вид

$$\frac{dx_6}{dt} = \frac{R_{y,м}}{S_{ш}} - \frac{x_6 R_{ш}}{DS_{ш}} + S. \quad (48)$$

Решением этого уравнения будет величина, определяющая положение береговой линии бассейна x_6 через достаточно продолжительный отрезок времени T , т. е.

$$x_6 = R_{y,м} \frac{D}{R_{ш}} + S \frac{D}{R_{ш}} - \left(R_{y,м} \frac{D}{R_{ш}} + S \frac{D}{R_{ш}} - x_{61} \right) \times \\ \times \exp\left(-\frac{TR_{ш}}{DS_{ш}}\right); \quad (49)$$

здесь x_{61} — начальное положение береговой линии, когда $T=0$.

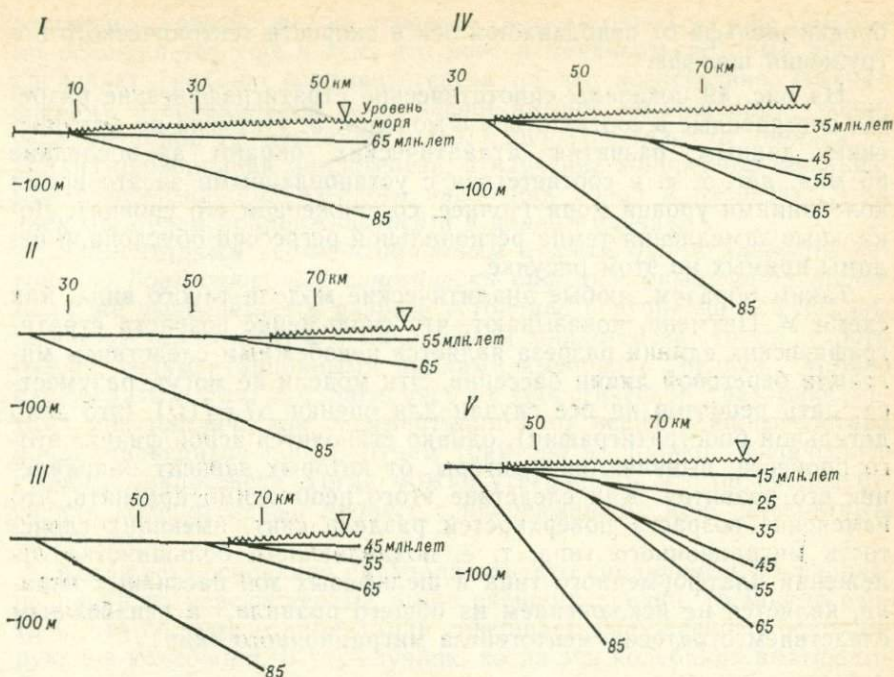


Рис. 49. Гипотетические стратиграфические разрезы для последовательных шагов изменения времени T от 15 до 85 млн. лет [Pitman W. C. III, 1978 г.].

Из формулы (49) найдем интересующее нас время T . Оно и будет соответствовать изменению возраста отложений вкост береговой линии бассейна:

$$T = -\frac{D}{R_{ш}} S_{ш} \ln \left[\frac{R_{у.м}(D/R_{ш}) + S(D/R_{ш}) - x_6}{R_{у.м}(D/R_{ш}) + S(D/R_{ш}) - x_{61}} \right]. \quad (50)$$

Однако границы фациальных зон в бассейне и границы накапливающихся в процессе прогибания дна слоев определяются изменением во времени положения береговой линии. Поэтому именно это положение и определяет при таком развитии стратоседиментогенеза изменение возраста отложений за время T .

Если положить $S=0$; время T достаточно большим, например 10^7 лет; $D=250$ км ($250 \cdot 10^5$ см), уклон шельфа $S_{ш}=1:5000$, скорость погружения бровки шельфа $R_{ш}=2,5$ см/1000 лет, то

$$\exp\left(-\frac{TR_{ш}}{DS_{ш}}\right) = \frac{1}{148},$$

и тогда

$$x_6 \sim R_{у.м}(D/R_{ш}). \quad (51)$$

Следовательно, при вполне реальных значениях T , D , $S_{ш}$ и $R_{ш}$ положение береговой линии будет зависеть только от соотношения трех переменных: скорости изменения уровня моря, расстояния

бровки шельфа от неподвижной оси и скорости тектонического погружения шельфа.

На рис. 49 показаны гипотетические стратиграфические разрезы, построенные в соответствии с моделью У. Питмена по фактическим данным развития атлантических окраин за последние 85 млн. лет, т. е. в соответствии с установленными за это время колебаниями уровня моря (точнее, со снижением его уровня). Локальные замедления темпа региональной регрессии обусловили изломы прямых на этом рисунке.

Таким образом, любые аналитические модели такого вида, как схема У. Питмена, показывают, что скольжение возраста стратиграфических единиц разреза является неизбежным следствием миграции береговой линии бассейна. Эти модели не могут, разумеется, дать рецептов на все случаи для оценки $\Delta T = f(D)$ (это дело детальной биостратиграфии), однако становится ясной физика этого процесса, выявляются факторы, от которых зависит направление его развития. Как следствие этого необходимо признать, что изменение возраста поверхностей раздела свит, имеющих слоистость миграционного типа, т. е. подавляющего большинства отложений платформенного типа и шельфовых зон пассивных окраин, является не исключением из общего правила, а неизбежным следствием стратоседиментогенеза миграционного типа.

ГЛАВА 7

ЦИКЛОСЕДИМЕНТОГЕНЕЗ

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЦИКЛИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Проблема происхождения закономерной повторяемости в разрезе ограниченных наборов осадочных пород, или, говоря короче, проблема цикличности, занимает умы геологов почти два столетия. За это время более или менее доказательно выяснена природа циклического строения угленосных толщ, флиша (турбидитов), нижней (морской) молассы, ленточных глин и некоторых других генетических типов осадочных образований. В последние годы кроме исследований, касающихся анализа регионального проявления цикличности, опубликованы обобщающие работы, авторы которых пытаются развить общий подход к этой проблеме, выявить своеобразные инварианты, годные для описания и изучения циклического строения разрезов вне зависимости от их генезиса [Карогдин Ю. Н., 1980 г.].

К настоящему времени причины циклогенеза выявлены вполне определенно. Ими служат или климатические колебания, или космические факторы, или колебательные движения земной коры, или эвстатические изменения уровня Мирового океана. Однако кроме того, что причины эти зачастую взаимосвязаны и в каждом конкретном случае практически не удается доказательно обосновать

решающее воздействие на строение разреза одной из них, проблема осложняется еще и тем, что неясен механизм, который предопределяет реакцию седиментогенеза на это воздействие. Именно поэтому в специальной монографии автора, посвященной теории седиментационной цикличности [31], центром тяжести являлся не анализ первопричин циклогенеза, а изучение конкретных механизмов и режимов циклического наложения пород в разрезах. Этой идеи мы будем придерживаться и в данном случае.

Элементарным седиментационным циклом будем называть устойчиво повторяющийся генетически обусловленный набор пород. Если же выделяемые в разрезе устойчиво повторяющиеся наборы пород не связываются с механизмом циклогенеза, то их, строго говоря, седиментационными циклами именовать нельзя. Можно рассуждать и так: абстрагируясь от геологической трактовки механизмов циклической седиментации и от вещественного состава накапливающихся пород, будем трактовать только физическую сторону циклогенеза. Тогда можно утверждать, что он реализуется как *колебательный процесс* с непрерывным или дискретным временем.

Когда есть основания предполагать, что цикличность обусловлена одной из перечисленных выше внешних причин, то можно считать, что система седиментации совершает вынужденные осциллирующие колебания. В тех случаях, когда эти колебания вызываются собственно седиментационными механизмами, их можно считать свободными. Очень часто можно говорить о том, что колебания системы осадконакопления дискретны в том смысле, что циклоседиментогенез реализуется лишь в отдельные (не известные заранее) моменты времени. Все остальное время система находится в покое.

Такое, как может показаться, оторванное от реально действующих процессов, толкование циклоседиментогенеза на самом деле очень полезно по ряду причин. Во-первых, оно позволяет снять все словесные наложения описательных схем циклической седиментации и как бы прочувствовать этот процесс в чистом, рафинированном, виде. Во-вторых, появляется реальная возможность строить формализованные модели циклогенеза и на их основе численно оценивать основные характеристики этого колебательного процесса: амплитуду, частоту и фазу. В-третьих, удается установить взаимно однозначные соответствия между формальным толкованием механизмов циклогенеза и неформальным описанием режимов этого процесса, которые по сути совпадают, а различаются они лишь акцентами на конкретные характеризующие данный процесс факторы.

Режимы циклоседиментогенеза мы подробно описали в ранее опубликованной монографии [31]. Поэтому сейчас остановимся на некоторых моделях, использующих формальные (и неформальные) представления о механизмах циклогенеза.

В работе И. Д. Македона, С. И. Романовского и А. С. Тараконова [1981 г.] была рассмотрена тектоно-фаціальная модель гене-

рации цикличности угленосных толщ. Она предполагала, что последовательность наложения пород в угленосных разрезах определяется высокочастотными колебаниями дна бассейна седиментации, которые накладываются на более крупные по размаху (низкочастотные) колебания прибрежной зоны шельфа вместе с прилегающей сушей, а весь бассейн угленакопления испытывает устойчивое погружение. За полный период колебания прибрежной зоны формируется единичный угленосный цикл. Легко заметить, что в такой достаточно общей формулировке предложенная модель описывает условия генерации цикличности и других генетических типов слоистых толщ: соленосных, пестроцветных, прибрежно-морских терригенных и терригенно-карбонатных и т. п.

Теперь изложим ту же самую модель формально. Имеется пружина с жестко закрепленным концом. Точка закрепления в нашей схеме будет означать начало отсчета. Если пружину немного оттянуть вниз и затем отпустить, то она будет совершать свободные колебания. Пусть начало отсчета (точка закрепления) также колеблется по вполне определенному закону, но таким образом, что период этого колебания существенно больше периода свободных колебаний незакрепленного конца пружины, а вся система опускается вниз. Такое описание процесса полностью соответствует только что приведенной тектоно-фациальной его трактовке и, в частности, адекватно принятому в угольной геологии представлению об условиях формирования угленосных циклов.

Математическое описание предложенной модели сводится к выводу уравнения *результатирующего колебания*, которое графически почти всегда должно иметь вид непериодической кривой, поскольку она суммирует несколько периодических функций, но с разными численными значениями амплитуды, частоты и фазы. Это уравнение имеет вид

$$y(x) = \sum_{n=1}^N \frac{A_n}{k^2 - (n\omega)^2 + n\omega q} \sin(n\omega x + \alpha_n) + Ce^{(-q/2)x} \sin(\sqrt{k^2 - q^2}x + \alpha). \quad (52)$$

Здесь C и α — постоянные интегрирования; k и q — коэффициенты; A_n и ω — амплитуда и частота n -й функции. Первый член правой части уравнения (52) фиксирует вынужденные колебания системы седиментации под действием приложенной силы $\xi(x)$ — закона циклических осцилляций. Второй член отражает затухающие собственные колебания, которые оказывают реальное влияние на вид функции $y(x)$ только вблизи начала отсчета в первые моменты действия силы $\xi(x)$; с ростом же x это слагаемое быстро стремится к нулю. Поэтому в практических задачах, когда имеется достаточное число точек наблюдения, кривая *результатирующего колебания* должна включать некоторое число периодических функций, характеристики которых устойчивы по отношению к числу точек наблюдения.

Таким образом, приведенное решение описывает осцилляцию зоны угленакопления в системе отсчета с точкой закрепления, совершающей низкочастотные колебания и одновременно погружающейся по линейному закону. Знание структуры общего уравнения результирующего колебания важно по той причине, что при практической реализации задач ритмолитологического анализа мы имеем дело только с эмпирической кривой «результирующего колебания», а входящие в ее структуру периодические компоненты восстанавливаем методами выявления скрытых периодичностей [29; Деч В. Н., Кноринг Л. Д., 1985 г.], причем критерием адекватности предложенной седиментологической модели фактическому материалу является совпадение (с точностью до коэффициентов) аналитического вида восстановленных гармоник с теоретической кривой результирующего колебания.

Вторая модель учитывает только автоколебания системы седиментации под действием внутренних факторов седиментогенеза (уклон дна, поток осадков и т. д.). Эту модель разработал А. В. Лукьянов с соавторами [Лукьянов А. В., 1980 г.; Лукьянов А. В., Щерба И. Г., Зиньков В. В., 1984 г.]. Подвижность осадка здесь оценивается «коэффициентом подвижности», связывающим величину потока осадка с уклоном дна, а перенос осадка описывается уравнением диффузии в форме

$$\partial H / \partial t = k(\partial^2 H / \partial x^2 + \partial^2 H / \partial y^2) + \eta, \quad (53)$$

где H — высота поверхности осадка на дне; k — коэффициент подвижности осадка; η — интенсивность поступления осадочного материала; $\{x; y\}$ — двумерные координаты; t — время.

Самое существенное допущение модели состоит в том, что автоколебания системы регулируются углом естественного откоса α_{\max} , а приращение $\Delta\alpha = \alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ определяет размер линзы отложенного на дне осадка, зависящий еще и от тиксотропных свойств осадка. Неясно, правда, почему данная колебательная система моделирует циклогенез в прибрежной зоне, — ведь в модели не учтен периодический характер этого колебательного процесса. Скорее можно согласиться с тем, что данный механизм должен генерировать слоистость осадков под действием эпизодического превышения угла естественного откоса. И только когда оползание значительных масс осадков образует суспензионный поток, тогда действительно в разрезе будет зафиксирован элементарный цикл турбидита.

Авторы проверили полученные ими соотношения на гидронтераторе системы В. С. Лукьянова и получили удовлетворительное согласие условий возникновения автоколебательной системы в прибрежной зоне глубокого бассейна при интенсивном привносе осадочного материала с данными исходной теоретической модели [Лукьянов А. В., 1980 г.]. Установлено также, что циклоседиментогенез не зависит от начальных условий, а определяется соотношением основных характеристик самого бассейна седиментации, развивающегося как автоколебательная система.

В рассмотренных нами моделях циклическая седиментация описывалась в терминах колебательного процесса: непрерывного (первая модель) и полунепрерывного (вторая модель). Обе модели относятся к категории прямых задач. Геолог же всегда имеет дело только с реализациями процесса (циклически построенными разрезами осадочных толщ), а сам процесс он вынужден восстанавливать, разрабатывая модельные схемы, являющиеся уже обратными задачами, а значит, не имеющими единственного решения. Помимо трудностей методологического характера, на которых мы здесь не останавливаемся, при этом возникает проблема, связанная с возможностями перенесения свойств повторяемости элементарных циклов на периодические свойства исходного процесса циклогенеза уже во времени. Приводимый ниже пример показывает, что в отсутствие модели процесса такое соотнесение в общем случае неправомерно [31].

Пусть в нашем распоряжении имеется груда кубиков, на каждом из которых нарисован элементарный седиментационный цикл, к примеру флишевый. Перед нами поставлена задача: за определенное время сложить из этих кубиков пирамиду, условно изображающую разрез флишевой толщи. Ясно, что существуют три принципиально разных способа решения этой задачи. Во-первых, поделив заданное время на число имеющихся кубиков, можно укладывать их в пирамиду через строго определенные временные интервалы, т. е. реализовать периодический процесс. Во-вторых, каждый последующий кубик можно ставить в пирамиду через произвольные интервалы времени, не совпадающие друг с другом, т. е. реализовать непериодический, или чисто случайный, процесс. В-третьих, разбив заданное для решения задачи время на два или более отрезков, можно в один из них использовать модель периодического процесса, а в другой — непериодического. Главное заключается в том, что построенная в итоге этой игры пирамида будет одинаковой независимо от того, каким из трех способов мы ее строили. Истинный же вариант укладки кубиков знает только строитель. Однозначно восстановить его другому участнику игры принципиально невозможно.

О чем говорит этот пример? О том, что не меньшее значение, чем режим формирования единичных циклов, имеет режим их повторяемости в разрезе, от которого зависит и интенсивность протекания колебательного механизма циклоседиментогенеза, и возможность восстановления характеристик самого процесса на основе лишь его реализации (разрезов осадочных толщ).

И еще один важный момент. От того, каким образом трактуется механизм циклогенеза, зависят и правила выделения элементарных циклов в разрезе. Здесь также существуют три разные схемы (рис. 50).

1. Процесс развивается непрерывно во времени, и в разрезе фиксируется элементарный цикл симметричного (точнее, квазисимметричного) строения. В этом случае допустима временная аппроксимация колебательной системы циклогенеза, а с какой породы

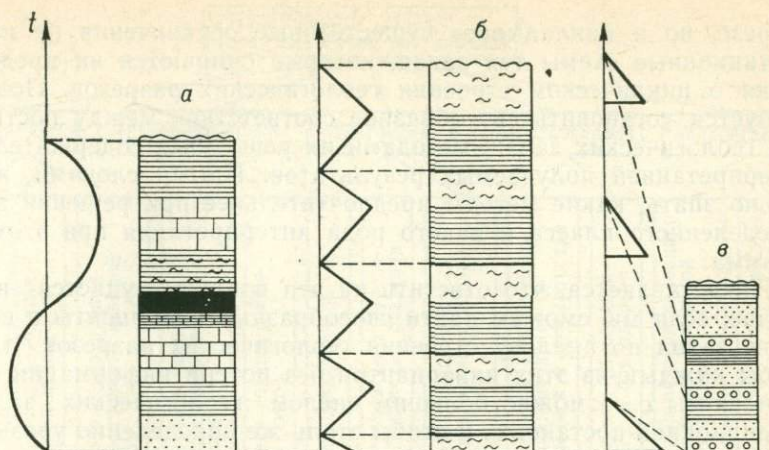


Рис. 50. Соотношения между временными характеристиками циклоседиментогенеза и циклическим строением разрезов [31].

начинать цикл — непринципиально. Это касается выделения циклов в угленосных отложениях, а иногда и в соленосных (рис. 50, а).

2. Процесс развивается непрерывно во времени, но образующиеся при этом циклы устроены несимметрично (например, варвы). Однако два слоя варвы как бы спаяны, т. е. между ними наблюдается постепенный переход, тогда как следующая пара слоев резко отделяется от предыдущей. Это и диктует границу такого цикла (рис. 50, б).

3. Процесс дискретен во времени. Это означает, что циклическая седиментация реализуется лишь в отдельные промежутки, а в остальное время либо отсутствует циклоседиментогенез, либо идет равномерно протекающее осадконакопление, на которое накладывается инъективный циклогенез. Характерным примером такого процесса являются циклы терригенного и карбонатного флиша. Они всегда начинаются с наиболее грубозернистой разности пород (рис. 50, в). Это объясняется физикой процессов осадочной рассортировки как в условиях гидродинамически активного побережья, так и при выпадении осадков из донных течений и эпизодически возникающих плотностных потоков.

ПОСТАНОВКА, МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЗАДАЧ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ

Как бы мы ни трактовали седиментационные циклы, с какими бы причинами ни связывали их генезис, они всегда фиксируют устойчивый и, что весьма существенно, генетически predeterminedный парагенез пород. Это означает, что механизмы циклоседиментогенеза не только диктуют порядок следования пород в пределах единичного цикла и характер повторяемости самих циклов в

разрезах, но и накладывает существенные ограничения на интерпретационные схемы тех задач, которые опираются на представления о циклическом строении геологических разрезов. Поэтому требуется установить своеобразное соответствие между постановкой геологических задач, методами их решения и содержательной интерпретацией получаемых результатов. Иными словами, желательно знать, какие методы предпочтительнее при решении задач определенного класса и какого рода интерпретация при этом допустима.

Представляется, что ответить на эти вопросы удастся в том случае, если мы сможем найти своеобразные *инварианты* в постановке задач по анализу строения геологических разрезов такие, чтобы каждый из этих инвариантов без потери информации соотносился бы с возможно бóльшим числом геологических задач в традиционной постановке и чтобы столь же определенно увязывался бы с небольшим числом формальных методов решения этих задач. Важно еще, чтобы в основе каждой задачи лежала конструктивная трактовка механизма циклоседиментогенеза, предопределяющая наличие в разрезе тех «скрытых» закономерностей, на поиск которых и ориентированы формальные методы. В противном случае трактовка выявленных закономерностей, например в терминах временной периодичности исходного процесса циклогенеза, может оказаться неправомочной. Доказать же справедливость именно такой интерпретации или, напротив, показать ее несостоятельность в отсутствие седиментологической модели не представляется возможным.

Мы систематизировали задачи, которые традиционно ставятся геологами на материале циклически построенных разрезов осадочных толщ [30]. Если читать предложенную схему (рис. 51) сверху вниз, то легко убедиться в том, что задачи эти существенно различны в зависимости от того, к какой из геологических дисциплин они относятся. Так, для стратиграфии наиболее характерны задачи по сопоставлению разрезов, а также связанные с установлением границ подразделений местной шкалы и их региональной синхронизацией. В рамках физической седиментологии первостепенный интерес представляют модели разных режимов циклогенеза. Столь же важны модели полновыраженных, или так называемых идеальных, циклов, т. е. циклов, формирующихся при наиболее полной реализации циклоседиментогенеза. Наличие таких моделей для каждого вида отложений позволяет оценивать меры стабильности динамической системы циклоседиментогенеза и проследивать седиментологическое развитие бассейна за большие отрезки времени.

Эти и другие из отмеченных в схеме задач обычно формулируются в традиционных геологических терминах, которые лишь явно указывают на то, что желательно установить в результате их решения. Для того же, чтобы приступить к аналитическому (модельному) решению этих задач, необходима формальная постановка в терминах, допускающих алгоритмизацию процедуры решения.

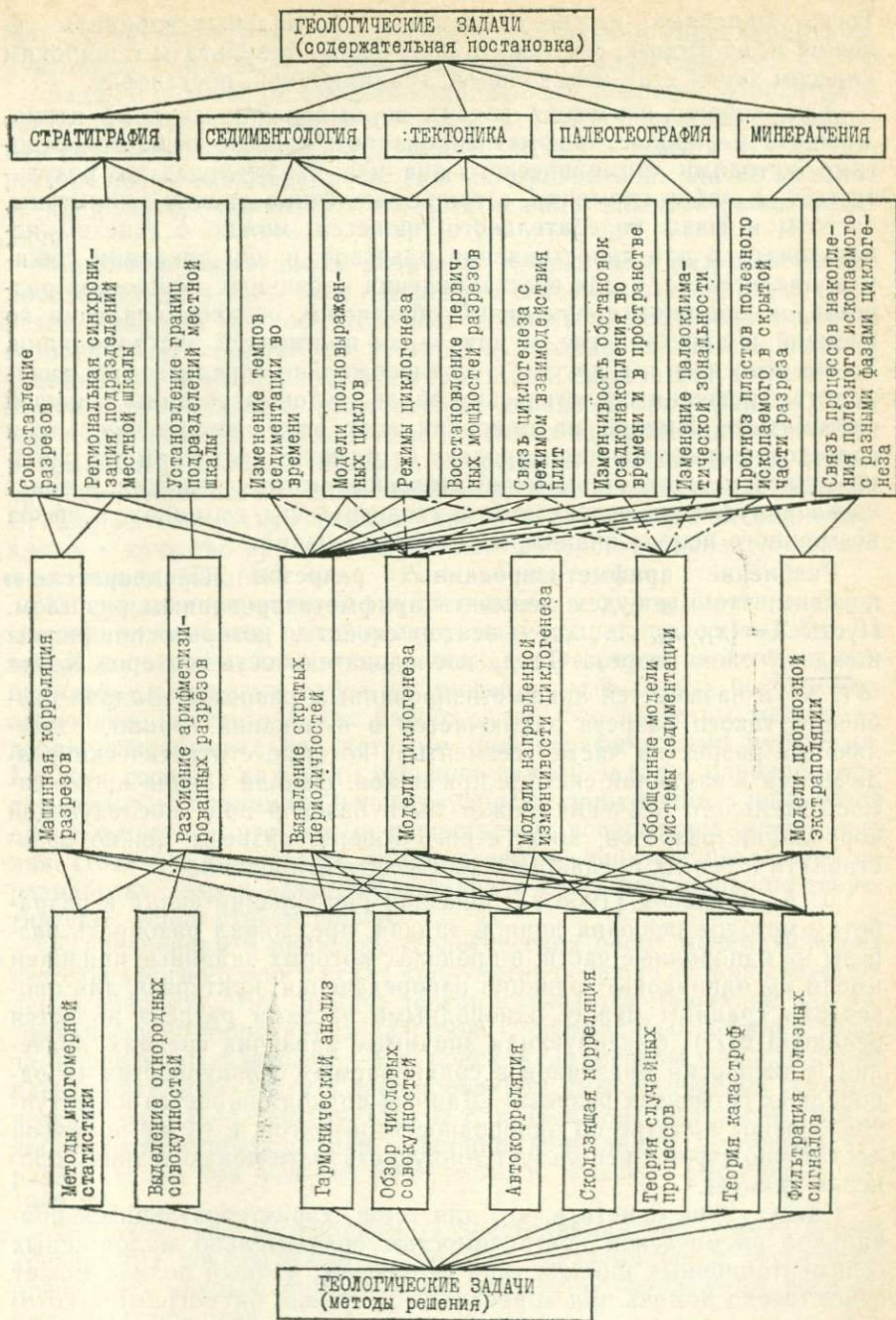


Рис. 51. Систематизация задач седиментационной цикличности и методов их решения [30].

Тогда, во-первых, можно отыскивать оптимальные варианты решения и, во-вторых, соотносить полученные результаты с широким классом задач в их изначальной, традиционной, постановке.

Так, хорошо известная задача по выявлению скрытой периодичности в заранее арифметизированном разрезе решается строгими методами гармонического анализа. Полученные же результаты, т. е. набор гармоник, а также численные оценки амплитуды, частоты и фазы колебательного процесса, можно с успехом использовать и для сопоставления разрезов, и при описании режимов циклогенеза, и для восстановления первичных мощностей разрезов, и для оценки изменений обстановок осадконакопления во времени и пространстве, и для задач прогнозной экстраполяции. То же относится и к другим шести формально определяемым инвариантам решения геологических задач, которые указаны в нашей систематике. Именно на описании всех этих инвариантов мы и сосредоточим внимание, поскольку от их конструктивной постановки зависят и конкретные математические методы решения, и трактовка полученных результатов в геологических терминах, и сфера возможного использования найденных решений.

Разбиение арифметизированных разрезов. Предварительно поясним, что мы будем называть арифметизированным разрезом. Пусть $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ — вектор свойств, которые приписаны каждому слою разреза. Тогда последовательность векторов X_j ($j = 1, N$) и называется арифметизированным разрезом. Задача разбиения такого разреза заключается в отыскании границ, разделяющих разрез на части (сегменты), которые статистически различаются в заданной системе признаков. Данная задача кроме самостоятельного значения может быть базовой при последующей корреляции разрезов, хотя, строго говоря, разрезы можно сопоставлять и без их предварительного сегментирования.

Д. А. Родионов [1968 г.], внесший наибольший вклад в разработку методов решения данной задачи, предложил разбивать разрезы на однородные части, в пределах которых заданные признаки имели бы одинаковые функции распределения; критерием для проведения границы между однородными частями разреза является величина $v(r^2)$, фиксирующая значимые различия средних значений и дисперсий признаков в сравниваемых совокупностях (в однородных сегментах разреза). Данный подход опирается на интуитивно ясное понятие об однородности объектов, в то же время он достаточно строг и использует тонкую статистическую технику проверки гипотез.

Следует еще отметить, что для толщ, характеризующихся правильной ритмической повторяемостью сравнительно маломощных седиментационных циклов, типа флишевых, данный подход может существенно помочь при корреляции разрезов, ритмограммы которых, как правило, невыразительны и похожи друг на друга. Но особенно большую помощь он оказывает при изучении циклически построенных разрезов мелководно-морских платформенных отложе-

ний, когда требуются расчленение и тщательная корреляция продуктивных толщ, вмещающих нефтяные и газовые залежи.

Задача разбиения арифметизированных разрезов относится к чисто эмпирическим, не требующим для своего решения построения седиментологических моделей. А потому и трактовка полученного решения оказывается достаточно прозрачной: она не выходит за пределы тех признаков, которые лежали в основе решения задачи.

Машинная корреляция разрезов. Корреляция разрезов всегда преследует одну цель — по единичным сечениям земной коры (разрезам скважин или обнажениям) воссоздать последовательность геологических событий (в частности, последовательность напластования) на всей исследуемой территории. Задача эта в чисто геологической постановке существует с первых самостоятельных шагов геологической науки. И тем не менее за прошедшие столетия не выработаны общие правила ее решения, неизвестны и общие критерии истинности (единственности) найденного сопоставления. В каждом конкретном случае данная задача решается индивидуально, а качество найденного решения во многом зависит от опыта и интуиции геолога.

Корреляция разрезов — это фактическая основа местных стратиграфических схем, поэтому ее громадное прикладное значение не вызывает сомнений. От корреляции же разрезов зависит и направление поисковых работ на многие виды полезных ископаемых осадочного генезиса в тех районах, где уже известны месторождения, связанные с конкретными стратиграфическими рубежами. Геологи сознают важность решения данной задачи; одновременно они видят и принципиальные трудности, мешающие добиваться единственного и, что весьма существенно, воспроизводимого решения. Поэтому, в частности, и прилагаются значительные усилия по разработке теории осадконакопления и совершенствованию теоретических основ стратиграфии.

С внедрением в практику геологических работ математических методов многие геологи стали «поручать» решение задачи сопоставления разрезов ЭВМ. Задача теперь называется машинной или автоматической корреляцией разрезов. С формальных позиций задача корреляции разрезов — это поиск в двумерном пространстве идентичных друг другу в фиксированном смысле образов геологических тел: слоев, циклов, свит и т. д. Подходы, которыми можно добиваться решения задачи машинной корреляции, логичнее всего разделить на три условно независимых класса [Волков А. М., 1980 г.].

1. Поточечная корреляция, осуществляемая по характерным (реперным) точкам разреза либо по экстремальным точкам непрерывных кривых, описывающих колебание по разрезу выбранных характеристик.

2. Непрерывная корреляция, когда сопоставляются все точки разреза или целиком конфигурация непрерывных кривых, например каротажных диаграмм.

3. Корреляция по вторичным признакам, когда предварительно оцениваются, к примеру, корреляционные функции исходных переменных и сопоставляются уже не сами эти переменные, а их корреляционные функции.

Все эти подходы, вообще говоря, равноправны, ибо они одинаково успешно реализуются на ЭВМ и обладают в равной степени неустойчивыми решениями. Кроме того, они акцентируют внимание только на формальном и техническом аспектах задачи корреляции. В стороне остаются содержательные соображения об условиях накопления осадков в разных зонах бассейна, представленных коррелируемыми разрезами. Эти же соображения, положенные в основу соответствующих седиментологических моделей, могли бы дать возможность существенно переосмыслить саму постановку задачи и приблизить методику ее решения к тем правилам, которыми руководствуется квалифицированный литолог или стратиграф, сопоставляющий разрезы традиционными средствами.

Поэтому представляется целесообразным рассматривать не разные формальные методы корреляции, а разные *постановки* задачи машинной корреляции разрезов: формальную, опирающуюся только на исходный эмпирический материал и не вводящую в алгоритмическую процедуру соображения генетического характера, и содержательную (модельную), в основе которой лежат седиментологические представления об изменениях скоростей осадконакопления, о последовательности отложения слоев, о разных режимах циклогенеза.

Начнем с формальной постановки задачи. Наибольший вклад в реализацию этого подхода внесли исследования А. М. Волкова [1980 г.], который сформулировал требования к оптимальности найденных вариантов корреляции и первым стал широко использовать в практической работе сравнительно недавно разработанную математическую теорию сплайн-функций. Однако следует все же отметить, что геологическая корректность корреляции разрезов в гораздо большей мере зависит от исходных предпосылок метода и учета в каждом случае всех деталей конкретной геологической ситуации, чем от тонкости вычислительных процедур.

Для решения задачи машинной корреляции разрезов требуется не формализация стратиграфической аксиоматики, а поиск оптимального (в рамках формальных схем) решения с учетом конкретной геологической ситуации, практически необходимой точности корреляции и возможностей внешнего контроля найденного решения. Последнее требование имеет решающее значение, ибо в отсутствие внешнего контроля даже оптимальное решение задачи машинной корреляции может оказаться геологически несостоятельным.

Уже сам факт поиска оптимального решения свидетельствует об априорной неоднозначности решения задачи и накладывает дополнительные требования на максимально полный учет всей совокупности исходных геологических данных. А. М. Волков [1980 г., с. 45] сформулировал задачу машинной корреляции разрезов как

«естественный выход теории сплайн-аппроксимации в задачи практической геологии». Достаточная гибкость математического аппарата метода и возможность включать в общую схему решения задачи аналитические модели седиментогенеза свидетельствуют в пользу данного подхода и открывают перед ним достаточно широкие прикладные возможности. Однако стоит прислушаться и к мнению Д. Матужака [Matuszak D., 1972 г.], который заключил, что чисто формальный подход не может дать надежных результатов даже в относительно простых геологических ситуациях.

Чем же вызваны трудности, возникающие при автоматической корреляции разрезов? Совершенно очевидно, что не только соображениями формального характера, относящимися к формализации исходных данных и к разработке подходящих алгоритмов корреляции. Прежде всего, они имеют содержательный смысл, касающийся седиментологических оснований параллелизации отложений. Все те сложности, которые существуют в традиционной стратиграфии, остаются и даже усугубляются при машинной корреляции разрезов. В самом общем виде можно сказать, что теория седиментогенеза в современном ее виде не дает возможности, опираясь на конкретную литологию сопоставляемых разрезов, поставить задачу таким образом, чтобы быть уверенным в ее адекватности исходному процессу циклогенеза, а не только тем формальным ограничениям, которые накладываются строением сравниваемых разрезов. Все это важно для того, чтобы знать в каждом конкретном случае, насколько полно учтены исходными предпосылками формальной схемы те геологические условия, которые имели место при формировании сравниваемых отложений.

Выявление скрытых периодичностей в строении разрезов.

Этот класс задач в общем случае решается в рамках более широкого метода — *ритмолитологического анализа* [31], основной целью которого является восстановление периодических гармоник разного порядка из общей числовой последовательности, характеризующей колебания опробуемого признака по геологическому разрезу. Чаще всего эта числовая последовательность либо задается путем непосредственного измерения значений признака в фиксированных точках разреза, либо формируется в результате определенных вспомогательных процедур.

Важно отметить, что разложение кривой, аппроксимирующей эту последовательность, на гармоники является весьма трудоемкой задачей. Причем трудоемкость этой процедуры определяется не столько техническими факторами, сколько опять же содержательной стороной задачи, т. е. наличием и обоснованностью априорных сведений о периодической структуре исследуемой числовой последовательности; эти сведения о периодичности чаще всего не выводятся из модельных соображений, а просто постулируются.

Вообще говоря, кривые, характеризующие колебания признака по разрезу, каким бы способом они ни строились, не могут рассматриваться как результат ритмолитологического анализа. В лучшем случае по этим кривым можно судить о закономерностях из-

менения опробуемой характеристики, а сами кривые использовать для корреляции разрезов в пределах единого бассейна седиментации. Можно привести много примеров построения подобных кривых. Наиболее популярны у геологов так называемые гранулометрические кривые, ритмограммы, тектонограммы и т. д.

В самой общей форме математическая модель процесса осадконакопления, который управлялся какими-либо периодически действовавшими причинами, можно записать в виде

$$Y(x) = f(x) + \delta(x), \quad (54)$$

где $f(x)$ — систематическая, или закономерная, составляющая, которой и определяются все периодические и частотные характеристики исследуемых гармоник; $\delta(x)$ — случайная составляющая, часто относимая на счет ошибок наблюдений; x — местоположение признака в разрезе; $Y(x)$ — значение признака в точке x .

В зависимости от принятой аппроксимации составляющая $f(x)$ задается отрезком ее ряда Фурье, представленного линейной комбинацией косинусов или синусов. Например, $f(x)$ можно представить в виде

$$f(x) = b_0 + \sum_{i=1}^m b_i \cos\left(\frac{2\pi}{T_i} x + \varphi_i\right), \quad (55)$$

где b_0 и b_i — коэффициенты Фурье; T_i и φ_i — период и фаза i -й гармоники колебания исследуемого признака по разрезу.

Задача выявления скрытых периодичностей будет полностью решена, если будут найдены оценки параметров функции $f(x)$, т. е. \hat{b}_0 , \hat{b}_i , $\hat{\omega}_i = 2\pi/T_i$ и $\hat{\varphi}_i$ (здесь \hat{b}_i — оценка амплитуды i -й гармоники, которая, в частности, интерпретируется как амплитуда колебательного процесса; $\hat{\omega}_i$ — оценка частоты колебаний; $\hat{\varphi}_i$ — оценка сдвига колебательного процесса по фазе).

Как известно, в процедурном отношении задача выявления скрытой периодичности сводится к отысканию такого преобразования, которое реализует близость эмпирической кривой, построенной по точкам разреза, и аппроксимирующей ее функции. Наиболее распространенной мерой близости является средний квадратический функционал вида

$$\bar{\varepsilon}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{k=1}^n [Y(x_k) - \hat{Y}(x_k)]^2, \quad (56)$$

который в случае оптимального преобразования достигает минимального значения.

Ясно, что, не имея аналитической модели циклоседиментогенеза, невозможно и отыскать требуемое оптимальное преобразование. Одну из таких моделей, описывающую сложнопериодический колебательный процесс при формировании цикличности миграционного типа, мы привели в предыдущем разделе главы.

Очень интересный подход для восстановления закономерной составляющей колебательного процесса в модели (54) предлагает

А. С. Девдариани [1972, 1974 г.]. Он использует идею накопления полезных сигналов на фоне разного рода помех. Рассмотрим вкратце его метод на примере колебаний по разрезу микропалеонтологических остатков [Девдариани А. С., 1972 г.]. Предполагается, что микропалеонтологические комплексы в донных отложениях океана — это полезный сигнал о колебаниях климата в геологическом прошлом. Осадочные отложения, заключающие микропалеонтологические комплексы, можно трактовать как запоминающее устройство. Чтобы исключить разного рода помехи, суммируются не сами сигналы, а нормированные модули их приращений.

Итак, пусть приращение i -го сигнала в интервале между j -й и $(j+1)$ -й пробами равняется

$$\Delta f_{ij} = f_i(H_{j+1}) - f_i(H_j). \quad (57)$$

Затем приращения Δf_{ij} суммируются и нормируются на n — длину интервала опробования, т. е.

$$|\Delta f_{i|cp} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^m |\Delta f_{ij}|. \quad (58)$$

Приращение $\Delta \varphi_j$ полезного сигнала на данном интервале оценивается из соотношения

$$\Delta \varphi_j = \sum_{i=1}^n \frac{|\Delta f_{ij}|}{|\Delta f_{i|cp}} \quad (59)$$

и строится график функции

$$\varphi(H) = \sum_{j=1}^r \Delta \varphi_j, \quad (60)$$

где $r = \overline{2, m}$ — колебания по разрезу восстановленного полезного сигнала.

Это и есть закономерная составляющая модели (54). А. С. Девдариани [1974 г.] назвал ее более точно — полезным сигналом. Зачастую полезный сигнал имеет вид функции с явно выраженными экстремумами, что допускает оценку ее периодических гармоник методами выявления скрытых периодичностей.

Модели циклогенеза. Пока модели циклогенеза соотносят в большей мере с разными генетическими типами седиментационных циклов, чем с разными режимами циклоседиментогенеза; однако в ряде случаев удается обосновать их связь и непосредственно с режимами циклической седиментации. Наиболее полно разработаны и изучены модели, опирающиеся на аппарат теории случайных функций, теории прогнозирования, теории катастроф и теории случайных процессов марковского типа.

Изучение циклически построенных разрезов методами теории случайных функций пока опирается на седиментологические предпосылки самого общего вида, не связанные аналитическими соотношениями. Предполагается, к примеру, что осадочный материал

поставляется в бассейн устойчиво или, напротив,— со значительными перерывами; что на систему седиментации, которая в данном случае трактуется как динамическая система в смысле теории автоматического регулирования [Хейсканен К. И., 1971 г.], действует ограниченное число «возмущающих» факторов, чередующихся во времени, и т. д. Такого рода общие допущения позволяют использовать аппарат теории случайных функций в приложении к самым разнообразным разрезам: древним сильно метаморфизованным толщам [Хейсканен К. И., 1964 г.], терригенно-карбонатному флишу [28], карбонатным отложениям платформ [Деч В. Н., Кноринг Л. Д., 1978 г.].

В терминах теории прогнозирования может быть сформулирована вероятностная модель слоенакопления академика А. Н. Колмогорова [1949 г.]. Эта модель подробно проанализирована в монографиях автора [28, 29]. Поэтому в данном случае, не останавливаясь на ее содержательной стороне и методах решения основного уравнения модели, поясним возможные сферы ее приложения при оценке динамики циклогенеза.

Интегральное уравнение слоенакопления А. Н. Колмогорова связывает распределение вероятностей промежуточных мощностей слоев (или циклов) в процессе формирования слоистой толщи (в прошлом) с распределением вероятностей окончательных мощностей слоев (или циклов), являющихся реализацией процесса и наблюдаемых в реальных геологических разрезах (в будущем). Иными словами, если в моделях марковского типа вероятность появления в разрезе слоя определенного состава в i -й момент времени зависит только от того, какого состава слой возник в $(i-1)$ -й момент времени, т. е., образно говоря, марковские модели должны обладать «памятью» о прошлом, то модели в терминах теории прогнозирования связывают появление «окончательной» реализации процесса не с его прошлым, а с его будущим состоянием.

Модель А. Н. Колмогорова уже использовалась для анализа стабильности как процессов слоенакопления, так и циклогенеза. Чаще всего ее применяли для анализа стабильности флишевой седиментации [Романовский С. И., 1968 г.; Адаменко Ю. В., Романовский С. И., 1971, 1973 гг.; Ханович И. Г., Айнемер А. И., 1968 г.; Mizutani S., Hattori I., 1972 г.; Dacey M. F., 1979 г.], хотя совершенно очевидно, что этим ее возможности не ограничиваются. Можно, в частности, рекомендовать эту модель для оценки динамики аккумуляции современных осадков в прибрежной зоне моря, для прослеживания зон равной стабильности седиментогенеза в разных районах Мирового океана по материалам глубоководного бурения. Сфера практического использования модели А. Н. Колмогорова со временем будет только расширяться.

Модели направленной изменчивости циклогенеза. Хорошо известно, что устойчивая реализация циклогенеза зависит от многих факторов: и от положения разреза по отношению к береговой линии бассейна седиментации, и от сохранения постоянных фациальных условий во время образования каждого последующего цикла,

и от стабильной интенсивности сноса обломочного материала в зоны седиментации в разные периоды времени, и от ряда других причин. Если бы все эти условия оставались строго постоянными во время формирования каждого седиментационного цикла, то эти циклы, вообще говоря, были бы практически неотличимы друг от друга: ни по набору пород, ни по мощностям, ни даже по текстурным характеристикам отдельных элементов цикла.

Мы, разумеется, с полной определенностью можем утверждать, что такого рода схема является не более чем идеализацией режимов циклогенеза, которые от цикла к циклу в разной мере меняются, что и позволяет не только уверенно выделять отдельные элементарные циклы, но и проследить их на площади — от разреза к разрезу. Однако столь же определенно можно допустить теоретическую возможность реализации циклогенеза в наиболее устойчивом режиме, когда в разрезе фиксируется полная, или идеальная, последовательность пород, предписанная теорией конкретному генетическому типу осадочных образований.

Такой логикой при изучении изменчивости циклов в пределах бассейна седиментации геологи руководствуются давно. Еще в 1930 г. американский геолог-угольщик Дж. Уэллер [Weller J. M., 1930 г.] построил первую модель идеального угленосного цикла Иллинойского бассейна, а Р. Мур [Moore R. G., 1936 г.] — Пенсильванского. В 1962 г. А. Боума [Boima A. H., 1962 г.] предложил полную последовательность слоев в цикле флиша. Однако лишь сравнительно недавно эти теоретические разработки получили практическое применение, т. е. стал ясен круг задач, где они могут быть использованы, и начали разрабатываться конкретные методы решения таких задач. Очевидно, что данный подход может оказаться полезным применительно только к тем генетическим видам толщ, цикличность которых в пределах свиты характеризуется многократной повторяемостью и для которых разработаны удачные модели идеальных, т. е. наиболее полно выраженных, циклов.

Характерная задача, которую можно поставить, опираясь на модель идеального цикла, дает возможность оценивать отличие в каждой точке разреза конкретной реализации циклогенеза от идеальной или, иными словами, рассчитывать меру стабильности циклогенеза и проследить ее изменение по разрезу. Если к тому же допустить, что идеальный цикл осадконакопления определяет собой максимальный (для данной толщи) период колебательных движений системы седиментации, то легко понять, что поскольку реальная цикличность отличается от идеальной для данного конкретного разреза, постольку и периодичность колебательных движений оказывается затушеванной вторичными явлениями и отклонениями самого процесса слоенакопления от идеального режима.

Следовательно, данную задачу можно рассматривать и как составной элемент задачи ритмолитологического анализа в более общей постановке, когда необходимо оценить отличия структурно-литологических характеристик разреза от тех, которые приписаны идеальному циклу. Итогом оценки становится послынная харак-

теристика разреза численными значениями принятой меры сравнения; кривая, аппроксимирующая эти значения в пределах исследованной части разреза, отражает практическую реализацию циклогенеза, генерировавшего формирование данной толщи с периодичностью, которая задается в масштабе идеального цикла. Следующим, вполне естественным, этапом является восстановление периодичности на разрезе методами гармонического анализа.

Наиболее важным моментом решения задачи по оценке направленной изменчивости циклогенеза является выбор *меры соответствия* наблюдаемой последовательности пород идеальной. Первым такую меру предложил У. Пирн [Peagn W. C., 1964 г.]. Она применялась к угленосным отложениям. За полную последовательность пород У. Пирн принял идеальный цикл Р. Мура. Мера соответствия У. Пирна имеет вид

$$G = \min(G_1, G_2), \quad (61)$$

где G_1 — сумма пропущенных слоев (в принятой системе кодирования), соотносимых с трансгрессивным полуциклом Р. Мура; G_2 — то же, применительно к регрессивному полуциклу.

Мера соответствия У. Пирна имеет ряд недостатков. Прежде всего, она не предполагает послынное сравнение в режиме «скользящего окна», а требует предварительного расчленения разреза на седиментационные циклы. Отсюда следует, что для решения задач ритмолитологического анализа, т. е. для выделения скрытых периодичностей разного порядка, эта мера непригодна. С ее помощью можно оценивать направленную изменчивость циклогенеза, но не по разрезу, а в пределах бассейна осадконакопления на материале предварительно скоррелированных разрезов.

Мы предлагаем несколько иной путь решения данной задачи. Пусть каждому слою приписаны две характеристики: арифметизированный код породного состава и мощности. Набор пород, слагающих конкретный разрез, будем считать постоянным в пределах свиты или серии. Тогда в результате изменения мощностей отдельных слоев разрез можно записать в виде бесконечной последовательности $a_1, a_2, \dots, a_N, \dots$. Назовем идеальным циклом подпоследовательность $a_i, a_{i+1}, \dots, a_{i+m}$ длиной $m+1$, стоящую на i -м месте. Закрепив далее за этим циклом характеристики породного состава и мощности, снятые с анализируемого разреза, получим фиксированный идеальный цикл, или *эталон*, C_0, C_1, \dots, C_m длиной $m+1$. Будем утверждать, что событие A_i произошло, если в бесконечной последовательности $a_1, a_2, \dots, a_N, \dots$ на i -м месте появится этот фиксированный идеальный цикл [Соловьев А. Д., 1966 г.].

Задача, которую мы ставим, формулируется следующим образом. Задана арифметизированная последовательность слоев $\{a^{(t)}_{kh}\}$, охарактеризованных, как уже отмечалось, индексами: k — индекс породного состава (код породы); h — индекс мощности слоя; $t=1, 2, \dots$ — скользящий индекс, фиксирующий номер начального члена последовательности. Пусть эталон представляется в виде $\{\tilde{a}_{kh}\}$. Требуется при каждом t оценить меру μ_t соответствия

эталону конечного набора слоев из арифметизированного разреза. Очевидно, что мера соответствия должна учитывать порядок сравнения, т. е. сопоставлять каждый слой эталона с соответствующим ему по номеру слоем арифметизированного разреза, и, кроме того, быть нормированной, т. е. $0 \leq \mu_t \leq 1$. Этим двум требованиям удовлетворяет следующая мера соответствия:

$$\mu_t = \frac{2}{m} \left(\sum_{i=1}^{m/2} \frac{x_i}{x_i^2 + 1} + \sum_{i=1}^{m/2} \frac{y_i}{y_i^2 + 1} \right), \quad (62)$$

где $x_i = \bar{k}_i/k_i$; $y_i = \bar{h}_i/h_i$.

Когда $\bar{k}_i \rightarrow k_i$ и $\bar{h}_i \rightarrow h_i$, то $\mu_t = 1$. При $x_i \rightarrow 0$ и $y_i \rightarrow 0$ мера μ_t также приближается к нулю, указывая тем самым на предельное несоответствие последовательности слоев в разрезе при данном индексе t эталонному циклу осадконакопления. Шкала кодирования пород приведена в работе автора [Романовский С. И., 1978 г.].

Модели прогнозной экстраполяции. Они дают возможность экстраполировать изученные закономерности в поведении интересующей исследователя характеристики и таким образом прогнозировать ее местоположение (или значение) на неисследованную часть разреза. Эти модели имеют сугубо прикладное значение, хотя для их разработки требуется знание механизма исходного процесса циклогенеза. Нами [Македон И. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С., 1981 г.] разработана модель прогнозной экстраполяции применительно к угленосным разрезам. В предыдущем разделе мы рассмотрели постановку задачи и лежащую в ее основе математическую модель. Теперь остановимся на общей логической схеме решения задачи прогнозной экстраполяции применительно к угленосным толщам.

Естественно предположить, что в пределах угленосной свиты и механизм циклогенеза и процесс угленакопления не претерпевали существенных перестроек, т. е. сохранялись набор фаций и характерная для данной свиты последовательность пород в пределах элементарного угленосного цикла. При этих условиях, если мы изучим количественные закономерности угленакопления какой-то части свиты, то они должны экстраполироваться на всю свиту.

Очередность операций в методе прогнозной экстраполяции следующая*. С помощью факторного анализа система признаков (гранулометрический индекс пород, тип слоистости, размер слоистости, состав конкреций, количество растительных остатков) разбивается на независимые группы. Те из групп, на которые падает максимальная доля изменчивости всей системы, согласно седиментологической модели должны отражать так называемый тектоно-фациальный фактор циклогенеза. Применительно к угленосным разрезам мы называли его *главным фактором угленакопления*. Кривая колебаний этого фактора строится вдоль исследованной части

* Идея постановки данной задачи принадлежит А. С. Тараканову.

разреза. Затем эта кривая разлагается на периодические функции с помощью предложенного нами модифицированного метода гармонического анализа [Македон И. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С., 1976 г.]. На заключительном этапе метода прогнозной экстраполяции строится синтезированная из восстановленных гармоник кривая изменения по разрезу главного фактора угленакпления; эта кривая строится уже на всю мощность разреза, включая и интервал прогнозирования. Значимые минимумы этой кривой должны соответствовать пластам угля.

Этот метод проверялся нами на большом числе разрезов бур-кемюсской свиты раннемелового возраста Зырянского бассейна и дал вполне удовлетворительные результаты [Тараканов А. С., 1978 г.; Македон И. Д., Романовский С. И., Тараканов А. С., 1981 г.]. Если метод прогнозной экстраполяции применять к разрезам с другим типом цикличности (к соленосным, фосфоритоносным и др.), то существенно изменится только исходная система признаков, используемая для выделения тектоно-фациального фактора. Логика же метода останется той же.

Обобщенные модели системы седиментации. Под этим названием мы понимаем взаимосвязанную совокупность тех характеристик геологических процессов, которые отражают режим циклогенеза, а в конечном итоге условия формирования осадочных толщ в целом. Модели эти в зависимости от техники построения и требуемого конечного результата можно подразделить на три класса [Романовский С. И., 1985 г.]: а) *описательные* (качественные), б) *имитационные* (полуколичественные), в) *аналитические* (количественные).

Описательные модели традиционны для геологии. В них обычно выражаются сложившиеся у исследователя представления о том, под влиянием каких факторов формируется изучаемая толща. В таких моделях наиболее важны наблюдаемые на объекте признаки, которые обычно связываются с конкретными факторами седиментогенеза. Иными словами, суждения о процессе выводятся на основе актуалистических представлений, и модель, являющаяся по сути единственной концепцией ее автора, строится по схеме прямой экстраполяции в прошлое. Описательными моделями можно считать все традиционные схемы циклогенеза, касающиеся условий генерации цикличности в генетически различных типах толщ.

В ряде случаев описательные модели используются для более детального (в дальнейшем) исследования взаимосвязи факторов и для оценки той их комбинации, которая вносит наибольший вклад в суммарную изменчивость исходной системы признаков. Тогда описательные модели представляют собой как бы начальный этап исследования, а в дальнейшем они привлекаются для разработки более сложных моделей: имитационных и аналитических.

В работе автора [Романовский С. И., 1972 г.] была предложена классификация описательных моделей циклогенеза, учитываю-

шая полную группу комбинаций следующих характеристик: глубину пространства возможного накопления, скорость аккумуляции осадков и интенсивность поступления материала в бассейн седиментации. Были выяснены так называемые запрещенные для циклогенеза комбинации этих факторов. Наиболее же характерные комбинации были использованы для качественной оценки процесса циклической седиментации применительно к терригенным толщам. На основе описательных моделей удастся получить предварительные, сугубо качественные сведения не только о взаимосвязи отдельных факторов циклогенеза, но и об их вкладе в конечный результат процесса. Более точные суждения об этом складываются после построения имитационных моделей.

Имитационными эти модели названы нами потому, что они имитируют не только конечный результат, т. е. циклически построенную толщу, добываясь максимального сходства модели с прототипом, но и взаимодействие основных факторов циклогенеза без предварительного физического и геологического осмысливания этого взаимодействия. Имитационные модели используют в полной мере возможности электронно-вычислительной техники; их строят непосредственно у пульта ЭВМ. Наибольший вклад в технику такого рода моделирования внесли исследования американских геологов Дж. Харбуха и Г. Бонем-Картера.

Специфика реализации имитационных моделей заключается в следующем. С разрезов, строение которых моделируется на ЭВМ, снимаются и кодируются значения тех характеристик, которые, по предположению геолога, связаны конкретными соотношениями с вполне определенными факторами циклогенеза. Задавая эти соотношения и перебирая их возможные комбинации, добиваются того, что ЭВМ «рисует» разрез, практически неотличимый от реального. Обзор современных подходов к построению подобных моделей содержится в статье Р. Симмонса [Simmons R. G., 1983 г.].

Конечно, оптимальный вариант моделирования циклогенеза с помощью ЭВМ состоит в последовательной итерации разных схем: на первом этапе строится имитационная модель, найденные при этом соотношения между исходными переменными связываются в сложную функциональную зависимость в рамках аналитической модели; на втором этапе выводные зависимости аналитической модели вновь становятся предметом имитационного моделирования. Тогда в случае удовлетворительного согласия модели с исходным материалом найденные соотношения между гипотетическими переменными модели приобретают уже отчетливый генетический смысл [Романовский С. И., 1985 г.].

Пока предложено не так много аналитических моделей циклогенеза, которые бы удовлетворяли геологов в том смысле, что результаты этих моделей использовались бы ими для разработки цельных генетических концепций на качественном уровне. Можно отметить модель эвапоритового седиментогенеза Л. Бриггса и Х. Поллака [Briggs L. I., Pollack H. N., 1967 г.], модель

Дж. Бриджа [Bridge J. S., 1979 г.], в которой анализируется механизм аллювиального циклогенеза, и ряд других.

Резюмируя все изложенное, отметим, что к настоящему времени отчетливо наметились две тенденции в постановке и решении задач на материале циклически построенных разрезов осадочных толщ. Первая тенденция связана с сугубо формальными задачами без какой-либо связи с генетическими предпосылками. Такие задачи, как расчленение разрезов по фиксированным признакам, выделение однородных совокупностей, имеют большое прикладное значение в рамках прежде всего региональной литостратиграфии. Вторая тенденция обнимает более широкий спектр задач. Все они вне зависимости от конечного результата опираются на конкретные седиментологические представления, т. е. устанавливают связь между характеристиками процесса циклогенеза и признаками, зафиксированными в его реализации — разрезе осадочной толщи. Насколько удачно выбраны предпосылки, насколько органично они вплетены в математическую модель процесса, настолько в конечном счете продуктивен и результат моделирования. Именно на этом пути следует ожидать наиболее ощутимых геологических результатов от решения многообразных задач седиментационной цикличности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айнемер А. И., Коншин Г. И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л., Недра, 1982. 263 с.
2. Вакье В. Геомagnetизм в морской геологии. Л., Недра, 1976. 192 с.
3. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб, 1868. 143 с.
4. Еганов Э. А., Советов Ю. К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск, Наука, 1979. 192 с.
5. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979. 311 с.
6. Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. СПб, 1872. 179 с.
7. Иностранцев А. А. Геология. Т. 1. СПб, 1885. 494 с. 1914 (5-е изд.). 592 с.
8. Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, Наука, 1976. 272 с.
9. Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск, Наука, 1983. 223 с.
10. Кочемасов Ю. В. Определение сортированности осадков при крупномасштабных фашиальных исследованиях на шельфе.— В кн.: Методы комплексного картирования экосистем шельфа. Владивосток, 1980, с. 66—71.
11. Левитан М. А. Перерывы в осадочном чехле Мирового океана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, № 3, с. 111—116.
12. Леонтьев О. К. Морская геология (основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). М., Высш. школа, 1982. 344 с.
13. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М., Наука, 1974. 438 с.
14. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М., Наука, 1978. 392 с.
15. Лисицын А. П. Лавинная седиментация.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону, 1982, с. 3—59.
16. Лисицын А. П., Богоданов Ю. А. Главные события мезозоя и кайнозоя океанов.— В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М., Наука, 1983, с. 82—103.
17. Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., Недра, 1980. 343 с.
18. Лонгинов В. В. Литодинамика материковой окраины.— В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону, 1982, с. 129—136.
19. Лонгинов В. В., Пыхов Н. В. Литодинамические системы океана.— В кн.: Литодинамические и гидродинамические контактные зоны океана. М., Наука, 1981, с. 3—64.
20. Македон И. Д., Романовский С. И., Ручейкова Л. Д. Новые методы обработки дробных ситовых анализов.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1982, т. 266, с. 52—64.
21. Марков Ю. Д., Уткин И. В. О применении графических логнормальных моделей при решении некоторых вопросов седиментогенеза на шельфе.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1979, с. 86—102.

22. Мурдмаа И. О. Глубоководное бурение в Японском желобе (рейсы 56 и 57 «Гломар Челленджер»).— Природа, 1978, № 11, с. 38—45.
23. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Сб. статей. Пер. с англ. М., Мир, 1974. 471 с.
24. Очерки по физической седиментологии/А. И. Животовская, А. И. Айнемер, И. А. Одесский, Э. Я. Яхнин. Л., Недра, 1964. 261 с.
25. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 535 с.
26. Пишон К. Ле, Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., Мир, 1977. 288 с.
27. Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления с рассмотрением терригенных кластических осадков. М., Недра, 1981. 439 с.
28. Романовский С. И. Динамика формирования флиша. Л., Недра, 1976. 175 с.
29. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., Недра, 1977. 408 с.
30. Романовский С. И. Методология решения задач седиментационной цикличности.— Сов. геология, 1984, № 8, с. 77—85.
31. Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л., Недра, 1985. 263 с.
32. Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М., Недра, 1984. 251 с.
33. Седиментология/Р. Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг. М., Недра, 1980. 646 с.
34. Селли Р. К. Введение в седиментологию. М., Недра, 1981. 370 с.
35. Сеславинский К. Б. О скоростях осадконакопления в геологическом прошлом.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т. 58, № 4, с. 29—48.
36. Современные идеи теоретической геологии/И. И. Абрамович, В. В. Груза, И. Г. Клушин и др. Л., Недра, 1984. 280 с.
37. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974. 184 с.
38. Сорохтин О. Г. Теория тектоники литосферных плит — современная геологическая теория. М., Знание, 1984. 40 с.
39. Сорохтин О. Г., Лобковский Л. И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 5, с. 3—10.
40. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
41. Такеучи Х., Уеда С., Канамори Х. Двигаются ли материк? М., Мир, 1970. 248 с.
42. Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи Междуведомственного литологического комитета.— Литология и полезные ископаемые, 1978, № 6, с. 3—15.
43. Тимофеев П. П. Формация — генетически обусловленное геологическое тело.— Литология и полезные ископаемые, 1981, № 3, с. 3—9.
44. Трушкова Л. Я. Принципы стратиграфии и региональные корреляционные стратиграфические схемы (на примере мезозоя Западно-Сибирской плиты).— Труды СНИИГГИМС, 1980, вып. 282, с. 65—78.
45. Уеда С. Новый взгляд на Землю. М., Мир, 1980. 214 с.
46. Унксов В. А. Тектоника плит. Л., Недра, 1981. 288 с.
47. Хаин В. Е. Мобилизм в современной геологии: прогресс, проблемы, перспективы.— Вестн. АН СССР, 1983, № 3, с. 108—121.
48. Хворова И. В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах.— В кн.: 27 Междунар. геол. конгресс. Москва, 4—14 авг. 1984 г. Доклады. Т. 6, ч. 1. Секция С.06. Симпозиум S.07.22. Геология Мирового океана, М., 1984, с. 3—8.
49. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М., Мир, 1983. 327 с.
50. Шепард Ф. П. Морская геология. Л., Недра, 1976. 488 с.

51. Щербаков Ф. А. О типах и широтных зонах океанского седиментогенеза.— В кн.: Природа океана. М., Наука, 1983, с. 204—208.
52. Banerjee I. Experimental study on the effect of deceleration on the vertical sequence of sedimentary structures in silty sediments.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 2, p. 771—783.
53. Berger W. H., Winterer E. L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line.— In: *Pelagic Sediments: Land and Sea*. Oxford e. a., 1974, p. 11—48.
54. Dickinson W. R. Plate tectonics and sedimentation.— *Soc. Econ. Paleontol. a. Miner. Spec. Publ.*, 1974, N 22, p. 1—27.
55. Dott R. H., Jr. Tectonics and sedimentation a century later.— *Earth Sci. Rev.*, 1978, v. 14, N 1, p. 1—34.
56. Estimates of cenozoic oceanic sedimentation rates/Davies T. A., Hay W. W., Southam J. R., Worsley T. R.— *Science*, 1977, v. 197, N 4298, p. 53—55.
57. Fisher R. L. Pacific-type continental margins.— In: *The Geology of Continental Margins*, 1974, p. 25—41.
58. Graham S. A., Dickinson W. R., Ingersoll T. V. Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in the Appalachian-Ouachita system.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, v. 86, N 3, p. 273—286.
59. Hawley N. Flume experiments on the origin of flaser bedding.— *Sedimentology*, 1981, v. 28, N 5, p. 699—712.
60. Isaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18, p. 5855—5899.
61. Kaneko A., Honji H. Initiation of ripple marks under oscillating water.— *Sedimentology*, 1979, v. 26, N 1, p. 101—113.
62. Karig D. E. Material transport within accretionary prisms and the „Knocker“ problem.— *J. Geol.*, 1980, v. 88, N 1, p. 27—39.
63. Karig D. E., Sharman G. F. Subduction and accretion in trenches.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, v. 86, N 3, p. 377—389.
64. Komar P. D. Selective longshore transport rates of different grain-size fractions within a beach.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 4, p. 1444—1453.
65. Lowe D. R. Subaqueous liquefaction and fluidized sediment flows and their deposits.— *Sedimentology*, 1976, v. 23, N 3, p. 285—308.
66. Lowe D. R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents.— *J. Sediment. Petrol.*, 1982, v. 52, N 1, p. 279—297.
67. McCabe P. J., Jones C. M. Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 2, p. 707—715.
68. McKee B. A., Nittrouer C. A., De Master D. J. Concepts of sediment deposition and accumulations applied to the continental shelf near the mouth of the Yangtze river.— *Geology*, 1983, v. 11, N 11, p. 631—633.
69. Milliman J. D., Meade R. H. World-wide delivery of river sediment to the oceans.— *J. Geol.*, 1983, v. 91, N 1, p. 1—21.
70. Moss A. J. Initiation and inhibition of the formation of asymmetrical sand ripples.— *J. Geol. Soc. Austral.*, 1975, v. 22, N 1, p. 79—90.
71. Nowell A. R. M., Jumars P. A., Eckman J. E. Effects of biological activity on the entrainment of marine sediments.— *Marine Geol.*, 1981, v. 42, N 1/4, p. 133—153.
72. Parkash B., Sharma R. P., Roy A. K. The Sivalik Group (molasse) — sediments shed by collision of continental plates.— *Sediment. Geol.*, 1980, v. 25, N 1—2, p. 127—159.
73. Passega R. Texture as a characteristic of clastic deposition.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1957, v. 41, N 9, p. 1952—1983.
74. Reading H. G. Sedimentary basins and global tectonics.— *Proc. Geol. Assoc.*, 1982, v. 93, N 4, p. 321—350.
75. Sagoe K.-M. O., Visher G. S. Population breaks in grain-size distributions of sand — a theoretical model.— *J. Sediment. Petrol.*, 1977, v. 47, N 1, p. 285—310.

76. *Sly P. G., Thomas R. L., Pelletier B. R.* Interpretation of moment measures derived from waterlain sediments.—*Sedimentology*, 1983, v. 30, N 2, p. 219—233.

77. *Stow D. A. V., Bowen A. J.* A physical model for the transport and sorting of finegrained sediment by turbidity currents.—*Sedimentology*, 1980, v. 27, N 1, p. 31—46.

78. *Swan D., Clague J. J., Zuternauer J. L.* Grain-size statistics. I: Evaluation of the Folk and Ward graphic measures.—*J. Sediment. Petrol.*, 1978, v. 48, N 3, p. 863—878.

79. *Underwood M. B., Backmann S. B., Schweller W. J.* Sedimentary processes and facies associations within trench and trench-slope settings.—In: Pacific loast Paleogeography Symposium. 4; Quaternary depositional environments of the Pacific loast. Los Angeles, 1980, p. 211—229.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| Предисловие | 3 |
| Введение. Седиментологическая компонента литологии | 6 |
| Теоретическая литология | — |
| Методология моделей физической седиментологии | 17 |

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ, ЭМПИРИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОСНОВЫ ФИЗИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

| | |
|---|-----|
| Глава 1. Седиментологические аспекты тектоники плит | 27 |
| Основные положения теории | — |
| Модели, связанные с процессом спрединга | 38 |
| Седиментологически состоятельная модель субдукции | 45 |
| Операциональная модель системы седиментации и литогеодинамические реконструкции | 62 |
| Глава 2. Современный седиментогенез | 75 |
| Типы океанической седиментации | — |
| Пояса локализации в океане терригенных осадков повышенной мощности | 88 |
| Скорости осадконакопления в современных осадочных бассейнах | 95 |
| Изменения скорости осадконакопления во времени | 100 |
| Глава 3. Механизмы седиментогенеза: теоретические модели | 108 |
| Гидрогенный седиментогенез | — |
| Суспензионно-потоковый седиментогенез | 118 |
| Глава 4. Механизмы седиментогенеза: экспериментальные исследования | 134 |
| Седиментационные лотки | — |
| Режимы переноса осадков | 139 |
| Моделирование текстурных форм на поверхности осадка | 144 |
| Натурные эксперименты | 152 |

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

СТРУКТУРНЫЕ ИНВАРИАНТЫ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

| | |
|---|-----|
| Глава 5. Гранулоседиментогенез | 158 |
| Основная задача гранулометрии в седиментологии | — |
| Размерные шкалы фракционного состава осадка | 159 |
| Факторы, определяющие распределение частиц по размерам | 163 |
| Методы оценки статистических характеристик эмпирических распределений | 172 |
| Сортированность осадка | 177 |

| | |
|---|-----|
| Попытки решения основной задачи гранулометрии в седиментологии | 182 |
| Глава 6. Стратоседиментогенез | 195 |
| Механизмы слоенакопления | — |
| Седиментологические основы возрастного скольжения слоев | 204 |
| Глава 7. Циклоседиментогенез | 214 |
| Физические основы циклической седиментации | — |
| Постановка, методы решения и интерпретация задач седиментационной цикличности | 219 |
| «Список литературы | 235 |

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Романовский Сергей Иванович

ФИЗИЧЕСКАЯ СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
 Переплет художника В. Н. Нечаева
 Технический редактор Н. П. Старостина
 Корректор В. Н. Малахова

ИБ № 7294

Сдано в набор 30.11.87. Подписано в печать 03.05.88. М-41088.
 Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная.
 Печать высокая. Усл. печ. л. 15. Усл. кр.-отт. 15. Уч.-изд. л. 17,48.
 Тираж 1700 экз. Заказ № 649/799. Цена 2 р. 90 к.
 Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

5172