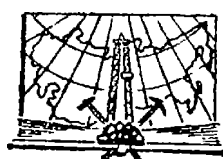


С. И. РОМАНОВСКИЙ

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ



ЛЕНИНГРАД
„НЕДРА”
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1977

С. И. Романовский. Седиментологические основы литологии. Л., «Недра», 1977. 408 с.

Под литологией в широком смысле обычно понимается наука об осадочных породах, которая призвана изучать весь комплекс вопросов, связанных как с исследованием вещества осадочных пород на геохимическом и минералогическом уровнях, так и с анализом процессов седиментогенеза, реализующихся в различных климатических и структурно-морфологических условиях. По литологии в нашей стране написаны классические, широко известные руководства Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина и других ученых, в которых либо рассматривается весь спектр задач, составляющих литологическую проблематику (монография Л. Б. Рухина), либо делается упор на детальный анализ конкретных типов литогенеза (монография Н. М. Страхова).

В предлагаемой работе внимание акцентируется на тех задачах, которые могут быть решены на чисто седиментологическом уровне, т. е. на основе представлений об условиях и механизме осадконакопления. Круг этих задач достаточно широк, что дает возможность говорить о своеобразных седиментологических основах литологии. Практически все задачи, описываемые в книге, решаются с широким привлечением методов математического моделирования, значительная часть которых разработана автором.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, специализирующихся по реконструкции процессов геологического прошлого, и прежде всего для литологов, стратиграфов и тектонистов, поскольку все рассматриваемые в ней задачи имеют практический выход в эти геологические дисциплины. Книга может быть полезной и студентам геологических специальностей вузов и университетов.

Табл. 23, ил. 84, список лит. 578 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Как известно, одной из основных задач литологии является разработка методов реконструкции условий осадконакопления геологического прошлого. Методологическую базу таких методов составляет принцип актуализма, а базисом экстраполяции, регулирующим перенос знаний о современных процессах осадкообразования на породы прошлых геологических эпох, являются достижения седиментологии *.

Седиментология, изучающая процессы осадконакопления в морских и континентальных условиях, как самостоятельная научная дисциплина зародилась сравнительно недавно. И тем не менее уже сегодня можно констатировать, что в исследовании этих процессов достигнуты значительные успехи благодаря созданию широкой сети седиментологических лабораторий, в которых ставятся многочисленные тонкие эксперименты по моделированию процессов слоеобразования, текстурообразования и т. п. Не менее важное значение имеет и бурное развитие теоретических работ, целью которых является математическое обоснование наблюдаемых эмпирических и получаемых в лабораторных условиях закономерностей.

Таким образом, седиментология может рассматриваться как своеобразная основа литологической науки, по крайней мере тех ее разделов, которые прямо или косвенно связаны с реконструкцией процессов седиментогенеза. С другой стороны, седиментологические предпосылки могут быть положены в основу решения и традиционных общегеологических задач, таких, как расчленение и корреляция разрезов осадочных толщ, реконструкция амплитуд прогибания земной коры на базе метода мощностей и т. д. При этом седиментологические основы дают возможность количественно оценить влияние на реализацию процесса основных факторов седиментогенеза и, что самое главное, допускают однозначную интерпретацию получаемых результатов.

* Из контекста ясно, что мы не отождествляем седиментологию и литологию, как это принято, например, в США, и что нашло отражение в последнем издании «Геологического словаря» [78]. Подробно о соотношении литологии и седиментологии речь пойдет в гл. I.

Отмеченная выше важнейшая задача литологии, связанная с восстановлением процессов осадко- и слоенакопления геологического прошлого, традиционно решается методами фациального анализа. Фациальный анализ, как хорошо известно, в зависимости от выбранных признаков изучаемого объекта и цели исследования дает возможность восстановить либо обстановку (озерная, речная, морская и т. п.), либо условия осадконакопления, которые с позиций гидродинамики среды могут быть инвариантными, вообще говоря, множеству обстановок накопления осадка. Фациальные реконструкции имеют первостепенное значение при прогнозных и поисковых работах на все без исключения осадочные полезные ископаемые. Они играют также ведущую роль при решении многих прикладных задач литологии, литостратиграфии и тектоники. Наконец, на основе идей и методов фациального анализа можно развить конкретные методы палеогеографических реконструкций, что в какой-то степени будет показано в данной работе.

Нам представляется, что важнейшей задачей фациального анализа, решение которой дает ключ к пониманию общих закономерностей осадочного породообразования в истории Земли, а также резко расширяет спектр сугубо прикладных задач осадочной геологии, является моделирование, в частности вероятностное, процессов осадко- и слоенакопления. Такой подход (разумеется, в том случае, если вероятностные характеристики модели не постулируются, а выводятся аналитически из содержательных исходных предпосылок) дает возможность не только решать иными средствами задачи нереализуемые, но и получать принципиально новые характеристики, позволяющие глубже осмыслить физическую природу изучаемых процессов. Причем если основой моделей являются такие характеристики процессов, которые можно считать инвариантными различным обстановкам и условиям накопления осадков, то в принципе можно реализовать конечный этап фациального анализа, т. е. построить комплекс вероятностных методов для анализа собственно механизма осадко- и слоенакопления.

Автор уже отмечал ранее [241], что могут существовать два подхода к изучению процессов осадко- и слоенакопления. Первый можно условно назвать фациально-морфологическим, реализующим начальный этап фациального анализа, второй — общим или глобальным. При первом подходе (применительно, например, к процессам слоенакопления) анализу подвергаются прежде всего фациальные обстановки, в которых формировался конкретный морфологический тип слоистости: речная (дельтовая и русловая), параллельная, эоловая, ленточная озерная и т. д. При таком подходе должны анализироваться условия образования слоистости каждого литогенетического типа отложений отдельно, и вполне возможно, что каждому из них должна соответствовать своя теория слоенакопления, базирующаяся на исходных теоретиче-

ских предпосылках и опирающаяся на совокупность признаков, существенных только для данного типа отложений. Такой путь совершенствования теоретических основ вполне закономерен и оправдан всем историческим ходом становления учения о фациях.

Второй подход в своей теоретической первооснове базируется на первом, т. е. на детальном (насколько это возможно при современном состоянии геологической науки) анализе условий образования слоистости разных генетических типов и выявлении на основе такого анализа признаков, которые отвечали бы наиболее общим условиям протекания процесса. Именно с этих позиций в данной работе рассматривается общая схема слоенакопления. Сразу оговоримся, что детальный анализ этой схемы, опирающийся на известную модель слоенакопления А. Н. Колмогорова [146], содержится в монографии автора «Динамика формирования флиша» [250] и в ряде журнальных публикаций [5, 6, 28, 91, 235, 238]. Поэтому в данную монографию включены только новые результаты, а из старых приводятся (без вывода) лишь конечные расчетные формулы, которые необходимы для решения рассматриваемых геологических задач.

Задачи, которые будут обсуждаться в книге, по-разному соотносятся с принятой нами вероятностной схемой слоенакопления. Большая их часть является непосредственной практической реализацией этой схемы и решается на основе формул, приводимых в соответствующих главах работы. К ним относятся задачи, связанные с реконструкцией динамики слоенакопления, с исследованием изменения меры стабильности слоенакопления во времени (в стратиграфической последовательности) и в пространстве (на площади бассейна седиментации) и, наконец, с анализом спектра колебательных движений земной коры. Другая часть задач в своей методической первооснове также базируется на результатах вероятностной теории слоенакопления. Однако для непосредственного применения в практических целях эти результаты должны быть увязаны с характеристиками слоистой толщи таким образом, чтобы вычисленная на их основе величина (например, мера длительности формирования фиксированной части разреза) могла быть проинтерпретирована в терминах решаемой геологической задачи. И, наконец, третья группа прикладных задач использует вероятностную схему слоенакопления (в ее кинематической трактовке) лишь при седиментологическом обосновании исходных предпосылок и при интерпретации полученных результатов. Сами же результаты доставляются методами, которые формально не выводятся из общей вероятностной теории процесса, по крайней мере не выводятся средствами этой теории. К этим задачам можно, к примеру, отнести задачи ритмолитологического анализа, в частности выявление скрытых периодичностей в строении геологических разрезов.

В отношении логической структуры книги можно отметить следующее. Трактовать седиментологические основы литологии

можно, естественно, с разных позиций, опираясь либо на детальное описание отдельных задач, составляющих содержание собственно седиментологии и имеющих лишь косвенный выход в область литологической проблематики, либо на задачи литологического плана, но освещая их с чисто седиментологических позиций. В таком случае резко расширяется прикладное толкование этих задач, результатами которых могут воспользоваться тектонисты, стратиграфы и специалисты других геологических дисциплин. При написании книги использован второй из названных подходов. Первую тенденцию пытались реализовать авторы «Очерков по физической седиментологии» [209], но с тех пор, к сожалению, выбранное ими интересное направление дальнейшего развития не получило.

Избранным подходом к освещению темы продиктован и план книги. Общие методологические вопросы, включающие разработку критериев использования принципа актуализма для моделирования процессов геологического прошлого, а также конструктивная этапизация фациальных реконструкций необходимы как своеобразный содержательный фундамент для изложения последующего материала, который, в свою очередь, сгруппирован в пять взаимосвязанных частей. В каждой части рассматривается самостоятельный (конечно, неполный) комплекс задач, в основном проиллюстрированных фактическим материалом.

Следует заметить, однако, что ввиду ограниченного объема книги, с одной стороны, и многоаспектности рассматриваемых в ней вопросов, с другой — собственным фактическим материалом мы сочли целесообразным иллюстрировать лишь оригинальные задачи, не обсуждавшиеся до этого в геологической литературе. Для всех прочих задач, которые освещаются следуя общей логике монографии, но не являются оригинальными разработками автора, мы ограничиваемся лишь ссылками на литературу, где эти задачи (или методы) апробированы на разнообразном геологическом материале. Помимо этого, ряд моделей приводится с целью более обстоятельного (с теоретических позиций) освещения вопросов, хотя некоторые из моделей и не доведены до уровня практических приложений. Автор стремился также все задачи по возможности «довести до конца» в том смысле, чтобы не только были ясны их постановка и методы решения, но и естественным образом вытекала бы интерпретация полученных результатов и было определено их место в круге сопредельных, но не рассматриваемых в данной книге задач.

При работе над монографией автор неоднократно беседовал с И. И. Абрамовичем, И. Н. Голынко, В. В. Грузой, Л. Н. Дуденко, Р. А. Жуковым, Д. С. Кашиком, И. А. Одесским и многими другими геологами. Большую помощь в разработке моделей, излагаемых в гл. XI, оказал старший научный сотрудник Ленинградского отделения Математического института им. В. А. Стеклова АН СССР В. Н. Судаков. Весьма плодотворным оказалось

также содружество с Ю. В. Адаменко — старшим научным сотрудником Академии гражданской авиации и К. Д. Хугаевым — старшим преподавателем кафедры высшей математики Института инженеров железнодорожного транспорта. И. Д. Македон и А. С. Тараканов любезно предоставили свои материалы для иллюстрации задач, излагаемых в пятой части книги. Отдельные части работы прочли А. Е. Рыбалко и А. С. Тараканов. Программы для ЭВМ составлены по просьбе автора З. В. Агукиной и И. Д. Македоном. Большую помощь оказали чл.-кор. АН СССР, проф. Н. Б. Вассоевич, проф. А. В. Македонов и М. Г. Бергер, которые прочли всю рукопись и сделали много полезных замечаний. Всем перечисленным лицам автор выражает самую искреннюю признательность.

ВВЕДЕНИЕ

ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ

ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА И МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

В геологии на протяжении всего исторического периода ее существования как науки, т. е. с конца XVIII в. и до настоящего времени, основным методологическим средством познания прошлого является принцип актуализма, который в наше время может быть сформулирован следующим образом: «Настоящее есть ключ к познанию прошлого». Этот принцип прошел длительный и сложный путь развития. Зародившись первоначально «на плечах катастрофизма Ж. Кювье» [222], в качестве первой серьезной альтернативы катастрофизму он развивался уже в работах Д. Геттона, Ж.-Б. Ламарка и других ученых и получил обобщение в стройной для своего времени концепции Ч. Лайеля, которого историки геологической науки считают основоположником униформистского принципа познания прошлого.

Основной заслугой учения Ч. Лайеля можно считать то, что оно впервые связало принцип униформизма как обобщающую идею с актуалистическим подходом к реставрации геологической истории, придав ему значение гипотезы циклического развития [73]. Не останавливаясь подробно на истории последующей трансформации учения Ч. Лайеля, отметим, что с середины XIX в., т. е. со времени освоения наукой эволюционных идей*, тезис «циклического развития» был заменен на концепцию «необратимой эволюции развития», которая, разумеется, не могла вписаться в устоявшееся к тому времени учение Ч. Лайеля. Поэтому униформизм (как система взглядов на развитие природы) уступил свое место в науке принципу актуализма, который в наши дни является одним из краеугольных камней в системе методологических установок геологической науки.

В геологии сегодняшнего дня концепция «необратимой эволюции развития» в живой и неживой природе воплотилась в принцип историзма, на базе которого развились сравнительно-исторический

* По образному выражению Н. С. Шатского [331], «принципы» Ч. Лайеля явились рабочим методом Ч. Дарвина, которым были заложены основы фундаментальной теории эволюции. Именно в этот период униформизм Ч. Лайеля уступил свое место в ряду методологических принципов естественных наук эволюционизму Ч. Дарвина.

и сравнительно-литологический методы. В связи с этим ряд исследователей [170] пытается полностью отрицать актуализм, считая, что сравнительно-исторический метод и актуализм несовместимы друг с другом. «Признание ограниченности, относительности принципа униформизма (? — *C. P.*) должно, очевидно, сопровождаться отказом от формулы актуализма, признанием того, что в геологии изучение настоящего не является и не может являться ключом к познанию прошлого» [170, с. 11]. Или: «надо отдавать себе отчет, что хотя настоящее и есть ключ к познанию прошлого, но в то же время оно не есть ни единственный, ни самый главный из ключей, которыми мы располагаем» [325, с. 11]. Какой же из «ключей» главный — остается загадкой.

Очевидно, представление о несовместимости принципа актуализма и сравнительно-исторического метода явилось следствием упрощенного, униформистского толкования этого принципа, согласно которому течение геологических процессов трактовалось как бы неподвластным «ходу геологических часов». Хотя такая точка зрения, по крайней мере применительно к процессам терригенного седиментогенеза для фанерозойского отрезка геологической истории, считается в какой-то мере оправданной и в наши дни, но даже и это положение не дает основания к противопоставлению историзма и актуализма. Действительно, если актуалистический принцип познания прошлого нацелен прежде всего на расшифровку механизма геологических процессов, то сравнительно-исторический метод дает возможность оценить их направленность и конкретные изменения во времени.

Таким образом, несмотря на такого рода высказывания, общая направленность развития геологической науки в последние десятилетия показывает, что актуалистический метод познания становится действенным оружием исследователей и в некотором смысле, как пишет В. В. Белоусов [23], актуализм даже «вытесняет» историзм. Такое «вытеснение» историзма объясняется, очевидно, тем обстоятельством, что геологи наряду с расшифровкой диахронической структуры геологических процессов более пристальное внимание стали обращать на изучение их физической природы, т. е. моделировать геологический процесс, связывая в единую зависимость функцию механизма процесса и время. При таком подходе разумное использование принципа актуализма в его современной трактовке играет первостепенную роль.

Другим немаловажным обстоятельством, которое заставляет вновь обратиться к методологии актуалистических построений, является то, что сравнительно-исторический метод в рафинированном виде не дает возможности при изучении геологических процессов, т. е. при ретроспективных исследованиях, реализовать построенную модель в терминах проверки гипотез. Отсутствие же альтернативных моделей, как справедливо считает А. П. Виноградов [49], является серьезным тормозом в развитии теорий геологической науки.

В ряду наиболее важных проблем теоретического плана, непосредственно связанных с использованием принципа актуализма в конкретных геологических, и в частности седиментологических, исследованиях, можно выделить следующие, которые, на наш взгляд, имеют первостепенное значение:

1) гносеологическое понимание принципа актуализма, с которым непосредственно связаны теоретические установки сравнительно-исторического и сравнительно-литологического методов исследований;

2) соотношение принципа и метода актуализма. Что такое «метод актуализма»? Его конструктивность в сравнении с конкретными методами аналогий;

3) место актуалистической концепции в общей операциональной схеме познания геологического прошлого.

Мы сознательно не включили в данный перечень вопросы, связанные с *принципиальной возможностью* использования принципа актуализма в геологических исследованиях и с границами применимости метода актуализма. Что касается первого из названных вопросов, то он относится к компетенции ученых, полностью отрицающих познание «по аналогии», т. е. сводящих геологию к «черному ящику», имеющему выход, но не имеющему входа. Проблема же границ применимости принципа актуализма непосредственно связана, с одной стороны, с его трактовкой, на которой мы остановимся более подробно, а с другой — с соотношением геологической истории с современной геологической эпохой [108]. Последнее обстоятельство расшифровывается весьма просто. Если в современном срезе геологической истории обнаруживаются достоверные гомологи геологических процессов прошлого, то использование метода актуализма необходимо и достаточно (с общих позиций) для их исследования. Если же достоверные гомологи не известны, то познание так называемых «вымерших» фаций становится в значительной мере гипотетичным и реализуется по приводимой ниже схеме (схема проверки гипотез), доставляя нам лишь вероятностное знание, которое базируется на принципе «непротиворечивости». Очевидно, что и непосредственное использование метода актуализма как познания по аналогии не вскрывает истину в последней инстанции, поскольку всякая «аналогия... указывает лишь на известную вероятность истины, но не на самую истину» [108, с. 64].

Остановимся более обстоятельно на гносеологическом понимании принципа актуализма. Униформистская концепция Ч. Лайеля трактовала геологическую историю как циклически повторяющуюся цепь событий, остававшуюся неизменной на протяжении всех геологических периодов. Поэтому реставрация событий прошлого, т. е. геологических процессов, базировалась на утверждении «сегодня, как всегда, и всегда, как сегодня». В дальнейшем, когда стало ясно, что «сегодня не совсем так, как всегда», принцип униформизма был преобразован в привычную для нас форму:

«настоящее есть ключ к познанию прошлого», т. е. в ту, которую мы привыкли считать принципом актуализма.

Однако даже такая трактовка принципа не всеми понимается однозначно. Так, Е. В. Шанцер считает, что поскольку настоящее есть прямое историческое продолжение прошлого и граница между ними весьма условна, то динамическая картина геологической современности «воссоздается в целом на основании исторического изучения прошедших этапов развития, — т. е. приема, как бы прямо обратного актуалистическому методу» [329, с. 14]. Иначе говоря, в понимании Е. В. Шанцера принцип актуализма должен формулироваться как «прошлое есть ключ к познанию настоящего». Думается, что такая трактовка скорее может быть приписана сравнительно-историческому методу, чем принципу актуализма. В этом, очевидно, и состоит диалектическое единство актуализма и историзма в познании. Кроме того, как справедливо считает В. Ф. Заузолков [119], на данном этапе развития геологической науки конкретной исторической формой актуализма являются сравнительно-исторический и, в частности, сравнительно-литологический методы, которые призваны учитывать при ретроспективных построениях необратимую эволюцию развития геологических явлений. Поэтому основные задачи — это не поиски критериев разделения, а тем более противопоставления [170] актуализма и историзма, а разработка конкретных, наиболее эффективных методов познания прошлого.

Сформулированное выше понимание актуализма тривиально, поскольку непосредственному изучению доступно лишь «настоящее», а любое знание о «прошлом» выводится опосредованно логическим путем на основе данных, имеющих всегда опытный (в широком смысле) характер. Именно способы экстраполяции знаний и составляют содержательное ядро так называемого метода актуализма, и именно они представляют наибольший интерес при разработке конкретных методов реставрации геологической истории.

Можно заключить, что понимаемый более узко актуализм (как гносеологический принцип) утверждает принципиальную возможность познания геологических процессов прошлого путем переноса знаний, полученных при изучении современных процессов и явлений, на геологические объекты, которые рассматриваются в качестве реализаций процессов прошлого. Очевидно, что при этом возможны 2 логических приема экстраполяции: прямая экстраполяция в прошлое, базирующаяся на методах аналогии, и так называемая экстраполяция по схеме проверки гипотез, которая, вообще говоря, может и не основываться на предпосылках, полученных при изучении современных процессов. Большинство геологов считает, что метод актуализма дает возможность реализовать лишь первую схему — прямую экстраполяцию в прошлое, причем необязательно на основе данных пассивного наблюдения за современными процессами, а допускает

использование экспериментального материала, полученного в результате лабораторного исследования процессов, физико-химических, гидродинамических экспериментов и т. д. [152, 302, 329 и др.].

Таким образом, наибольший теоретический и практический интерес в рамках актуалистической концепции изучения геологического прошлого представляет логический анализ схем переноса знания, полученного при исследовании современных процессов, на объекты прошлых геологических эпох. Можно выделить 2 логические схемы, по которым осуществляется указанный перенос [2, 93]. Первая схема реализует прямую экстраполяцию, т. е. позволяет получать выводы (чаще всего неконтролируемые) о состоянии объектов или о течении геологических процессов в прошлом. Теоретическая модель, которая при этом строится, как правило, в виде лишь логического конструкта, выполняет роль базиса экстраполяции. Ясно, что заключения о характере протекания геологических процессов можно получить только путем логической трансформации эмпирических данных, которые снимаются с реального объекта. Ядро теоретической модели при прямой экстраполяции в прошлое составляют сведения, полученные при изучении современных процессов. Поэтому саму схему следует рассматривать как конкретное и весьма конструктивное преломление актуалистической концепции для познания «по аналогии».

Использование теоретических моделей в целях ретросказания по приведенной схеме является в настоящее время основным путем, по которому идут теоретические изыскания в геологии. Различного рода палеотектонические и палеоклиматические реконструкции в тектонике и литологии, реконструкции в палеонтологии, определение температур и давлений при образовании минералов и, наконец, подавляющее большинство седиментологических моделей реализуются в прямом соответствии с данной схемой.

Использование метода актуализма при ретросказании по рассматриваемой схеме вызывает естественное стремление наиболее строго обосновать исходные предпосылки теоретической модели, т. е. выбрать те из них, которые кажутся максимально правдоподобными с позиций изученности современных геологических процессов и к тому же укладываются в общие законы и закономерности, установленные как при изучении планетарных процессов геологическими методами, так и в рамках таких наук, как физика, химия, гидродинамика и т. д. Таким образом, актуалистическая концепция познания предопределяет существование как бы «времясодержащих», т. е. в некотором смысле независимых от времени, законов и закономерностей.

Следует подчеркнуть, что привлечение метода актуализма для ретросказания по рассматриваемой схеме помимо принципиальной невозможности экспериментальной проверки получаемых результатов осложняется фактором конвергенции свойств исследуемых

■
объектов, образовавшихся в результате различных геологических процессов. Так, например, считается, что для фациального анализа, задачей которого является выявление обстановок и условий (механизмов) образования конкретных типов отложений, большое значение имеет изучение текстур пород. Однако, как выясняется, ряд текстурных характеристик, таких, как отсортированная слоистость, отдельные разновидности косослойчатых текстур, конвергентен относительно условий формирования стратифицированных осадочных толщ. Поэтому многие генетические задачи, решаемые на основе текстурного анализа, не приводят к однозначному результату.

При исследовании механизма любого геологического процесса (даже базирующегося на данных изучения современных явлений) в расчет принимается всегда ограниченное число факторов, которые, по предположению исследователя, определяют внутреннюю структуру изучаемого процесса. Остальные характеристики не учитываются (фиксируются) и составляют так называемую «возмущающую функцию влияния». Можно показать, что при этом возможно решение 3 классов задач [241], непосредственно нацеленных на «восстановление» механизма процесса по эмпирическим данным. Для доказательства этого утверждения рассмотрим кинематику процесса осадконакопления на уровне формирования мощности единичного слоя.

Мощность слоя является фундаментальным понятием в теории слоенакопления, поскольку на основе представлений о механизме формирования мощностей (в явном или неявном виде) базируются все дальнейшие усилия по разработке методик для решения конкретных задач фациального анализа. Как уже отмечалось, будем рассматривать модель формирования мощности единичного слоя. В ее основу положены исходные предпосылки, справедливые для накопления мощностей вне зависимости от регулирования этого процесса колебательными движениями земной коры, но с учетом факторов, определяющих процесс осадконакопления в конкретной зоне бассейна седиментации со свойственным ей гидродинамическим режимом, т. е. модель имеет четкий седиментологический характер.

Поставим следующую задачу. Построить обобщенную модель мощности слоя таким образом, чтобы из нее выводились характеристики процесса осадконакопления, приводящего к фиксированному заранее распределению мощностей слоев*. При этом подразумевается, что для исследуемой совокупности слоев механизм процесса в своих принципиальных чертах не изменяется при переходе от слоя к слою в пределах фиксированной заранее

* Под обобщенной моделью здесь понимается аналитическая зависимость, связывающая в общем виде характеристики процесса формирования мощности слоя без конкретизации на данном этапе частных механизмов процесса, различных для разных литогенетических типов слоистости.

выборки. Границы выборки диктуются геологическим (преимущественно фаціальным) анализом отложений, целью которого является выделение из общей последовательности слоев той ее части, которая характеризуется однородностью генетических условий.

Будем рассматривать частицы, взвешенные в водной среде или перемещающиеся по дну бассейна волочением либо сальтацией. В каждый фиксированный момент времени в осадок выпадают те из них, для которых наступает порог гидравлической крупности. Этот порог определяется, с одной стороны, гидродинамическим режимом среды (скоростью течения, режимом течения — ламинарным или турбулентным; интенсивностью волнения и т. д.), а с другой — размером частиц. Поэтому механизм седиментации зависит прежде всего от конкретной гидродинамической обстановки в бассейне, а мощность слоев и тип слоистости еще и от размеров частиц, поступающих в данный бассейн осадконакопления.

Пусть слой x_j в начальный момент времени t_0 имел мощность ξ_0 (не умаляя общности, можно положить $\xi_0 \equiv 0$). В момент времени t_1 его мощность стала равной ξ_1 . Причем $\xi_1 = \varphi(\xi_0)$, а в целом ясно, что мощность

$$\xi_1 = \xi_0 + \chi_0 \varphi(\xi_0). \quad (1)$$

Здесь χ_0 — некая функция, смысл которой будет выяснен ниже. Записанное соотношение (1) представляет собой хорошо известную схему конечных разностей, которую в литературе по математической статистике иногда именуют схемой Кэптейна [57]. Для произвольного момента t_n , очевидно, можно записать следующее рекуррентное соотношение:

$$\xi_n = \xi_{n-1} + \chi_{n-1} \varphi(\xi_{n-1}). \quad (2)$$

Если полученному соотношению (2) придать вероятностный смысл, а сам процесс формирования мощности слоя сформулировать в терминах «состояний», то станет понятным, что при таком подходе схема Кэптейна реализует марковский процесс.

Выразим ξ_n через ξ_0 и полученное выражение умножим и разделим на Δt_i . Тогда

$$\xi_n = \xi_0 + \sum_{i=0}^{n-1} \frac{\chi_i}{\Delta t_i} \varphi(\xi_i) \Delta t_i. \quad (3)$$

Обозначим $\varphi(\xi_i)/\Delta t_i$ через $\varphi[\xi(t)]$. Если теперь $\Delta t_i \rightarrow 0$, то можно записать

$$\Xi(T) = \xi_0 + \int_0^T f(\chi) \varphi[\xi(t)] dt. \quad (4)$$

Выясним физический смысл входящих в уравнение (2) функций. Пусть все $\chi_n \equiv 1$. Тогда для любого n имеем $\xi_n = \xi_{n-1} +$

$+ \varphi (\xi_{n-1})$, т. е. $\varphi (\xi)$ характеризует процесс нарастания мощности слоя последовательно от начального момента t_0 до конечного t_n . Это нарастание может происходить по линейному закону, если $\varphi (\xi) \equiv k \xi$, или более сложным образом. Следовательно, $\varphi (\xi)$ характеризует механизм процесса образования мощности. Тогда $f (\chi)$ определяется как «возмущающая функция влияния», от вида которой зависит прежде всего характер протекания процесса во времени. Произведение $f (\chi) \varphi [\xi (t)]$ дает реализацию процесса накопления мощности к моменту времени t .

Таким образом, поставленная задача в принципе решена. Уравнение (4) является обобщенной математической моделью мощности слоя. Остается выяснить условия, при которых может быть реализована вторая часть задачи, т. е. определить такой механизм формирования мощности, который приводит к фиксированному распределению мощностей слоев. В уравнение (4) входят 2 неизвестные функции $f (\chi)$ и $\varphi [\xi (t)]$. Поэтому его решение возможно лишь в том случае, если одна из них заранее задается на основе определенных предпосылок. Ясно, что «возмущающую функцию влияния» $f (\chi)$ задавать нельзя, так как нет разумных ограничений, при которых она может быть определена. Поэтому задачу можно свести к построению функций $\varphi [\xi (t)]$ из последовательности функций $\{\varphi\}$, определяющих в каждом случае конкретный механизм формирования мощности слоя. В основу могут быть положены современные достижения физической седиментологии, позволяющие представить в аналитической (разумеется, достаточно схематичной) форме механизм седиментации в разных гидродинамических обстановках, т. е. формирование мощности слоя как функцию времени.

Остановимся более детально на структуре полученного уравнения (4). Из изложенных выше соображений ясно, что на базе этого уравнения принципиально возможна постановка трех классов задач [241, 244].

I. «Возмущающая функция влияния» фиксирована, т. е. $f (\chi) \equiv \text{const}$, а функция механизма процесса $\varphi [\xi (t)]$ меняется. Тогда естественно, что разным механизмам процесса должны соответствовать разные функции распределения вероятностей мощностей слоев, а конкретному механизму процесса — своя конкретная функция распределения мощностей. Ясно, что только для задач этого класса справедливы утверждения о возможности «восстановления» механизма процесса по наблюдаемой эмпирической кривой распределения.

II. «Возмущающая функция влияния» меняется, а функция механизма процесса фиксирована. Тогда за счет разных $f (\chi)$ один и тот же механизм процесса приводит к разным функциям распределения вероятностей мощностей слоев. Налицо типичный случай дивергенции. Задачи второго класса можно условно называть «отрицающими» задачами, так как любое утверждение о соответствии механизма процесса определенной функции

распределения вероятностей мощностей слоев может оказаться неверным, а доказать неверность такого утверждения можно, лишь обосновав наличие и существенность влияния на механизм процесса функций $f(\chi)$, что по понятным соображениям сделать невозможно.

III. Меняется и «возмущающая функция влияния», и функция механизма процесса. В этом случае легко показать, что одна и та же функция распределения вероятностей мощностей слоев может быть получена путем задания различных функций $f(\chi)$ и $\varphi[\xi(t)]$. Имеем конвергенцию процессов в отношении распределения мощностей слоев.

Для геологии наиболее типичны задачи конвергентного класса, поскольку при моделировании процессов прошлого геологи не располагают материалом, кроме рассуждений гипотетического характера, относительно физической структуры исследуемого процесса. Так как под возмущающей функцией влияния, как уже отмечалось, понимается суммарное воздействие на протекание процесса не учтенных конкретной моделью факторов, пренебрегать влиянием которых, строго говоря, мы не имеем права, то становится очевидным, что большинство реконструкций процессов прошлого оказывается неоднозначным из-за конвергенции. Геологи закрывают глаза на эту проблему, искусственно перенося задачи в тот класс, где возмущающая функция влияния фиксируется. Естественным следствием такого подхода являются предельный схематизм получаемых моделей процессов и обманчивая однозначность генетических построений.

Подчеркнем еще одно важное обстоятельство, которое заставляет с большой осторожностью относиться к выводам, получаемым при ретросказании по рассматриваемой схеме. Факт необратимой эволюции геологических процессов, который в настоящее время считается бесспорным и который явился решающим при отказе от униформистской концепции, ставит под сомнение выводы, получаемые при экстраполяции в прошлое на основе данных изучения современных процессов. В рамках же обсуждаемого пути использования теоретических моделей вопрос, насколько существенно влияние необратимой эволюции на достоверность ретросказаний, не может быть решен в связи с принципиальной невозможностью экспериментальной проверки логически получаемых результатов. Для его решения необходимо установить механизм протекания тех или иных процессов геологического прошлого, т. е. решить первоначально ту задачу, ради решения которой и обосновывается метод актуализма. Следовательно, для выхода из порочного круга необходимо привлечение иного пути познания прошлого.

Предположим, что мы всесторонне изучаем флишевую формацию: морфологию бассейна седиментации, его тектоническую позицию, строение разрезов и литологию флиша, граулометрику и минералогический состав отдельных подэлементов цикла и т. д.

Причем исследование нацелено на выяснение условий и механизма флишевой седиментации, т. е. на получение ответа на извечный для геологии вопрос: как же образовался флиш? Известно, что исследования такого рода не новы, как и сама проблема, ради решения которой они проводятся. Тем не менее нельзя сказать, что появились идеи и гипотезы, которые бы в равной мере удовлетворяли всех геологов, специализирующихся по изучению флиша. По-прежнему периодически вспыхивают дискуссии, и сторонники двух конкурирующих гипотез (осцилляционной и гипотезы мутьевых потоков) не жалеют сил для доказательства своей правоты. Попробуем разобраться, есть ли выход из данной проблемы, которую уже многие геологи склонны считать тупиковой.

Н. Б. Вассоевич в 1948 г. [36] подчеркивал, что современная эпоха есть эпоха преимущественного накопления моласс. Новый этап флишенакпления еще не наступил, а старый давно закончился. Если предположить, что это так, то в современную эпоху бессмысленно искать достоверные гомологи флишевой седиментации и пытаться решить проблему флиша, непосредственно используя метод актуализма, т. е. путем прямой экстраполяции в прошлое (первая схема). Очевидно, флишевые отложения тогда следовало бы отнести к разряду тех геологических объектов, генезис которых не может быть решен однозначно в том смысле, что не удастся ответить на вопрос: как же «в действительности» образовался флиш?

Этот пример иллюстрирует, с одной стороны, типичную ситуацию, когда геологи пытаются искать единственное решение задачи, имеющей, скорее всего, множество решений, если опираться на периодизацию образования формаций (аспидная — флиш — моласса), а с другой — ограниченность актуалистической концепции познания по схеме прямой экстраполяции в прошлое.

Существует другая тенденция оперирования генетическими гипотезами в геологии, которая отражает более сложный, но зато более продуктивный путь познания. Смысл ее сводится к следующему [93]. На основе некоторых предпосылок о протекании геологического процесса в прошлом строится теоретическая модель, отражающая механизм процесса, и на ее основе выводятся следствия о состоянии изучаемого объекта в настоящее время. Полученные из теоретической модели следствия сопоставляются с эмпирическими данными. Если устанавливается взаимооднозначное соответствие между теоретически полученными и опытными данными, то можно утверждать, что образование исследуемого объекта удовлетворительно описывается предложенной моделью, поскольку следствия из модели не противоречат эмпирическим данным. Если же следствия из модели противоречат признакам, характеризующим эмпирически изучаемый объект, то модель отвергается. Иными словами, обсуждаемая схема реализует стратегию проверки гипотез и с ее помощью также осуществляется

ретросказание, но в отличие от первого пути (прямой экстраполяции в прошлое) экспериментальная проверка теоретических положений становится неотъемлемой составной частью процесса познания.

Описанный путь использования теоретических моделей по своим основным особенностям совпадает с тем путем, по которому идет развитие теоретического знания в физике, химии и других естественнонаучных дисциплинах, достигших большего теоретического совершенства, чем геология.

Принцип актуализма при изучении геологического прошлого по схеме проверки гипотез также может играть немаловажную роль, поскольку при разработке теоретической модели процесса ее исходные предпосылки базируются на данных изучения современных геологических явлений, родственных по физической структуре моделируемому процессу, либо берутся «с потолка», что, впрочем, также допустимо.

Отметим еще одно важное обстоятельство, играющее первостепенную роль при анализе процессов прошлого по схеме проверки гипотез. Гипотеза, или теоретическая модель, нацеленная на объяснение механизма исследуемого явления, должна удовлетворять в первую очередь требованию принципиальной эмпирической проверяемости. Поскольку специфика геологии заключается в том, что любая из построенных гипотез отвечает непосредственно ненаблюдаемому явлению, то проверить ее работоспособность можно, лишь получив следствия, эмпирически подтверждаемые на объекте, который, как мы считаем, является реализацией моделируемого процесса. Кроме того, построенная теоретическая модель должна включать в себя элемент альтернативности, т. е. допускать опровержения (частично или полностью) эмпирическими данными, ибо гипотеза, согласующаяся с любым фактическим материалом, не может быть проверена и одновременно отвергнута никакими новыми фактами. Примером подобных аметодологических построений может служить гравитационная гипотеза слоеобразования Г. А. Дмитриева [101].

Если для объяснения механизма какого-либо геологического явления привлекаются две конкурирующие гипотезы, то предпочтение в каждый конкретный момент времени может быть отдано той из них, которая является динамически более простой. Мы имеем в виду критерий динамической простоты, который состоит в том, что из двух гипотез H_1 и H_2 та динамически проще, которой не приходится перестраиваться при появлении новых фактов. Например, если вернуться к затронутой нами проблеме флиша, то из двух альтернативных гипотез — осцилляционной и мутьевых потоков — последнюю можно считать динамически более простой, так как большинство фактов, так или иначе связанных с флишем, этой гипотезой вполне удовлетворительно объясняется, тем более после того, как началось интенсивное изучение мутьевых потоков в лабораторных условиях и было показано, что многие типы тек-

стурных характеристик флишевого многослоя, а также трехчленная ритмичность флиша вполне успешно описываются седиментацией из мутьевого потока.

Есть еще один момент, существенно отличающий путь оперирования теоретическими моделями в плане проверки гипотез от пути их использования по схеме прямой экстраполяции в прошлое. Поскольку при реализации последнего пути актуалистические построения играют решающую роль, то становится понятным, что при этом возможность познания процессов прошлого зависит не только от современного уровня развития геологии, но во многом и от уровня развития смежных наук, таких как физика, химия и т. п. В связи с этим М. С. Потапова [211, с. 122] справедливо отметила, что «геологические процессы — это процессы дважды открытые. Первоначально это широко известные природные процессы, с которыми с давних пор знакомы специалисты в различных отраслях науки и техники. Лишь после того, как эти явления научились распознавать в «омертвленном» виде — в геологической структуре, в составе, структуре и текстуре горных пород, эти явления осознавались нами как геологические, оставаясь обычно вместе с тем объектами изучения соответствующих естественных и технических наук».

Будучи в теоретическом плане в некотором смысле «тенью» других наук и завися при данном подходе от их достижений, геология вынуждена не только выискивать такие законы этих наук, которые могут быть фундаментом теоретических построений, но и постоянно внедряться в сферу этих наук, пытаясь форсировать развитие тех областей знания, которые представляют наибольший интерес в связи с экстраполяцией в прошлое.

В противовес этому вторая схема познания прошлого позволяет в какой-то мере ликвидировать прямую зависимость геологии от смежных наук, способствуя выявлению тех законов, управляющих течением геологических процессов, которые хотя и не противоречат общим положениям, например, физики или химии, но еще не открыты в рамках этих наук.

Для литологических задач, которые могут быть сформулированы на базе конкретных седиментологических предпосылок вне зависимости от того, какая из двух рассмотренных схем является основой их решения, конечной целью чаще всего выступают реконструкции обстановок и условий накопления осадков, т. е. эти задачи неизбежно фокусируются в сферу прикладных аспектов фациального анализа. Поэтому если актуалистический принцип познания можно рассматривать как своеобразную методологическую основу при реставрации геологических процессов прошлого, то фациальный анализ является конкретно методическим воплощением этого принципа, нацеленным на его практическую реализацию.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЙ ЭТАПЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Несмотря на более чем столетнюю историю фациального анализа, одного из основополагающих методов реконструкции геологического прошлого, можно констатировать, что и к сегодняшнему дню у геологов нет единой точки зрения не только по поводу смыслового содержания фациальных исследований, но и по таким кардинальным вопросам, как природа объектов, являющихся основой для фациальных реконструкций, и, наконец, гносеологическая трактовка понятия «фация». Очевидно, этим можно объяснить не ослабевающий с годами интерес к теоретическим основам фациального анализа, выражающийся в периодически вспыхивающих на страницах геологической печати дискуссиях, в которых, как нам представляется, уже полностью использованы все мыслимые аргументы и доводы. Назовем лишь некоторые публикации последних лет: В. Т. Фролов [308], Г. Ф. Крашенинников [157—159], М. Г. Бергер [26], М. С. Дюфур [106, 107], Ю. А. Воронин, Э. А. Еганов [71] и др.

О двойственной природе понятия «фация». Сделаем попытку проанализировать последовательность логических операций фациальных исследований и с этих позиций показать, что предмет спора о якобы двойственной природе понятия «фация» отсутствует. При этом, думается, нет смысла подробно останавливаться на исторических корнях различного толкования этого понятия и всей его последующей трансформации в трудах ведущих как отечественных, так и зарубежных ученых. Все эти вопросы освещены в обстоятельном и глубоком обзоре Н. Б. Вассоевича [37] и в более поздней публикации Г. Ф. Крашенинникова [159].

Здесь лишь отметим, что начиная с 1838 г., когда А. Грессли в своей знаменитой работе «Геологические наблюдения в юрских горах Солеруа» [413] впервые и достаточно нечетко определил введенное им понятие «фация», все последующие поколения геологов были вынуждены вновь, вкладывая в это понятие свое содержание, доискиваться до «изначального» смысла фациальных построений. Этот же смысл, если следовать как прямому определению А. Грессли, так и контексту его труда, включает по крайней мере 4 варианта трактовки понятия «фация» [71] *.

Действительно, фация — это и некие свойства отложений, и изменение этих свойств в пределах класса тел, и гипотетическая степень «родства» разновозрастных соседей, и, наконец, обстановки

* Определение «фации», по А. Грессли, приведено в работах Н. Б. Вассоевича [44], Г. Ф. Крашенинникова [158] и других исследователей. Поэтому повторять его в данном случае, думается, нецелесообразно. Кроме того, мы не рассматриваем все возможные производные термина «фация», типа геохимических, минералогических, геофизических, инженерно-геологических и других фаций.

осадконакопления (см., к примеру, морскую литоральную, морскую пелагическую и другие фации А. Грессли). В этом и состоит «первородный грех» А. Грессли [37], который геологи не могут искупить до конца и по сей день. Правда, Н. С. Шатский [331, с. 231], проработав труд А. Грессли, пришел к иному выводу. Он считает, что А. Грессли под «фациями» подразумевал только «породы, сравниваемые с другими породами, *виды* отложений, а не *условия* их образования» (курсив Н. С. Шатского. — С. Р.), хотя несколькими страницами ранее Н. С. Шатский утверждает, что фации — это, во-первых, комплексы пород или осадков и, во-вторых, это физико-географические и палеогеографические условия их отложения.

Такого рода двойственность в понимании понятия «фация» несомненно заложена самим А. Грессли, но это ничуть не снижает значимость оставленного им гениального наследия, поскольку (как мы увидим ниже) эта «двойственность» предопределяется как логикой, так и этапностью фациальных реконструкций, при соблюдении которых разночтения в толковании этого понятия неизбежно исчезают. М. С. Дюфур [107, с. 24] справедливо отмечает, что «главную причину наблюдаемых ныне несоответствий в употреблении термина «фация» следует искать не в двойственности или противоречивости воззрений А. Грессли, а скорее в неточном или неверном использовании их последующими исследователями». Прежде чем разбираться в различных толкованиях понятия «фация», которые можно зафиксировать в современной геологической литературе, необходимо уяснить, что следует понимать под термином и под понятием «фация» с точки зрения логики.

Термины можно формировать двумя способами [124]: логически, что дает возможность из данного термина образовать новый термин или новое высказывание, и ситуационно, т. е., в частности, путем словесного описания предмета исследования, которое во многом определяется способностью исследователя и случайным стечением обстоятельств. Последний способ ничем не хуже логического, и он имеет полное право на существование. В частности, большинство геологических терминов введено в науку именно таким путем, и тем не менее они играли и продолжают играть важную роль в процессе геологического познания.

Хорошо известно, что существует много вариантов того, как формировать и что понимать под «понятием» [68]. Для ситуации, которая сложилась в фациальном анализе с учетом всей истории становления и развития учения о фациях, наиболее подходит определение «понятия», приведенное А. А. Зиновьевым [124, с. 59]: «Термин, значение которого устанавливается посредством определения (который вводится, создается определением), будем называть понятием». Термин же «фация» введен А. Грессли ситуационным способом, т. е. путем словесного (преимущественно наглядного) описания, допускавшего разночтение уже в началь-

пую, допонятийную стадию. Поэтому, как будет ясно из дальнейшего изложения, понятие «фа́ция» нельзя в настоящее время определить так, чтобы этому определению однозначно соответствовали 2 различных, распространенных сейчас толкования этого понятия и соответствующего ему термина. Можно заключить, что если и имеет смысл говорить о «фа́ции» как о понятии, то только как о понятии полисемичном.

В современной геологии продолжают доминировать 2 тенденции в интерпретации понятия «фа́ция». Согласно первой, фа́ция — это комплекс характерных особенностей отложений, отображающих конкретную обстановку осадконакопления (М. А. Усов, Г. И. Теодорович, В. Е. Хаин, Р. Мур, Н. С. Шатский, Г. Ф. Крашенинников, Л. Б. Рухин, Е. В. Шандер и другие). Согласно второй, фа́ция — это комплекс характерных особенностей условий (обстановок) осадконакопления, отображенных в конкретных отложениях (Д. В. Наливкин, Н. Б. Вассоевич, Н. М. Страхов, Б. П. Марковский, Ю. А. Жемчужников, В. И. Попов, Н. В. Логвиненко, М. Г. Бергер и другие). В чем различие этих подходов — хорошо видно из самих определений. Палицо, как нам кажется, ситуация, напоминающая спор двух философов о том, какой из двух концов лежащей перед ними палки является ее началом, а какой концом.

С одной стороны, фа́ция, как справедливо заметил Ю. А. Жемчужников [109, с. 56], — «это не пласт и не порода, которые можно пощупать и взять в руки, а некоторое представление», т. е. наша модель, которая в зависимости от нашего же определения может трактоваться либо как «модификации» (А. Грессли) осадочной толщи, отображающие вполне определенные условия осадконакопления, либо как обстановки накопления осадков, закрепленные в фиксируемых на разрезе «модификациях». С другой стороны, как только по заданному списку свойств в разрезе (или на площади) выделяется некая часть, которую мы называем «фа́цией», то уже эта фа́ция является не «представлением», а реальным осязаемым объектом, которая, однако, вновь оказывается «представлением», как только мы перенесем ее в пространство обстановок осадконакопления.

Многозначность трактовки понятия «фа́ция» является не бедой геологии (и тем более не виной тому классический труд А. Грессли), а методологической ошибкой некоторых геологов, которые пытаются «уяснить» или «уточнить» однозначный смысл понятия, исторически сложившегося как понятие полисемичное. И уж тем более безнадежны попытки формулирования общего определения фа́ции, общего не только для бесчисленного разнообразия целей исследования, но и для разных разделов геологии, изучающих объекты самой различной природы, к чему призывают М. Г. Бергер [26] и Ю. А. Косыгин [151].

Следовательно, схоластичность споров в данном случае состоит в том, что не определив, что в рамках конкретной геологической

задачи понимается под «фацией», т. е. не закрепив за этим понятием фиксированный смысл, спорят по существу о значении термина, призванного обозначать понятие «фация». Но при такой ситуации термин «фация» определяется автономно, т. е. обозначает лишь самого себя; и обсуждение неизбежно переходит из сферы естествознания в сферу лингвистики [2]. Поэтому-то и не могут помочь делу ни обращение к первоисточнику (А. Грессли) — принцип научного приоритета, к чему призывают Г. Ф. Крашенинников [157, 158] и М. С. Дюфур [107], ни попытки формального уточнения понятия [71].

Таким образом, приходится заключить, что разногласия по поводу трактовки понятия «фация» при сложившейся ситуации не могут быть разрешены изнутри (в рамках самого учения о фациях). Если бы мы стояли у истоков фациального анализа, то проблема решалась бы просто, как она и решается в таких случаях в других областях знания, т. е. путем разумного соглашения. Действительно, в пределах первой концепции, утверждающей, что «фация — это отложения...», достаточно было бы ввести одно понятие и соответствующий ему термин «литофация», в рамках второй, утверждающей, что «фация — это условия...», достаточно было бы термина «фация».

Иными словами, проблема решалась бы, как говорят логики, «по дефиниции», т. е. по определению. В принципе возможность такого решения остается и в наше время, но, к сожалению, только «в принципе», поскольку более чем столетний опыт уяснения однозначного смысла понятия «фация» оказался безуспешным. Кстати, иначе и быть не могло, так как любое понятие становится конструктивным и в этом смысле однозначным только в том случае, когда за ним стоит конкретная операциональная схема, дающая возможность единообразно выделять объект исследования, или когда введенное в науку новое понятие используется в рамках строгой теории, не позволяющей подменять «объективные выводы субъективными мнениями» [71]. Фациальный анализ этим требованиям не удовлетворяет. Очевидно, по этой причине не привилось разумное предложение Н. Б. Вассоевича [37] о введении термина «сигнация», обозначающего совокупность генетических признаков породы, определенную исследователем для решения данной задачи, в противовес «фации» как обстановки образования изучаемого объекта. Такая же участь, по всей вероятности, ожидает и предложения, недавно высказанные К. С. Масловым [186].

Подчеркнем, однако, что «сигнация» не должна противопоставляться, как того хотел Н. Б. Вассоевич [37], фации в любом ее понимании, так как по выделенному на объекте набору так называемых генетических признаков («сигнации») мы имеем возможность лишь расчленить объект на однородные (в смысле данной системы признаков) части и уж затем либо каждую из частей, либо их объединение перенести в пространство обстановок осадко-

накопления. Становится понятным, что основная принципиальная сложность фациальных построений, если не иметь в виду «содержательные» споры о сущности понятия «фация», заключается в разработке критериев установления соответствия между признаками объекта и характеристиками среды, в которую данный объект отображается. При такой постановке фациальные реконструкции являются обратной задачей литологии в терминологии М. Г. Сербуленко [269], которая, как хорошо известно, решается неоднозначно.

Таким образом, на сегодняшний день (хотим мы того или не хотим) «фация» является термином достаточно высокого уровня общности, а отвечающее ему понятие — полисемичным, поскольку оно соотносится с объектами разных классов (обстановка, или среда, формирования осадков, с одной стороны, и сами осадки — с другой). Следует все же отметить, что употребление такого рода термина безусловно в каждом конкретном случае должно контролироваться как спецификой объектов изучения и степенью детальности рассмотрения этих объектов, так и целью исследования. При таком подходе становится правомочным употребление понятия «фация» в любом из двух приписываемых ему смыслов.

Этапность фациальных реконструкций. С учётом исторически сложившейся иерархии задач, решаемых фациальным анализом, можно наметить вполне определенную этапность фациальных реконструкций [246]. Действительно, фациальный анализ является основой для палеогеографических построений, своеобразным «естественным» введением в палеогеографию [199]. При этом считается, что его основная цель — восстановить обстановки осадконакопления. Если учение о фациях рассматривать только в этом смысле, то реконструкцией физико-географических обстановок прошлого, т. е. выделением комплекса морских и континентальных фаций, процедура фациального анализа заканчивается.

На выделенных таким путем фациях как объектах самостоятельного исследования в дальнейшем можно формулировать литологические, а точнее, седиментологические задачи, которые должны быть нацелены на восстановление уже условий (или механизмов) осадконакопления. Хорошо известно, что один и тот же механизм процесса может быть изоморфен, вообще говоря, множеству обстановок осадконакопления [237, 239, 453].

Поэтому реконструкцию обстановок осадконакопления можно рассматривать как первый этап фациального анализа, реализующий выделение объектов для целей палеогеографии. В этом случае фации являются объектами самостоятельного исследования, а реконструируемые обстановки выступают «как представление, являющееся логическим итогом фациального анализа» [328, с. 22]. Фациям (по определению А. Грессли), интерпретируемым как «модификации» осадочной толщи, должен отвечать

только первый — палеогеографический — этап фациального анализа. Этому же этапу соответствует и определение «фации» как комплекса характерных особенностей отложений, практически повторяющее по смыслу определение А. Грессли, которое также может употребляться только при выделении обстановок осадконакопления.

Вторым (и заключительным) этапом фациальных построений является моделирование процессов осадконакопления — седиментологический этап. При этом уже обстановки осадконакопления рассматриваются как объекты самостоятельного исследования, ибо на каждой конкретной обстановке или на множестве обстановок задается определенный механизм седиментации. Становится понятным, что, реализуя седиментологический этап фациального анализа, «фацию» следует понимать как конкретную среду (обстановку) осадконакопления.

Создается впечатление, что отмеченная выше двойственная трактовка понятия «фация» явилась, в частности, результатом того, что этапность фациальных исследований не фиксировалась, а фациальный анализ понимался либо как чисто палеогеографическая процедура, либо как чисто седиментологическое исследование. При этом вытекающие из таких представлений толкования фации противопоставлялись друг другу. Действительно, достаточно сравнить 3 высказывания по поводу сущности и задач фациального анализа, чтобы убедиться в очевидности сделанного нами предположения.

1. *«Фация — это реальное геологическое тело, часть определенного горизонта или слоя. Но выделяются эти фации с целью восстановления условий образования осадков. Само их выделение является лишь методическим приемом фациального анализа, материальным объектом которого служат конкретные фации, а целью — восстановление элементов физико-географической среды и их исторической эволюции. Это и превращает понятие «фация» в категорию палеогеографическую»* (курсив наш. — С. Р.) [328, с. 20].

2. *«Только когда мы переходим от признаков породы, путем абстракции, к отдельным явлениям природы, а главное, когда мы переходим уже... к воссозданию процессов седиментации, только тогда мы получаем право говорить о фациях»* (курсив наш. — С. Р.) [37, с. 26].

3. *«Фациальный анализ заключается в восстановлении фациальных условий на основании изучения соответствующих фациальных особенностей горных пород и в выяснении характера распределения этих условий в пространстве и во времени»* [107, с. 32].

Рассмотрим далее некоторые вопросы, связанные с процедурой выделения фаций. При этом следует подчеркнуть, что независимо от этапности фациальных исследований, т. е. независимо от цели, с которой фациальные реконструкции реализуются на конкретных

объектах, фации всегда выделяются по комплексу изначально определенных признаков («сигнации», по Н. Б. Вассоевичу). Причем все без исключения признаки, включаемые в реализуемую процедуру, являются фациальными и в этом же смысле генетическими.

Сущность же принятых в рассмотрение признаков может быть оценена только в рамках фиксированной цели фациального анализа (палеогеографический или седиментологический этапы) с учетом требуемой детальности и геологической специфики объектов исследования. Поэтому когда некоторые геологи пытаются утверждать [94, 308], что фации должны выделяться без учета так называемых генетических признаков, то они выдают «желаемое за действительное», поскольку установить однозначное соответствие между выделенным геологическим телом и соответствующей ему обстановкой осадконакопления без генетических (в широком смысле) критериев невозможно.

Следовательно, можно заключить, что основное предназначение фациального анализа для целей палеогеографии, если его сформулировать в несколько иных терминах, состоит в своеобразном членении геологического пространства на однородные в принятой системе признаков участки (фации) и выработке правил, с помощью которых каждой из выделяемых таким путем фаций можно поставить в соответствие вполне определенную обстановку осадконакопления.

Поэтому фации, выделяемые для целей палеогеографических реконструкций, отражают лишь различия в каком-то смысле одной группы отложений от другой либо различия в пределах одной группы, если изучаются образования единого бассейна седиментации, и не несут никакой информации относительно механизма осадконакопления.

С другой стороны, условия осадконакопления, которые для конкретного типа отложений моделируются с точностью до механизма процесса (например, флишевая седиментация), необязательно, как уже отмечалось, являются однозначным индикатором определенной обстановки формирования осадков. Поэтому, в частности, и предлагается реконструкцию обстановок накопления осадков рассматривать лишь как промежуточную цель фациального анализа, его начальный (палеогеографический) этап. Заключительным же этапом фациальных исследований, реализующим конечную цель в седиментологическом смысле, предлагается считать моделирование условий (механизма процесса) осадконакопления по семейству признаков, общих для всего комплекса объектов, выявленных на первом этапе и объединяемых с помощью какого-либо критерия общности.

Например, на первом этапе фациального анализа угленосной формации устанавливается [129], что она может образоваться в прибрежно-морской (лагунной) обстановке, в обстановке остаточных (реликтовых) озер, в дельтовой обстановке углеобразова-

ния и т. д. Однако для понимания механизма угленакопления знания обстановок формирования угленосной формации недостаточно. Необходимо выявить те характеристики отложений, которые свойственны угленосной формации вне зависимости от конкретной обстановки ее образования. Такими характеристиками могут быть цикличность разных порядков, свойственная всем без исключения угленосным формациям, количественные закономерности изменения мощностей угольных пластов в пределах выявленных циклов разных порядков, характер изменения гранулометрического профиля в пределах цикла и ряд других не менее важных признаков. Все они могут служить основой для разработки модели, воссоздающей уже условия (механизм) угленакопления, инвариантный конкретной палеогеографической обстановке.

Те же рассуждения можно провести и применительно к флишевой формации. Единственное отличие состоит в том, что палеогеография флиша в значительной степени проблематична. Однако и в отношении флиша геологи склонны признать разнообразие обстановок его формирования — от прибрежных зон мелкого моря до континентальных условий (?) и от глубоководных океанических желобов до континентального склона океанического дна.

Тем не менее такая разнообразная трактовка палеогеографии флиша не исключает общность механизма его формирования, которая также может быть выявлена на седиментологическом этапе фациального анализа флишевых толщ, поскольку и в разрезах флиша обнаруживаются признаки, общие не только у различных литологических разностей собственно флиша (песчаный, аргиллитовый, карбонатный флиш и т. п.), но и у разных модификаций флишеподобных образований (дикий или грубый флиш, субфлиш, флишоиды и т. д.). Этими признаками являются четкая ритмичность, асимметричное строение цикла, включающего лишь трансгрессивную составляющую, наличие отсортированной слоистости (*graded bedding*) в песчаном элементе флишевого цикла и ряд других признаков, детальнейшим образом изученных геологами, специализирующимися по исследованию флиша. Все эти признаки прямо или косвенно должны учитываться на седиментологическом этапе фациального анализа флишевой формации, когда на их основе создается модель флишевого седиментогенеза [250].

Такого рода этапность реализуется при исследовании любых осадочных образований, фиксируя тем самым и отмеченную выше этапность фациальных построений, без учета которой употребление термина «фация» становится действительно беспредметным.

Фациальный анализ как генетическая процедура. В заключение вводной части отметим следующее важное, на наш взгляд, обстоятельство. Если принять интерпретацию основных задач

фациального анализа в том смысле, как это сделано в данной работе, то следует признать, что фациальные реконструкции — процедура в конечном счете генетическая. Действительно, если толковать генезис геологического объекта как восстановление процессов, приведших к его формированию, включая реконструкцию и среды (обстановок) протекания этих процессов, то значит, генетические построения реализуются на базе фациального анализа. Причем на первом (палеогеографическом) его этапе восстанавливаются обстановки формирования объекта, а на заключительном (седиментологическом) этапе — моделируется механизм процесса образования исследуемого объекта.

В последнее же время появились высказывания [70] против развития теоретической геологии на генетической основе. Главные аргументы этих высказываний следующие: а) использование генетических представлений приводит к ошибкам при прогнозных построениях; б) все современные генетические концепции описательны и излагаются на «разговорном» языке, что неизбежно приводит к путанице и неоднозначности понимания; в) генетические представления всегда дискуссионны.

Против такого рода доводов трудно что-либо возразить, поскольку действительно генетические построения зачастую приводят к ошибкам, выражены они «человеческим разговорным» языком и уж, конечно, дискуссионны. Получается странная ситуация, когда требуют запрета автомобильного транспорта на том основании, что машины отравляют атмосферу, зачастую выглядят неэстетично, да к тому же иногда и наезжают на пешеходов. Однако пока у автомобиля не появится серьезного конкурента, лишенного названных недостатков, причем доказавшего это на деле, разговоры на подобную тему выглядят малоубедительными.

Ясно одно — такие проблемы не решаются вообще (с общих позиций), их аргументация должна опираться на конкретные, положительные прецеденты агенетических концепций, которые бы решали те же проблемы лучше, чем концепции генетические.

Но и это еще не означает необходимости отказа от генетических построений. Познание генезиса — исторически сложившаяся и исторически же оправданная фундаментальная цель геологической науки, которую не могут закрыть никакие агенетические построения, какими бы удачными они ни были при решении частных вопросов. Помимо этого, существует масса задач (и таких задач подавляющее большинство), которые на агенетической основе не могут быть решены в принципе. К ним прежде всего относятся все задачи, связанные с изучением геологических процессов — их механизма и эволюции в ходе геологической истории. Эти же задачи, по мнению наших ведущих геологов Н. М. Страхова, А. Л. Яншина, А. В. Пейве, Н. Б. Вассоевича и других, составляют содержательную основу геологической науки, на базе

которой сформировалась и совершенствуется теоретическая геология.

Вопрос этот важен прежде всего для тех геологов, которые работают в сфере «применения математических методов и ЭВМ в геологических исследованиях», поскольку, как отмечают авторы, «...в работах, связанных с конкретным применением математических методов и ЭВМ, практикуется агенетический подход, когда при постановке и решении задачи не обращаются к рассуждениям о происхождении объектов (хотя иногда и дают своим окончательным результатам генетическую интерпретацию)» [70, с. 3]. Что же это за задачи, при постановке и решении которых не требуется обращаться к предпосылкам, связанным с условиями протекания процесса, приведшего к формированию исследуемого объекта?

Таковыми задачами могут быть только формальные преобразования исходной информации, не имеющие, вообще говоря, никакого отношения к содержательной постановке геологических задач. Здесь можно говорить только о корректном использовании методов решения и о соответствии этих методов исходной числовой информации, но не о корректном решении самих геологических задач. К такого рода формальным процедурам относятся все методы математической статистики (оценки средних, дисперсий, корреляционный и регрессионный анализы и т. п.), процедуры сравнения составов пород по выработанным заранее критериям и т. п.

Решение таких задач действительно не требует обращения к «рассуждениям о происхождении объектов», но их нельзя считать геологическими задачами, это лишь вспомогательные вычислительные процедуры, позволяющие либо сворачивать исходную информацию, представляя ее в новой, более компактной форме, либо получать устойчивые эмпирические зависимости между исследуемыми характеристиками объекта.

Когда же геолог решает геологическую задачу, тем более задачу из сферы фациальных реконструкций, то обращение к генетическим предпосылкам неизбежно, поскольку они дают возможность уяснить условия (характер) протекания процесса и при получении результата решения проинтерпретировать его в рамках выбранных предпосылок. При этом полученные эмпирические зависимости на предварительной стадии решения задачи (при статистической обработке исходного материала) могут играть решающую роль при выборе исходных характеристик моделируемого процесса, позволяя из необозримого моря признаков выбрать те, которые непосредственно связаны с изучаемым процессом.

Еще одним важным аргументом Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова (ибо, кроме них, нам неизвестны другие сторонники агенетического направления) против генетических построений является то обстоятельство, что большей частью приходится иметь дело

с объектами, генезис которых «в принципе может быть теоретически установлен, но в принципе же не может быть экспериментально проверен» [70, с. 5]. А это считается якобы противоречащим «объективности научных исследований». Однако, как нам представляется, объективность исследований допускает не только буквальное понимание «экспериментальной проверки». Основным критерием любого естественнонаучного исследования, в том числе и геологического, является принцип эмпирической проверяемости полученных результатов. При этом эмпирическая проверяемость включает в себя проверяемость по принципу непротиворечивости в том смысле, что получаемые в результате теоретических исследований (в том числе и генетического характера) выводы должны не противоречить эмпирическому материалу. Такой путь познания прошлого (стратегия проверки гипотез), как уже отмечалось в первом разделе (Введение), является основным, по которому идут (и в принципе должны идти) теоретические изыскания в геологии.

ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ГЛАВА I

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

ЛИТОЛОГИЯ И ЛИТОГЕНЕЗ

В последние десятилетия учение об осадочных породах рослось в чрезвычайно разветвленную сеть взаимосвязанных геологических дисциплин: это и литохимия, и петрография осадочных пород, и фациальный, и стадиальный, и формационный анализы, и литостратиграфия, и, наконец, седиментология. У всех этих наук объектом исследования являются горные породы осадочного происхождения, а различаются они детальностью (уровнем) рассмотрения этих объектов, методами исследования и целевыми функциями конечных результатов.

Скорее по традиции, чем исходя из существа дела, эти дисциплины рассматриваются как разделы (части) литологии или учения о «каменных породах» [189, 258]. Исключение делается лишь в отношении седиментологии, которую либо просто считают синонимом литологии, как это приято, например, в США, либо ограничивают седиментологию современными осадками, что вообще заставляет исключить ее из цикла геологических дисциплин.

Цель данной главы — проанализировать структуру и функции седиментологии и показать, что седиментология не может рассматриваться в качестве синонима всех дисциплин литологического цикла, а является самостоятельной наукой, с позиций которой могут с успехом решаться не только многие задачи традиционно литологической проблематики, но и ряд задач, выходящих за рамки литологии. При этом мы отдаем себе отчет в том, что конструирование терминов, даже обозначающих целую научную дисциплину, в значительной мере произвольно, а потому цель, которую мы перед собой поставили, легче достигается не апелляцией к этимологии этих терминов, а анализом конкретных задач, которые решаются в данных науках вне зависимости от того, какой смысл видит тот или иной исследователь в толковании терминов «литология» и «седиментология».

В некоторой мере последовательное расширение смысловой нагрузки, которое вкладывается ныне в определение литологии,

вызвано объективными причинами — бурным развитием этой науки за последние несколько десятков лет и вовлечением в ее сферу все более широкого круга геологических задач.

Литология. Первые научные результаты в области изучения осадочных пород были получены еще в XVIII в. (исследования Р. А. Реомюра по минералогии речных песков Франции). Первая половина XIX в. ознаменована выдающимися работами Ч. Лайеля, А. Грессли, Д. И. Соколова и других исследователей, в которых впервые не только сформулирован принцип актуализма и заложены основы учения о фациях, но и сделана первая серьезная попытка интерпретации условий формирования конкретных групп осадочных пород, главным образом терригенных и карбонатных. С середины XIX в. существенно меняется методика литологических исследований: появляется поляризационный микроскоп и разрабатываются первые методы гранулометрического анализа. Это дало возможность построить первые палеогеографические карты, что существенно повлияло на развитие ряда революционных для того времени идей, например идеи Д. Крейхгауэра об изменении в течение геологического времени оси вращения Земли [258].

Вторая половина XIX в. знаменита прежде всего привлечением для реконструкции условий осадконакопления геологического прошлого конкретных материалов по современному морскому осадкообразованию, которые удалось добыть в результате первой целенаправленной экспедиции на «Гломаре Челленджере». Существенное влияние на развитие литологии оказало введенное Дж. Холлом и развитое Д. Дэна учение о геосинклиналях, которые характеризуются не только специфичностью тектонического режима, но и определенными особенностями осадконакопления. Примерно в это же время высказываются и выдающиеся по общности идеи, которые не потеряли своей научной ценности и по сей день. Это обобщающий фациальный закон Н. А. Головкинского, получивший привычную для нас формулировку в работах И. Вальтера, и основополагающие идеи формационного анализа М. Бертрана.

С начала XX в. существенное развитие получает петрографическое направление в изучении осадочных пород, главным образом благодаря усилиям французского геолога Л. Кайе. Интенсивно развивается сравнительно-литологическое направление, представляющее собой практический инструмент по преломлению актуалистических идей на осадочные образования геологического прошлого. Здесь прежде всего следует отметить работы А. Д. Архангельского, Я. В. Самойлова и других ученых. Получают дальнейшее развитие методы изучения современных осадков (К. Андре) и общие концепции седиментогенеза (Д. Баррел, У. Х. Твенгофел). Закладываются основы современной литохимии (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман), выстраиваются в стройную систему курсы «Петрография осадочных пород» (А. И. Заварицкий,

М. С. Швецов) и начинаются серьезные исследования по генезису отдельных типов пород, и прежде всего бокситов и фосфоритов (А. Д. Архангельский, А. В. Казаков, С. Ф. Малявкин, Н. М. Страхов).

С этого времени, т. е. с конца 30-х годов, начинается современный этап развития литологической науки, на котором мы и закончим этот беглый исторический обзор, предпринятый лишь с одной целью — показать, что служило источником постоянного видоизменения смысловой нагрузки, вкладываемой в термин «литология».

Действительно, в первоначальном смысле термин «литология» («наука о каменных породах»), как отмечает Л. Б. Рухин [258], употреблялся учеными еще в начале XIX в. и в такой трактовке сохранил свое значение вплоть до начала XX столетия, когда в него стали вкладывать иное содержание: литология — это прежде всего петрография осадочных пород. В таком понимании термин «литология» трактуется в настоящее время Г. И. Теодоровичем [296], что в значительной мере можно считать данью традиции, чем отражением существа дела, поскольку современная литология характерна не только углубленным изучением вещества осадочных пород, но и разработкой по возможности строгих концепций их генезиса с широким привлечением данных из смежных наук точного цикла (физической химии, термодинамики, гидродинамики и, наконец, методов математического анализа) и использованием всех доступных сведений геологического характера. Отсюда и историко-геологический контекст, который появляется в определениях литологии; последние можно найти в трудах А. Н. Заварицкого, С. Ф. Малявкина, А. Н. Гейслера, Ю. А. Жемчужникова, Н. М. Страхова и других геологов. Ю. А. Жемчужников, к примеру, считал, что литология — это наука о закономерных связях и отношениях во времени различных осадочных пород. Примерно в том же смысле трактует литологию и Л. Б. Рухин [258, с. 14]: «Литологию следует определять как геологическую науку, изучающую осадочные породы и их сочетания вместе с приуроченными к ним полезными ископаемыми, как взаимосвязанные закономерно развивающиеся геологические образования».

В некоторых определениях предлагается заменить традиционно изучаемый литологией объект — осадочные породы — иным объектом — осадочными формациями и впредь считать литологию наукой об осадочных формациях. Такое предложение, правда не получившее поддержки, было высказано В. И. Поповым [258].

Как видим, в современном понимании литология стала чуть ли не собирательным термином, который обнимает весь спектр задач, связанных с изучением осадочных пород. Получается, что литология постепенно превратилась в некую синтетическую «науку об осадочных породах», включающую в себя в виде самостоятельных разделов вполне сформировавшиеся научные дисциплины —

литохимию, петрографию осадочных пород, фациальный и формационный анализы, стадийный анализ и, наконец, седиментологию.

Можно, конечно, и не выделять в составе литологии эти самостоятельные научные направления, а определить ее как науку о составе (литохимия и петрография осадочных пород), структурах, текстурах и генезисе горных пород, включая и руды (седиментология). Тогда в этой науке четко просматриваются следующие 3 научных раздела [289, 291]: 1) методы полевого и лабораторного исследования вещества осадочных пород; 2) учение об отдельных петрографических типах осадочных пород, включая условия их образования; 3) общая литология, включающая в качестве основной своей задачи разработку общей теории литогенеза, т. е. освещение общего хода и закономерностей осадочного процесса вообще: «Теория литогенеза становится ... синтезом всех знаний, касающихся осадочного породообразования» [291, с. 5].

Литогенез. Остановимся на основной задаче общей литологии более подробно. Для этого прежде всего надо уяснить, что в настоящее время понимается под литогенезом или стратолитогенезом в терминологии Н. Б. Вассоевича [43]. Термин «литогенез», по всей вероятности, предложен И. Вальтером [569], который трактовал его как реконструкцию условий образования древних горных пород на основе изучения хода современных геологических процессов, т. е. путем использования метода актуализма. Иными словами, в понимании И. Вальтера литогенез означал не определенный этап породообразования, а скорее методику (или, точнее, методологию) познания их генезиса. Такая трактовка литогенеза сохранила лишь исторический интерес, и в настоящее время под литогенезом принято понимать конкретный этап породообразования, состоящий из двух стадий [289] — седиментогенеза и диагенеза, заканчивающегося превращением осадков в горные породы, после чего следует этап эволюции вещества осадка — этап метagenеза. Другими словами, под литогенезом следует понимать всю совокупность геологических процессов, непосредственно связанных с образованием и последующим превращением осадков в породы.

Важно подчеркнуть, что геологические процессы должны познаваться не только посредством построения их феноменологических моделей (качественных или количественных — это не принципиально), основывающихся на анализе баланса вещества, но и путем разработок моделей, трактующих механизм их протекания. Последняя же задача может быть решена только в рамках седиментологии. Знания механизма процессов, распространенных в основном на стадии седиментогенеза, не только важны из теоретических соображений, как могущих внести существенный вклад в создание общей теории литогенеза, но и имеют огромное практическое значение, поскольку с их помощью удастся вскрыть и сущность процессов, ведущих к формированию пористости,

трещиноватости, которые, в свою очередь, являются важнейшими характеристиками при поисках грунтовых вод, нефти, газа, угля, каменной соли, железа и других полезных ископаемых.

Что же означает и как определяется общая теория литогенеза? Н. М. Страхов [291, с. 5] дает следующее определение, которое, кстати сказать, мы полностью разделяем: «Теория литогенеза — обобщающий раздел литологии, выясняющий общие закономерности осадко- и породообразования и дающий их истолкование». Эта теория, по мнению Н. М. Страхова [290], может быть построена только на сравнительно-литологической основе.

Общую теорию литогенеза в значительной части создал акад. Н. М. Страхов [288—291]. 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, характеризующийся температурой и влажностью, на основе которого Н. М. Страхов выделяет 3 типа литогенеза: ледовый, гумидный и аридный. Песколько особняком стоит вулканогенно-осадочный тип литогенеза, выделенный по другому основанию. 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 осадочного породообразования в геологической истории.

В нашу задачу не входит анализ теории литогенеза Н. М. Страхова. Однако следует отметить, что эта теория будет полной, если в сферу ее рассмотрения включить процессы осадконакопления, исследуемые с точностью до механизма процесса. Эту задачу можно решить только в том случае, если будет достаточно глубоко вскрыта физика процессов седиментогенеза и будут выделены их характерные типы, объединяемые общностью режимов (механизмов) процессов, генерирующих накопление осадочных толщ. Поэтому необходимы серьезное углубление седиментологического направления науки об осадочных породах, определение основных задач этого направления и разработка методов их решения. При этом основными источниками информации могут служить только данные о механизме процессов современного осадкообразования и лабораторные исследования по моделированию в лотках различных типов стратификаций, текстурных и структурных характеристик пород и т. д. Все это заставляет четко определить, что в настоящее время понимается под седиментологией и какого определения этой науки мы будем придерживаться в данной работе.

Седиментология. Сразу же 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, на котором мы уже останавливались, седиментологию вынуждены либо вовсе не принимать в расчет, считая, что в ее задачу входит изучение только современных осадков, либо считать ее просто синонимом литологии, что и делается в подавляющем большинстве случаев. Действительно, в последнем издании «Геологического словаря» [78, 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 детальнейшем исследовании отдельных генетических групп осадочных пород (терригенных, карбонатных, галогенных, кремнистых и т. д.), лишь в малой степени уделяется внимание раскрытию общего механизма осадочного породообразования. Достаточно раскрыть популярные у нас курсы по литологии (петрографии осадочных пород) Л. Б. Рухина [258], Г. И. Теодоровича [296], Н. В. Логвиненко [173] и других, 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 седиментации и режима движения среды.

Возвращаясь к определению «седиментологии», которое содержится в «Геологическом словаре», заметим, что оно не совсем точно отражает понимание этого термина не только в нашей стране, но и за рубежом. Действительно, ряд геологов [374, 492, 537], в основном американской и канадской школ, широко трактуют цели и задачи седиментологии, которые по существу смыкаются с таковыми для литологии в нашем понимании. Однако геологи французской [475, 479], английской [351, 353 и др.], голландской [470 и др.] и ряда других европейских школ трактуют седиментологию более узко, считая, что ее основная задача — реконструкция механизма процессов осадконакопления геологического прошлого. Кстати, такого понимания седиментологии придерживаются и многие американские геологи [462, 554 и др.].

Г. В. Мидлтон [492] помимо широкого толкования седиментологии допускает и определение этой науки в узком смысле, которое оставляет за ней право только исследования механизма процессов осадконакопления и познания общих законов седиментации: законов осаждения, переноса осадков, химического превращения в системах с разными соотношениями давления и температуры

и т. п. Р. Сивер [537] указывает, что в работах американских седиментологов прежде всего исследуется связь морфологических признаков отложений со средой их образования. При этом в качестве основных характеристик осадка рассматриваются косая слоистость и фракционный состав.

Любопытно, что если в СССР седиментология чаще всего рассматривается в качестве составного элемента литологии, то в США и особенно в Канаде она является составной частью стратиграфии [514]. Так, в Канаде только в 1966 г. седиментологию сочли возможным отделить от стратиграфии, закрепив это организационно путем включения седиментологии в название соответствующего подкомитета Национального консультативного комитета исследований [492].

Таким образом, даже в зарубежной литературе далеко не всегда седиментология рассматривается в качестве синонима науки об осадочных породах. Более того, становится очевидным, что в связи с успешным изучением современного морского осадкообразования как в условиях шельфа, так и за его пределами в связи с широким развитием лабораторных методов анализа процессов седиментогенеза и, наконец, в связи с интенсивным проникновением в геологические исследования методов точных наук (гидромеханики, физики и математики) повышается точность, а главное — надежность реконструкций процессов седиментогенеза геологического прошлого и седиментология встает на самостоятельный путь развития, являясь своеобразным перекидным мостиком между науками, изучающими современные процессы, и науками геологического цикла в традиционном понимании.

Седиментологией мы будем называть науку, занимающуюся реконструкцией механизма процессов седиментогенеза геологического прошлого. Материалами, являющимися основой такого рода реконструкций, могут быть как данные наблюдений за современными процессами осадкообразования, так и экспериментальные данные по моделированию в лотках различных морфологических и структурных характеристик пород. Знания о процессах седиментогенеза прошлого могут быть получены либо по схеме прямой экстраполяции, либо по схеме проверки гипотез (см. первый раздел Введения). Обе эти схемы можно рассматривать как практические реализации принципа актуализма в рамках более узкого, а потому и более конкретного сравнительно-литологического метода.

В пределах седиментологии в том смысле, как мы ее определили, можно выделить 2 взаимосвязанных раздела, которые исследуют процессы осадконакопления с несколько различных позиций: это физическая седиментология и литодинамика суши и моря.

Физическая седиментология рассматривает процессы осадконакопления как результат взаимодействия среды, характеризуемой вполне определенными физическими и механическими

признаками, с движущимися в этой среде телами — зернами, формирующими осадок. При этом 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, и фиксированы физические свойства частиц. Поэтому становится возможным решение широкого спектра 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 образованного осадка. Правда, решение последней задачи чаще всего оказывается неоднозначным, на чем мы подробно остановимся в последующих главах работы.

Таким образом, физическая седиментология рассматривает прежде всего физическую сторону процесса осадконакопления и по самой своей сути является важнейшим составным элементом седиментологии. Практически решение задач в рамках физической седиментологии должно сводиться к последовательной реализации следующей схемы:

- 1) формулировка задачи, т. е. указание заданных величин или эмпирических соотношений и тех, которые требуется оценить;
- 2) выбор физической модели, объясняющей механизм формирования интересующей исследователя морфологической характеристики осадка (например, рифельные структуры или отсортированная слоистость);
- 3) выбор начальных и граничных условий задачи, вытекающих из физической модели;
- 4) решение поставленной задачи в требуемом виде;
- 5) проверка согласия решения с фактическим материалом;
- 6) в случае неудовлетворительного согласия пересмотр исходной модели и введение новых начальных и граничных условий.

Таким образом, основные принципиальные трудности, которые могут возникнуть при реализации данной схемы, скрыты в первом пункте, поскольку задача должна быть поставлена так, чтобы результатом ее решения были величина или функция, описывающая поведение этой величины, которая бы имела однозначно интерпретируемый образ в пределах исследуемого объекта. Иными словами, найденная характеристика процесса осадконакопления должна однозначно отображаться в соответствующем морфологическом признаке объекта исследования. В противном случае говорят, что построенная модель не реализуется на природный объект, и как следствие этого она теряет познавательную ценность.

В рамках физической седиментологии можно аналитически оценить законы осаждения частиц различной гидравлической крупности и обладающих разными морфометрическими характеристиками; можно изучить связь текстурных и структурных характеристик осадка с особенностями циркуляции водных потоков,

характеризующихся как устойчивым во времени режимом движения, так и неустойчивым (так называемые эфемерные потоки); можно дать оценку глубин и основных гидродинамических характеристик бассейна седиментации по морфологии текстур осадка; для устойчивых во времени потоков (русла рек) можно с достаточной степенью надежности реконструировать их скоростные характеристики, пользуясь данными фракционного состава аллювиальных отложений, 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 бы вытекал из сформулированной модели. В противном случае помимо исходных загроблений явления на стадии разработки его физической модели неизбежно и искусственное загробление за счет неадекватного данной модели математического аппарата. Отметим, что некоторые из перечисленных здесь задач являются объектом пристального рассмотрения в последующих главах монографии. Часть из них решена автором, другие же заимствованы из литературных источников.

Своеобразной методологической основой постановки задач в терминах физической седиментологии является интуитивная уверенность геологов в том, что данные о процессах современного осадкообразования достаточны для реставрации по схеме прямой экстраполяции в прошлое механизмов осадконакопления, генерировавших все многообразие текстурных и структурных характеристик пород. Действительно, А. И. Животовская [115, с. 6], одна из инициаторов работ в области физической седиментологии, пишет: «Физические законы и факты, собранные геологией, убеждают нас в том, что физическое накопление геологических слоев безусловно познаваемо во всех своих основных, определяющих осадки факторах и сравнимо с существующим. Отсюда вытекает, что мы вправе исходить из того простого представления, что *если формы внутреннего структурно-текстурного строения слоя, формы самого слоя и зерна, его слагающие, подобны современным во всех основных своих качествах, то значит должны быть подобны и основные процессы их формирования*» (курсив мой. — С. Р.).

Мысль эта безусловно справедлива, ибо в противном случае стала бы принципиально невозможной постановка работ в области физической седиментологии. Требуется лишь одно уточнение, касающееся утверждения о «подобии во всех отношениях» современных процессов осадкообразования и процессов геологического прошлого, о котором мы судим по сходству морфологических, в частности текстурных, характеристик слоев. Речь, очевидно, должна идти только о подобии механизмов процессов, но ни в коем случае о подобии обстановок и условий их формирования. Во Введении мы уже указывали, что текстурные характеристики в общем случае конвергентны в отношении палеогеографических условий осадко- и слоенакопления. Кроме того, высказанное

А. И. Животовской утверждение относится к сингенетическим текстурам, поскольку при диагенезе пород изменяются в ряде случаев не только первичные текстурные характеристики слоев, но и их вещественный состав.

В заключение отметим, что положение дел в области седиментологии в мировой геологической науке находит четкое отражение в монографической литературе. Отдельные, зачастую разрозненные проблемы освещаются в монографиях по литологии [258, 512], морской геологии [140, 333 и др.], океанологии [123, 179, 180 и др.] и гидрологии [46, 82, 133, 134 и др.]. Большое число задач опубликовано в периодических изданиях. Работ же, непосредственно касающихся седиментологии, автору известно только 3: монография Р. Л. Аллена «Физические процессы седиментации» [353], изданная в США в 1970 г.; «Очерки по физической седиментологии» [209], опубликованные коллективом авторов (А. И. Животовская, А. И. Айнемер, И. А. Одесский, Э. Я. Яхнин) в 1964 г., и, наконец, сборник трудов VIII Международного седиментологического конгресса, который проходил в ФРГ (г. Гейдельберг) в 1971 г. [482]. На этом конгрессе впервые акцент был сделан на аналитические модели, описывающие механизм седиментогенеза с позиций точных количественных соотношений между характеристиками его физической структуры, т. е. на задачи физической седиментологии.

Если в монографии Дж. Аллена основное внимание уделено физике процессов седиментации, формирующих только терригенные обломочные отложения при эоловом, аллювиальном, делювиальном, пролювиальном, флювиогляциальном и других процессах седиментации, т. е. палеогеографическому аспекту седиментологических исследований, то «Очерки по физической седиментологии» выполнены на основе иного, с нашей точки зрения, значительно более интересного принципа. Основное внимание авторы уделили конкретным и разнообразным задачам, каждая из которых не только решается на материале генетически различных типов отложений, но и рассматривает физически различный механизм седиментогенеза. Жаль, что первая и во многом интересная работа энтузиастов седиментологии не получила пока дальнейшего развития, хотя ряд направлений, развиваемых в «Очерках», заслуживает пристального изучения.

В частности, нам представляется справедливой мысль, которую высказала в «Очерках...» А. И. Животовская [115, с. 3]: «Наука о реальных чертах осаждения, данные о которых уже в достаточной мере накоплены геологией, должна пробиваться сквозь толщу абстракций, по которой отложения в процессе движения «осредняются», «перемешиваются» (В. В. Белоусов) и представляют в конечном счете интегральную сумму — материал, подчиненный одному закону, — закону поднятий и прогибов...». И далее: «Нет осадков вообще, как нет «осредненных» осадков. Любое, пусть многократное их переотложение совершалось реально

существовавшими средами, и конечное отложение должно было происходить во вполне определенном бассейне (морском, речном, озерном, воздушном) и диктоваться процессом их развития, в котором роль тектоники не единственная». Для седиментологии, а тем более для физической седиментологии это положение является программным.

Действительно, создалась парадоксальная, на первый взгляд, ситуация, когда чисто тектоническая концепция седиментогенеза [22], 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 — амплитуде, скорости, знаку и частоте тектонических движений, по существу тщательно «скрывала» их механизм за этими понятиями, пытаясь объяснить все, на самом деле почти ничего не объясняла. И только когда седиментология стала развиваться в некотором роде независимо от господствовавших ранее сугубо тектонических концепций, появились первые успехи и первые по-настоящему серьезные результаты. Достаточно указать на работы по механизму формирования текстур [164], по анализу механизма становления фракционной структуры пород [277 и др.], по реконструкции динамических характеристик палеопотоков [209], по моделированию процессов формирования отдельных генетически важных признаков осадочных толщ [56 и др.] и ряд других исследований.

Заметим, кстати, что, говоря об «отрицательном» влиянии чисто тектонических воззрений в литологии на развитие седиментологических представлений, мы имели в виду прежде всего тот аспект тектонических концепций, который традиционно используется литологами для своеобразного «оправдания» своих построений. Эту же мысль удачно выразил Н. М. Страхов [289, с. 25]: «Касаясь влияния тектонических движений на литогенез, литологи, как правило, оказываются в плену у тектонистов и по существу лишь пересказывают созданные ими представления о типах движений земной коры, о том, как эти движения создают напластования пород и циклическое строение разрезов, как формируются мощности осадочных толщ; этим дело обычно и ограничивается».

Ясно, что такое положение дел не могло не сказаться на развитии литологических представлений, касающихся главным образом механизма геологических процессов, которые в рамках тектонических концепций описывались настолько общо, что терялась возможность говорить об их механизме. Тем более не было достаточно серьезных, содержательных оснований для разработки их

аналитических моделей. Мы имеем в виду прежде всего процессы терригенного седиментогенеза, но это в равной мере относится и к седиментогенезу вообще.

Пока еще нет обобщающих теорий седиментогенеза, хотя бы отдаленно напоминающих развитую Н. М. Страховым теорию типов литогенеза *, но коль скоро седиментология будет развиваться и далее по наметившемуся к настоящему времени руслу, они неизбежно появятся. Пока не ясно, что будет положено в основу этих теорий. Скорее всего, они будут строиться на основе типизации режимов (механизмов) осадконакопления, каждый из которых адекватен в общем случае несконечным палеогеографическим обстановкам. Не исключено, что в основу этой типизации будет положено понятие о «динамическом комплексе», которое ввел Н. М. Страхов еще в 1949 г. [291]. Только интерпретация этого понятия должна быть отличной от той, которую ему дал Н. М. Страхов.

Под динамическим комплексом следует понимать совокупность пород или толщ, характеризующихся общностью механизма их формирования. Классическим примером динамического комплекса является флиш. В него же должны войти все турбидиты нефлишевого типа. В данном случае в один «динамический комплекс» сгруппированы отложения, хотя и сформированные в разных палеогеографических обстановках, но объединяемые общностью механизма их образования, — мутьевые потоки различной эффективной плотности.

Литодинамика. Термин «литодинамика» предложил В. В. Лонгинов в 1954 г. [181]. В его понимании литодинамика трактуется как один из важнейших разделов физики земной коры, целью которого является изучение процессов разрушения горных пород и перемещения обломочного материала по поверхности литосферы. В такой интерпретации литодинамика причисляется к дисциплинам геофизического цикла. Однако одна из ее задач, связанная с изучением механизма перемещения и седиментации кластических частиц различными агентами (водой, воздухом, льдом, снегом и др.), непосредственно смыкается с седиментологической проблематикой. Поэтому литодинамику можно рассматривать в качестве важнейшего раздела седиментологии, изучающего все аспекты современного осадкообразования. Иными словами, литодинамика

* Здесь «седиментогенез», разумеется, не противопоставляется «литогенезу». Если мы говорим о создании теории седиментогенеза, то имеется в виду прежде всего теория терригенного седиментогенеза, причем разработанная до уровня механизма процессов, реализующихся в разных обстановках с различным гидродинамическим режимом. Поэтому если рассуждать «по принципу включения», то из того факта, что седиментогенез включается как самостоятельная стадия в литогенез и что для литогенеза уже разработана удовлетворяющая литологов с позиций знаний сегодняшнего дня теория Н. М. Страхова, еще не следует, что в эту теорию включается и теория седиментогенеза в нашем понимании.

является единственной содержательной базой, которая лежит в основе любых палеоседиментологических реконструкций. Развитие работ в области литодинамики суши и моря во многом будет способствовать развитию седиментологических исследований и литологии в целом.

В. В. Лонгинов и А. А. Аксенов [181, с. 753] замечают, что «изучение перемещения твердого вещества на поверхности литосферы является одной из важнейших задач проблемы литогенеза. Но, несмотря на справедливость этого положения, если литологи и берутся иногда за решение такой задачи, то решают ее весьма приближенно, качественно, и, как правило, полученные решения оказываются неудовлетворительными для использования и в самой литологии». Думается, однако, что обвинение это не по адресу. Действительно, для решения многих задач литологии требуются данные о протекании процессов разрушения материнских пород и транспортировке кластического материала в конечные водоемы стока в современную эпоху. Этими данными литология не располагает. Поэтому те сведения, которые используют литологи в своих целях, черпаются, как правило, в гидрологии, океанологии и в других смежных дисциплинах, изучающих в глобальном масштабе перемещение твердого вещества на поверхности литосферы. И если решения оказываются неудовлетворительными, то чаще всего это объясняется непредставительностью той исходной количественной информации, которая доставляется перечисленными смежными науками.

Важнейшим объектом исследования литодинамики является береговая зона открытых морей — этих своего рода фильтров, через которые проходит весь поступающий с суши депудированный материал. Береговую зону, или «прибойный перелом», известный американский седиментолог У. Тэшнер [554] образно назвал «ключом к палеогеографии». Это действительно так, ибо в береговой зоне происходит первая и самая интенсивная обработка поступившего в море обломочного материала и от нее в значительной мере зависит последующая уже геологическая его история: сохранит ли он облик континентальных осадков или захоронится уже как типично морское образование. Именно по этой причине изучение литодинамики прибрежных зон является важнейшей проблемой седиментологических исследований. В этом плане широко известны работы В. П. Зенковича [123], В. В. Лонгинова [179] и других ученых.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА НАУКИ ОБ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Определив все важнейшие тематические составляющие литологии, можно представить общую структурную схему их взаимодействия. Графически такая схема изображена на рис. 1. Смысл ее заключается в следующем. Наука об осадочных породах (литология) состоит из трех важнейших элементов, изучающих осадочную

оболочку на разных уровнях: геохимическом (литохимия), минералогическом с привлечением данных о структурах и текстурах пород (петрография) и порбдном (строение разрезов осадочных толщ). При этом каждый из них в принципе решает конечную задачу литологии — исследование вещества пород и условий их формирования, поскольку данные генетического характера могут

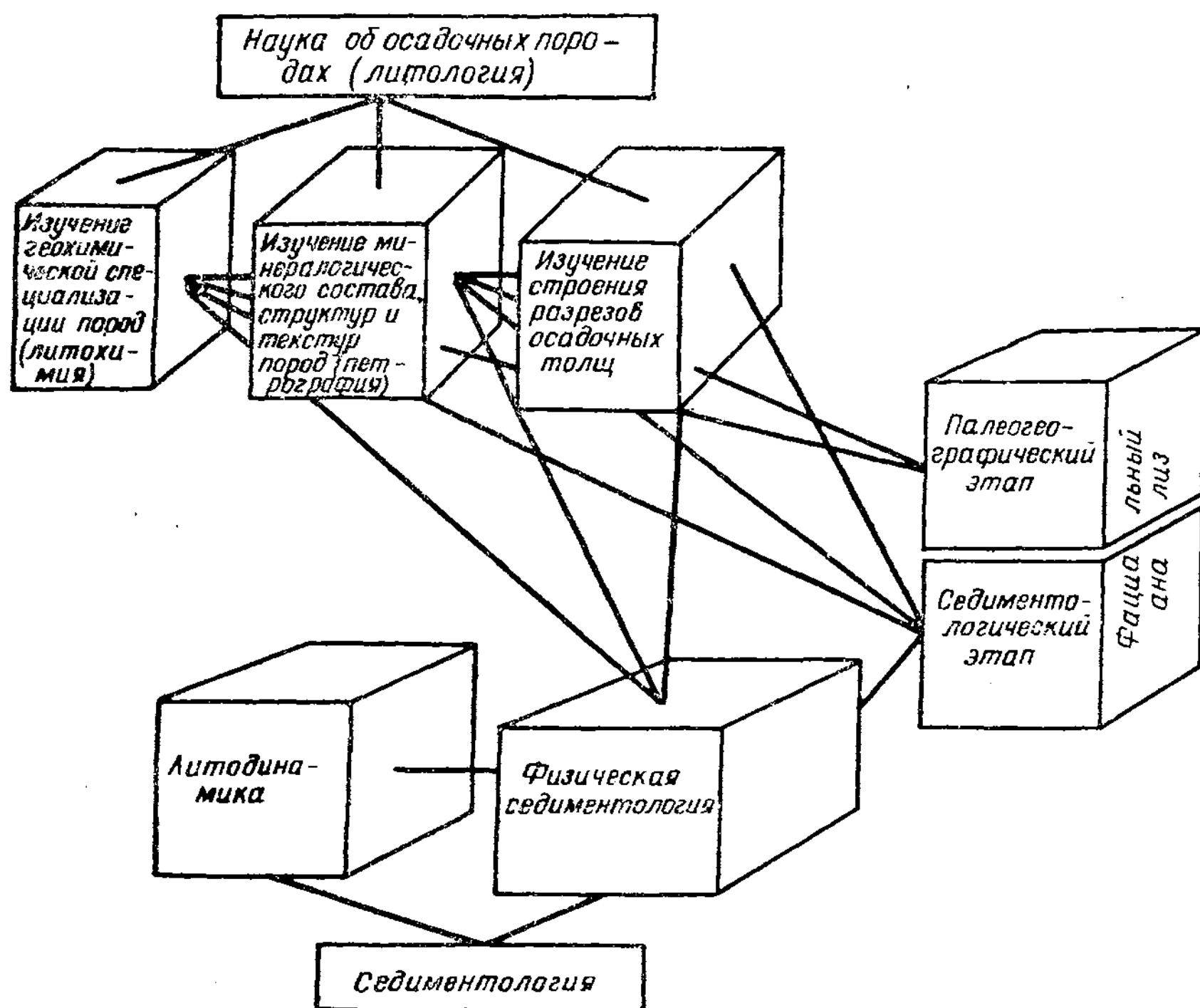


Рис. 1. Общая структура литологии.

быть получены на основе фацциальных реконструкций с точностью либо до обстановок осадконакопления (палеогеографический этап), либо до механизмов процессов седиментогенеза (седиментологический этап).

Седиментологический этап фацциального анализа реализуется и в том случае, когда исследуются современные процессы осадкообразования, строится модель, опирающаяся на физическую сторону исследуемого процесса, и следствия из модели переносятся на породы геологического прошлого. Такой путь доставляет конструктивное, а главное, контролируемое знание для тех объектов, которые имеют достоверных гомологов в современных условиях. Если же современные гомологи достоверно не известны (например, флиш) и исследуемые отложения представляют собой так называемые «вымершие фацции» [109], то седиментологический

этап фациального анализа реализуется на базе чисто гипотетических предпосылок о механизме процесса, доставляя нам лишь вероятностное знание. При этом реализуется стратегия проверки гипотез (см. Введение).

Процедура трансформации знания о механизме современных процессов седиментогенеза, которое может быть получено в рамках физической седиментологии, на породы прошлых геологических эпох в общем случае осуществляется с помощью сравнительно-литологического метода. Поэтому можно считать, что седиментологический подход в рамках этого метода является практической реализацией принципа актуализма при исследовании условий формирования горных пород как на базе их химического и минералогического состава, так и на основе данных о структурах, текстурах пород и типах стратификации осадочных толщ.

Н. М. Страхов [292, с. 62] совершенно справедливо отмечает, что «общие представления геологов о древнем литогенезе на каждой данной ступени развития литологии определялись в конце концов суммой знаний современного осадкообразования». И далее: «...именно сравнительно-литологический метод, усиленно культивировавшийся в русской геологии с 900-х годов, менявший свои формы и совершенствовавшийся, вывел научную мысль на правильный путь построения литогенетической теории и создал основы ее. Дальнейшее совершенствование теории невозможно без дальнейшей работы этим методом».

Вот почему 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. По этой же причине разработка седиментологических основ литологической науки дает возможность подойти к построению целостной концепции седиментогенеза, являющейся важнейшим составным элементом общей теории литогенеза, а также значительно расширит круг прикладных задач литологии, литостратиграфии и тектоники, решаемых на седиментологической основе.

Если любая из геологических задач сформулирована таким образом, что для ее решения либо требуется разработка генетической модели, трактующей механизм процесса, либо в ее основу положены предпосылки, имеющие седиментологический смысл, то будем говорить, что такие задачи решаются на седиментологической основе.

Задачи, отвечающие этим требованиям, могут быть выделены как в рамках самой седиментологии, в основном физической, так и в пределах литологии, стратиграфии и тектоники. Примерная типизация таких задач с учетом их возможного взаимодействия, когда результаты одной из них становятся исходными данными для решения другой, приведена на рис. 2. Разумеется,

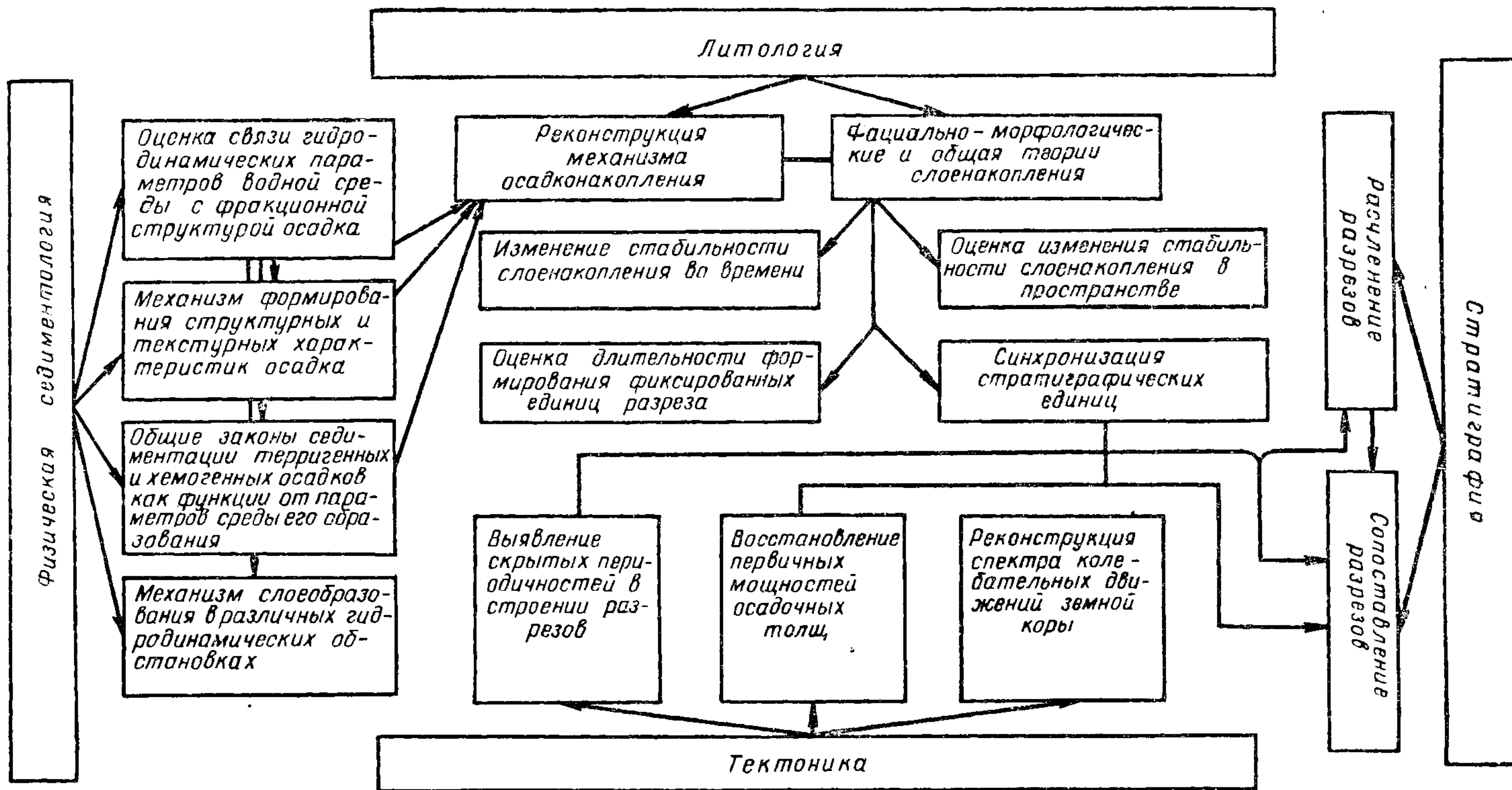


Рис. 2. Типизация геологических задач, решаемых на седиментологической основе.

такая типизация ни в коей мере не претендует на полноту, тем более она не носит характера классификации задач. Просто этой схемой мы хотели отразить те типовые задачи, которые в принципе можно решать на основе чисто седиментологического (в данном звучании модельного) подхода, и показать возможность их постановки даже в пределах таких наук, как стратиграфия и тектоника.

ГЛАВА II

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Каждая дисциплина естественнонаучного цикла в связи с определенной онтологической спецификой своих объектов обладает и специфическими средствами познания. В частности, для большинства геологических дисциплин, как хорошо известно, основной отличительной чертой познания является принципиальная невозможность экспериментальной проверки (в прямом смысле) теоретических положений. Это касается многих теоретических концепций тектоники, петрологии, учения о месторождениях полезных ископаемых и т. п. Касается это и некоторых теоретических построений науки об осадочных породах, главным образом тех из них, которые в ретроспективном аспекте трактуют генезис так называемых «вымерших фаций».

Отсутствие возможности постановки экспериментальных исследований объясняется прежде всего чрезвычайной длительностью (десятки и сотни миллионов лет) протекания большинства геологических процессов и как следствие этого отсутствием их достоверных гомологов в современных условиях. Именно по этой причине основным средством познания прошлого для геологии является путь последовательного приближения гипотетических схем, который реализуется в рамках общей стратегии проверки гипотез, подробно описанной нами ранее [93].

У седиментологии, по крайней мере у той ее части, которая изучает терригенный седиментогенез, есть в этом отношении определенное преимущество. Смысл его сводится к следующему. Процессы осадконакопления как в прошлые геологические эпохи, так и в настоящее время реализуются в двух средах — водной и воздушной, причем основным физическим регулятором их механизма является гравитационное поле Земли, которое в сочетании с динамическими характеристиками среды (скорость, энергия и т. п.) не только определяет все нюансы внутренней структуры процессов, но и фиксируется в реализациях процессов осадконакопления в виде текстурных характеристик, различных типов слоистости и т. д. Несмотря на то что гравитационная постоянная

(ускорение свободного падения) с течением геологической истории менялась (правда, в каком направлении, еще окончательно не решено), эти изменения могли сказаться лишь на количественном соотношении основных движущих процесс факторов, но не изменяли его внутреннего механизма. Например, мог изменяться угол наклона косых слоев в косослоистых сериях [278], но механизм формирования косой слоистости оставался неизменным. Могло смещаться положение дефицита на границе песчаной и алевритовой совокупности частиц [277], но механизм терригенного седиментогенеза, приводивший к оформлению фракционного состава пород, также с течением геологического времени не менялся.

Таким образом, при реставрации процессов седиментогенеза геологического прошлого геолог имеет возможность использовать всю совокупность сведений, получаемых при исследованиях процессов современного осадкообразования, в изобилии добываемых океанологами, гидрологами и морскими геологами. Кроме того, отмеченные выше механические особенности процессов осадко-накопления позволяют с целью выявления общих устойчивых закономерностей и их аналитического выражения использовать хорошо развитый аппарат гидромеханики, математического анализа и теории вероятностей. И, наконец, доступность непосредственному исследованию 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. При этом чаще всего используется уже прямая экстраполяция в прошлое, методологической базой которой служит принцип актуализма, реализующийся практически в сравнительно-литологическом методе исследования.

К основным экспериментальным методам анализа закономерностей седиментогенеза следует отнести лабораторные опыты в седиментационных лотках, различные эксперименты в натурных условиях, сводящиеся к анализу процессов осадкообразования с помощью меченых частиц (так называемые методы трассеров), и, наконец, методы экспериментального физико-химического анализа процессов осадкообразования. Все виды экспериментальных исследований в той или иной мере рассматриваются в этой главе. Здесь мы лишь попытаемся сформулировать общие задачи седиментологии, в решение которых существенный вклад вносят детальные экспериментальные работы.

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 аналогами 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 мутьевых потоков, которые изначально привлекались с целью объяснения происхождения подводных каньонов [463], а впоследствии и для толкования генезиса многих видов осадочных образований флишевого или флишеподобного типа [237, 239, 323, 467]. Когда же экспериментальным путем была доказана возможность формирования мутьевыми потоками многих видов текстур и различных модификаций внутренней слойчатости турбидитов [445, 470 и др.], а также разработана вполне удовлетворительная гидродинамическая теория, объясняющая механизм движения и разгрузки потоков [513], гипотеза мутьевых потоков приобрела статус теории и в настоящее время признается практически всеми литологами.

Можно привести множество примеров теоретических положений, касающихся различных аспектов текстуро- и слоеобразования, которые апробировались экспериментальным путем и во многих случаях подтверждались. Это касается и предположения о мгновенном (в геологическом аспекте времени) формировании ряда текстур, например так называемой конволютной слоистости, или слоистости завивания, подтвержденного экспериментами А. В. Джоуплинга [444], а также Е. Д. Макки и М. Гольдберга [486], и предположения о диагенетическом происхождении внутренней ритмичности слоев (ритмиты), доказанного детальными физико-химическими экспериментами Г. А. Смирнова и Г. Г. Федоровой [275], и предположения о существенном влиянии конвективных токов воды на перераспределение частиц в процессе седиментации и формировании в результате этого процесса внутренних тонких прослоев глины в пределах песчаного слоя, также подтвержденного физико-химическими экспериментами Р. Дотта [386] и Г. Г. Федоровой [303]. Число подобных примеров можно значительно увеличить.

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

Действительно, при разработке аналитических, главным образом математических, моделей всегда незримо присутствуют 2 альтернативы: либо учесть небольшое число параметров процесса, т. е. предельно схематизировать явление, но зато развить серьезный математический аппарат, описывающий процесс; либо учесть по возможности большее число признаков, т. е. максимально приблизиться к природе явления, но такая модель оказывается, как правило, не реализуемой аналитическими средствами. Именно по этой причине экспериментальные работы выступают в качестве своеобразного регулятора оптимального решения проблемы и дают возможность выбрать небольшое число, но зато действительно существенных признаков процесса.

Можно отметить еще одну функцию экспериментальных работ, которая непосредственно нацелена на оценку достоверности палеодинамических реконструкций по морфологии текстурных форм и гранулометрическому составу пород. Речь здесь прежде всего идет о восстановлении параметров потока, включая и глубину бассейна, если имеются в виду донные течения, по рифельным структурам (знакам ряби). Когда данная проблема ставилась на чисто геологическом уровне [205] без привлечения специальных экспериментальных исследований, решение оказалось заманчиво простым, т. е. была получена аналитическая зависимость, функционально связывающая длину ряби, медианный размер зерен и глубину бассейна. Иными словами, предлагалось только по этим двум признакам реконструировать глубины палеобассейнов; и лишь когда экспериментально было доказано, что одни и те же характеристики ряби можно зафиксировать на любой глубине, т. е. когда удалось показать, что морфология и фракционный состав ряби не являются однозначными индикаторами глубины бассейна [345], эти попытки пришлось оставить.

Большое значение в последние годы 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. Эти же явления, в частности «конвекция отстаивания» [167], были обнаружены и детальнейшим образом исследованы в процессе постановки физико-химических экспериментов [167, 275, 303, 386]. Поэтому можно заключить, что экспериментальные работы дают возможность открывать и исследовать тонкие явления седиментогенеза и с их позиций истолковывать противоречивые или неясные детали текстур, а также микрогоризонтальной или косой слойчатости в пределах отдельных более мощных слоев. Наконец, 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 при-

брежных гидродинамически-активных зонах шельфа. Эта задача решается с помощью трассеров, т. е. различным образом меченных частиц.

Такого рода закономерности, изученные в пределах крупных территорий, позволяют глубже вскрыть физику процесса рассортировки кластического материала, оценить интенсивность и направленность процесса, а при палеодинамических реконструкциях — восстановить пути миграции обломочных частиц и указать наиболее вероятные места, связанные с локализацией полезного ископаемого россыпного типа.

Разумеется, что перечисленные здесь задачи экспериментальных работ в области 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, и в процессе отдельных экспериментов, например в седиментационных лотках, одновременно проверяется чисто теоретическая гипотеза, трактующая механизм формирования какой-либо текстурной характеристики слоя, и выявляются значимые факторы, наиболее полно раскрывающие физику процесса, и оценивается достоверность палеодинамических реконструкций по морфологии текстурных форм и т. д.

ПОНЯТИЕ О СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ ЕДИНИЦЕ

При реконструкции условий осадконакопления с точностью до механизма процесса и при постановке экспериментальных работ в седиментационных лотках чрезвычайно важно знать, какую единицу осадочной толщи или отдельного слоя следует сопоставлять с воспроизводимым в лотке режимом процесса. Кроме того, представляет интерес зависимость изменения морфологии формирующейся слоистости от времени и от плавных или скачкообразных изменений динамических характеристик потока.

С целью конструктивной разработки этих вопросов было введено понятие «седиментационная единица» [501]. Г. Отто [501] определил «седиментационную единицу» как мощность осадка, отложенного при практически постоянных физических условиях среды седиментации. Такое определение имеет ряд недостатков. Во-первых, неясно, что подразумевается под словами «практически постоянные условия». Если режим среды фиксируется в эксперименте, то тогда еще можно с некоторым приближением задать эти постоянные условия и рассматривать мощность отложенного при этом осадка как седиментационную единицу. Однако и в условиях лабораторных опытов, как справедливо отмечает А. В. Джоплинг [442], всегда существует по крайней мере линейная направленность в изменении физических характеристик

потока. Когда же реконструируется механизм седиментогенеза применительно к древним осадочным образованиям, то выделить «седиментационную единицу», пользуясь определением Г. Отто, практически невозможно. Во-вторых, если все же формализовать представление о «постоянных физических условиях», то тогда понятие о «седиментационной единице» с неизбежностью превратится в значительной мере в эфемерное, поскольку в реальных ситуациях с учетом турбулентных пульсаций скоростей в придонном слое потока, при строго постоянных условиях седиментации может сформироваться слой осадка мощностью в одно или несколько зерен, не более.

Можно заключить, что постулирование постоянства условий седиментации в определении «седиментационной единицы» приводит к тому, что само понятие теряет конструктивность, а в смысловом отношении его использование неизбежно приводит к порочному кругу. Действительно, постоянство условий осадконакопления мы должны фиксировать, чтобы выделить седиментационную единицу, а в то же время мы не можем этого сделать, не выделив предварительно седиментационную единицу. Поэтому требуется иной подход к определению этого понятия, чтобы его можно было с успехом использовать прежде всего при реконструкциях процессов седиментогенеза. Очевидно, целесообразна не генетическая, а чисто морфологическая трактовка понятия о седиментационной единице. Тогда станут практически возможными не только оценка параметров среды при воспроизведении заданной мощности осадка в лабораторных условиях, но и реконструкция механизма седиментогенеза при отображении фиксированной седиментационной единицы в пространство условий осадконакопления.

Нам представляется, что в практическом отношении может быть удобным следующее определение. Седиментационной единицей будем называть наименьшую в пределах объекта исследования структурно-морфологическую единицу слоистости. Из этого определения вытекает, что в качестве седиментационной единицы может быть принят и отдельный слой мощностью в несколько метров, если в пределах данной слоистой толщи не фиксируется расслоение меньшего масштаба и отсутствует так называемая внутренняя слоистость (или слойчатость), заключающаяся в более крупных по мощности слоях. Седиментационной единицей могут быть и отдельные слойки, из которых состоит косослоистая серия отложений, и слой глины мощностью в несколько миллиметров, заключенной между значительно более мощными слоями песчаника, и т. п. Важно подчеркнуть, что при реконструкции условий осадконакопления прежде должна быть выделена седиментационная единица, а уж затем ей в соответствие должны ставиться постоянные условия осадконакопления. При моделировании слоистости в седиментационных лотках условия осадконакопления могут быть измерены с точностью до параметров процесса, и чаще всего эти параметры изменяются во времени, хотя в итоге и фикси-

руется заданная единица слоистости. Поэтому можно согласиться с А. В. Джоплингом [442] в том, что на формирование текстур и отдельных единиц тонкой горизонтальной слойчатости мелкие флуктуации скоростных характеристик потока оказывают значительно меньшее влияние, чем это постулировано Г. Отто [501].

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ЛОТКИ

Седиментационные лотки предназначены для исследования законов седиментации и моделирования различных текстурных и слоистых форм. Известны 2 различных в техническом отношении вида лотков: прямоточные, чаще всего с возвратным режимом движения жидкости, и круговые, или циркулярные. Наиболее распространен пока первый тип лотков. Среди прямоточных лотков по назначению проводимых в них исследований можно выделить гидравлические лотки, гидродинамические, русловые и,

ТАБЛИЦА 1
Краткие технические данные с некоторых возвратно-прямоточных седиментационных лотках

Размеры лотка, см			Дополнительные технические данные	Место установки лотка	Источ- ник сведе- ний
длина	шири- на	глуби- на			
264	6,1	?	Уклон лотка регулирует- ся	Лаборатория русло- вых процессов АН СССР	[191]
1200	34	50	То же	Московский ин-т ин- женеров железно- дорожного транс- порта	[191]
2550	60	47	»	Физфак МГУ	[191]
700	20	22	»	То же	[191]
2300	400	100	Из железобетона	»	[191]
1250	100	50	Металлический подвесной	»	[191]
400	22,9	14	Объем воды 250 л	Ун-т Джона Хопкин- са (США)	[376]
1830	76	60	Объем бункеров 3,4 м³. Оснащен большим коли- чеством приборов	Геологическая служ- ба Канады	[485]
450	45	60	С плексигласовыми окна- ми	Лаборатория осадоч- ных текстур в Денве- ре (США)	[486]
350	64,5	?	Хвост лотка длиной 0,7 м наклонен на 30°	Географический ин-т г. Упсала (Швеция)	[437]
4000	110	?	Стены стеклянные. Рас- ход воды 500 л/сек	Калифорнийский тех- нологический ин-т	[491]
4500	240	60	Оснащен 2 центрифуговы- ми насосами	Геологическое обще- ство США	[539]
600	17	30	То же	Массачусетский тех- нологический ин-т (США)	[545]

наконец, методические, или седиментационные, лотки. Именно последние представляют для нас наибольший интерес. Некоторые примеры такого типа лотков с самой общей их технической характеристикой приведены в табл. 1.

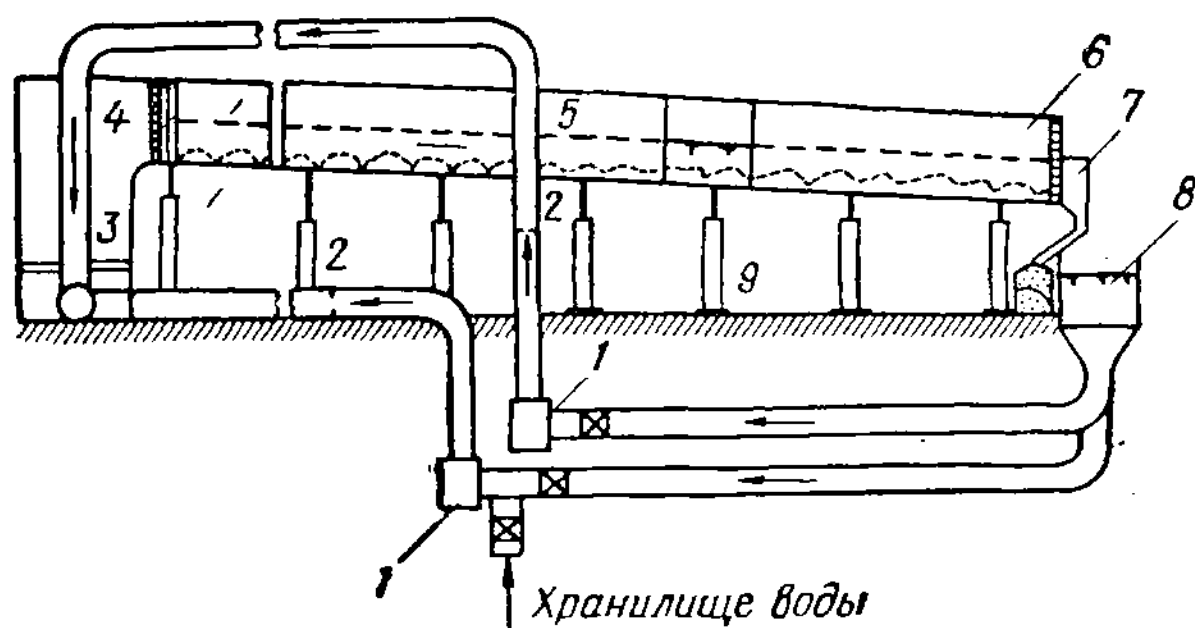


Рис. 3. Схематический разрез возвратно-прямоточного лотка [539].

1 — насосы; 2 — заглушки; 3 — верхний резервуар и распылитель; 4 — передний ограничитель; 5 — лоток; 6 — задний ограничитель; 7 — регулятор загрузки; 8 — задний резервуар; 9 — домкраты, поддерживающие лоток.

Д. Б. Симонс, Е. В. Рихардсон и М. Л. Альбертсон [539] описывают возвратный прямоугольный лоток с регулируемым уклоном. Схематический разрез этого лотка показан на рис. 3. Лоток глубиной 60 см. Его дно на высоту 21 см выложено хорошо отсортированным речным песком ($Md = 0,45$ мм). Наклон лотка

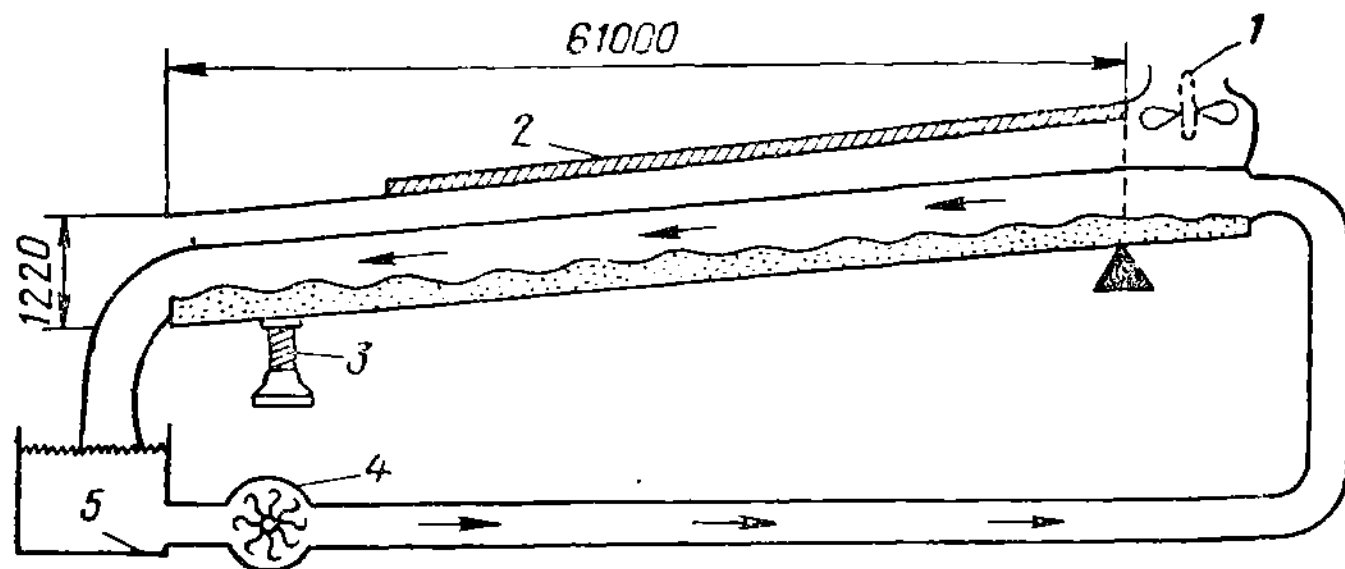


Рис. 4. Схема большого возвратно-прямоточного лотка [424].

1 — вентилятор; 2 — обшивка; 3 — домкрат; 4 — насос; 5 — бункер.

изменяется от 0 до 0,013 и регулируется механическими домкратами, установленными через каждые 3 м вдоль лотка. Конструкция лотка предусматривает возврат суспензии после ее прохождения через любой из двух центрифуговых насосов. Глубина воды в лотке контролируется системой вертикальных уровенных реек, в которых плашки поднимаются или опускаются вместе с колебаниями воды. При различных режимах движения суспензии в лотке

удавалось воспроизвести и рифельные структуры (рябь), и дюнные формы, и антидюны, и т. п.

В университете штата Колорадо (США) установлен большой (длина 61 м) возвратно-прямоточный лоток (рис. 4). Наклон лотка также регулируется домкратами и может изменяться в пределах от 0 до 0,00059. Суспензия приводится в движение электрическими насосами, которые подключаются в зависимости от заданного режима потока. Одновременно могут работать от 1 до 3 насосов и более. Расход насосов от 0,1 до 2,8 м³/сек. Для создания ветровых волн в головной части лотка смонтирован мощный вентилятор, который способен воспроизводить ветер со скоростью до 10,7 м/сек. Образующиеся при этом волны имеют высоту до

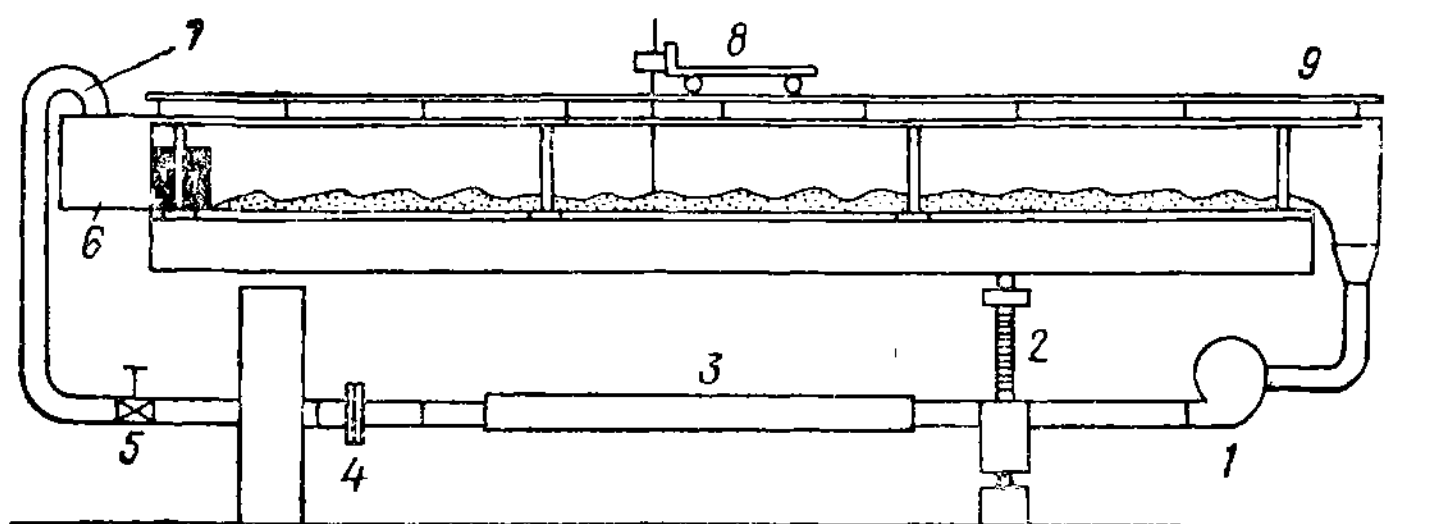


Рис. 5. Схема малого возвратно-прямоточного лотка [545].

1 — насос; 2 — регулировочный домкрат; 3 — охлаждающий кожух; 4 — расходомер; 5 — клапан регулирования расхода; 6 — головной бункер; 7 — трубы, направляющие поток; 8 — инструментальная тележка; 9 — хвостовой бункер.

0,12 м. На такого рода лотках ставятся самые разнообразные седиментологические исследования. В частности, их использовали для анализа механизма формирования ряби [424].

В ряде случаев для постановки седиментологических экспериментов используются малые прямоточные лотки длиной 3—6 м. Однако, как и крупные возвратно-прямоточные седиментационные лотки, они работают по тому же принципу и снабжены тем же необходимым для исследований оборудованием. На рис. 5 показан малый лоток Массачусетского технологического института (США).

В некоторых прямоточных лотках, как, например, в лотке, описанном С. Е. Иогансоном [437], в хвостовой части устраивается несколько более широкая площадка, наклоненная по отношению к горизонтальному дну лотка под углом 30°. Предполагается, что такая конструкция дает возможность вскрыть более точные закономерности, связанные с переносом частиц в турбулентном потоке и размывом дна.

В последнее время в ряде институтов Великобритании и США построены лотки, предназначенные для исследования процессов текстуро- и слоеобразования непосредственно на морском дне. Такие лотки имеют цилиндрическую форму и электромотор в хвостовой части. Вода движется через лоток непрерывным потоком,

а поэтому исключаются те погрешности в экспериментах, которые неизбежно возникают при неоднократном возврате суспензии в лоток после того, как она прошла через всю систему приводных труб. Донные цилиндрические лотки имеют, как правило, небольшую длину (около 3 м) и напоминают малую аэродинамическую трубу. Такого типа лоток спроектирован и построен в Великобритании в Ливерпульском университете [530].

Постановка экспериментов, в особенности связанных с моделированием слоистости и разнообразных текстурных форм, требующих поддержания устойчивого режима потока в течение длительного времени, в возвратно-прямоточных лотках сопряжена 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 изменяются 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 седиментологических исследований.

Отмеченные недостатки частично преодолеваются при использовании так называемых круговых, или циркулярных, лотков, которые впервые, насколько известно автору, приспособлены для седиментологических исследований голландским геологом Ф. Кюненом [468]. Вначале в этих лотках ставили эксперименты по моделированию абразии галек и песчаных зерен, а затем — по воспроизведению слоистости и текстур типичного турбидита [167, 470], т. е. продукта деятельности мутьевого потока.

В конструктивном отношении круговой лоток представляет собой 2 вставленных друг в друга бетонных кольца, оснащенные смотровыми окнами и дополнительной измерительной аппаратурой. Течение в лотке создается вращающимися в горизонтальной плоскости лопастями, приводимыми в движение электромотором. Разрез типичного кругового лотка показан на рис. 6.

Преимуществом такого типа лотков является то, что течение может практически неограниченное время сохранять устойчивый скоростной режим, давая возможность наблюдать седиментацию и моделировать слоистость, продуцируемую глинистыми суспензиями даже незначительной эффективной плотности, т. е. воспроизводить процессы седиментогенеза, на реализацию которых требуется длительное время. Кроме того, для круговых лотков затрачивается значительно меньшее количество песчаного материала и морской воды, а с помощью электромотора можно регулировать скоростной режим потока, добиваясь либо плавного, либо скачкообразного его изменения.

Однако в сравнении с прямоточными лотками круговые обладают и рядом недостатков. Во-первых, с помощью горизонтально

вращающихся лопастей не всегда удается создать необходимый для опыта скоростной режим и как следствие этого в придонном слое потока турбулизирующие вертикальные завихрения оказываются недостаточными. Кроме того, непрерывное (в каждой точке) преодоление сопротивления стенок лотка при круговом вращении суспензии также препятствует заданию нужного режима турбулентности. Сложности возникают и из-за различия скоростей вдоль наружной и внутренней стенок лотка.

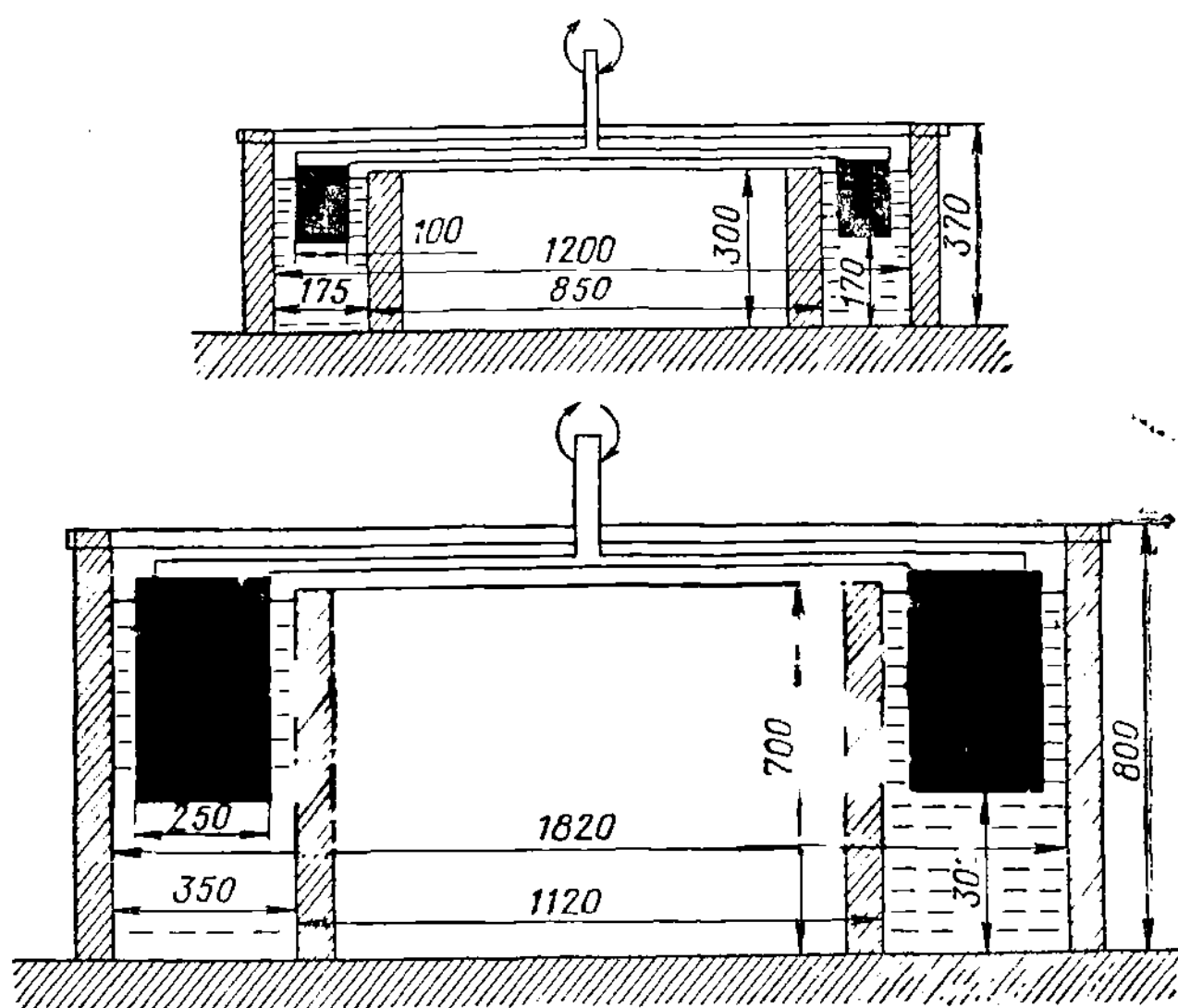


Рис. 6. Схематический разрез малого и большого круговых лотков [470].

Поэтому использование той или иной аппаратуры диктуется назначением экспериментальных исследований. Для моделирования горизонтальной слойчатости, образующейся из глинистых суспензий незначительной эффективной плотности, когда на процесс решающее влияние оказывает время поддержания заданного скоростного режима потока, незаменимыми оказываются круговые лотки. Если же исследуется слоистость песчано-глинистых суспензий или же продвигается волновая рябь, т. е. изучаются процессы, важнейшим элементом которых является нужный режим турбулентности, то наиболее подходящими оказываются возвратно-прямоточные лотки.

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ СЛОИСТОСТИ В СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ЛОТКАХ

За долгие годы экспериментальных исследований по моделированию слоистости в седиментационных лотках достигнуты значительные успехи в установлении четких зависимостей между

параметрами потока и характеристиками образующейся слоистости. Кроме того, развиты достаточно строгие гидродинамические теории, аналитически увязывающие и интерпретирующие эти зависимости, а на основе уравнений транспортировки и седиментации осадка удалось подойти к решению проблемы восстановления параметров потока по морфологии текстур и слойчатости. Эта задача имеет первостепенное значение для фациальных рекон-

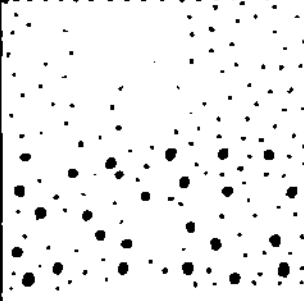
„Совершенный” турбидит, по А. Боума [371]		Интерпретация в терминах режима потока [568]	
Пелитовый интервал		Горизонтальное ложе Движение зерен отсутствует	Хвостовая часть потока
Параллельная слойчатость			
Рябь течения		Рябистое ложе Дюны с рябью, дюны и размывные дюны	
Параллельная слойчатость		Горизонтальное ложе с движением зерен	Головная часть потока
Градационная слоистость		Устойчивые волны Антидюны	

Рис. 7. Совершенный турбидит и его интерпретация в терминах режима потока [568].

струкций, а потому представляет для нас наибольший интерес. Ее описанию посвящены гл. VI и VIII.

Одна из важных общих закономерностей, устанавливающих связь между режимом потока и морфологией формирующихся текстур, представлена на рис. 7. Из нее следует, что каждому интервалу разреза с характерным для него типом слоистости соответствует вполне определенный режим потока, а последовательной смене текстурных интервалов также однозначно отвечает и последовательная смена скоростных режимов плотностного потока. Разумеется, при моделировании конкретных, интересующих исследователя типов слоистости знания только этой закономерности недостаточно. Требуется фиксация видов связи между фракционным составом суспензии, скоростью потока и временем поддержания данного скоростного режима. В большинстве случаев различные соотношения этих величин и приводят к формированию разных типов слоистости. Особенно четко это положение доказано экспериментальными работами А. В. Джоуплинга [440—

448] и Ф. Кюнена [464, 466—468, 470]. Ниже рассматривается несколько примеров, иллюстрирующих возможности экспериментальных седиментологических исследований.

На пляжах в юго-западной части Нидерландов наблюдается переслаивание тонких слоев песчано-глинистого осадка, сформированного под действием приливно-отливных течений. Причем известно, что за один приливно-отливной цикл может отложиться слой ила мощностью в несколько миллиметров, в то время как в пляжевых осадках фиксируются слои мощностью 10—25 мм. Было высказано предположение [560], что эти слои сформировались за несколько приливно-отливных циклов, когда на фазе отлива скорость придонного течения не превышает критического значения, при достижении которого должны начаться передвижение осадка по дну и соответственно размыв ранее отложившегося прослоя. Такого рода гипотезу можно было проверить только экспериментальным путем.

Эксперименты в седиментационной лотке показали [560], что для более мощных слоев ила характерны меньшая скорость консолидации и соответственно более низкие значения критической скорости, при которой начинается размыв ранее отложившегося осадка, чем для слоев того же состава, но меньшей мощности. Кроме того, добавление в ил песчаной составляющей резко повышает интенсивность консолидации. После 3-часового отстаивания слой ила становится достаточно прочным, чтобы выдержать без заметных деформаций песчаный прослой мощностью до 50 мм. Таким образом, эксперименты позволили подтвердить высказанное предположение и сформулировать уже обоснованную гипотезу, раскрывающую механизм формирования ленточной слоистости в пляжевых отложениях.

Большую серию экспериментов в возвратно-прямочных лотках провел американский геолог А. В. Джоулинг. Его исследования нацелены прежде всего на установление связи между параметрами водного потока, типом осадка и характером формирующейся слоистости. При реконструкции механизма формирования косой и горизонтальной слоистости дельтовых отложений [441], образующейся, как известно, в условиях устойчивого однонаправленного потока, удалось установить, что в зависимости от соотношения фиксируемых в эксперименте величин горизонтальная слоистость является результатом:

а) раздельного выпадения в осадок частиц разного размера вдоль поверхности транспортировки, что фиксируется главным образом формированием микротекстур;

б) скопления более крупных частиц или их агрегатов в незначительных понижениях дна, что вызывает ускоренную осадку других более мелких частиц;

в) пульсационного перемещения осадка по направлению потока, вызванного как колебаниями горизонтальной и вертикальной проекций скорости, так и незначительными перепадами уклонов дна.

В более поздней работе [447] А. В. Джоплинг показал, что в процессе движения однонаправленного потока происходит его естественное динамическое расслоение, результатом чего является формирование чередующихся между собой прослоев более грубых и более тонких осадков.

К тем же процессам формирования горизонтальной и косой слойчатости можно подойти и с несколько иных позиций, фиксируя скоростной режим потока и тип осадка. В качестве же переменной величины рассматривается положение базиса эрозии [440], с которым тесно связано другое понятие — «профиль равновесия». Именно в терминологии «положение профиля равновесия» попытался объяснить происхождение тонкой горизонтальной и косой слойчатости А. В. Джоплинг [444] также на базе экспериментальных исследований в возвратно-прямоточном лотке. При этом предполагалось, что профиль равновесия является функцией трех переменных: глубины и скорости потока, а также типа осадка. В результате установлено, что при медленном смещении профиля равновесия вверх по потоку формируются последовательно залегающие горизонтальные слойки, чередующиеся с рябью. При быстром смещении профиля равновесия образуется планарная и клиновидная косая слойчатость. При умеренно быстром смещении профиля равновесия вверх по потоку образуется плохо выраженная планарная косая слойчатость, чередующаяся с горизонтальными прослоями.

Большой вклад в исследования механизма формирования слойчатости турбидитов внесли экспериментальные работы Ф. Кюнена. Седиментация в условиях мутьевого потока имеет свои специфические черты, связанные как с гидродинамическим режимом потока, существенно отличающим его от обычного донного течения, так и с поведением частиц в пределах тела потока, которые в период его движения распределены достаточно хаотично, что исключает динамическую расслоенность мутьевых потоков, установленную А. В. Джоплингом [447] для устойчиво функционирующих донных течений. Поэтому те механизмы формирования горизонтальной и косой слойчатости, которые мы описали на базе работ А. В. Джоплинга и других исследователей, не всегда адекватны механизмам образования слоистости в турбидитах.

Хорошо известно, что все турбидиты являются слоистыми либо только в средней части, либо на всю мощность (см. рис. 7). Характер слоистости в значительной мере определяется фракционным составом турбидита: она более четкая в тонкопесчаной и алевритовой частях и менее отчетливая в грубозернистой части турбидита. Известно много концепций, предлагавших различные механизмы возникновения слоистости в турбидитах, но большая их часть по разным соображениям не может быть принята. Так, полагалось, что в придонной части мутевой поток имеет ламинарный режим течения, что якобы способствует осаждению взвешенного материала в виде тонких слоев [430]; предполагался

и пульсообразный скоростной режим движения потока, при каждом пульсе скорости выталкивающий в осадок небольшую порцию частиц [473, 512]. Слоистость в турбидитах пытались связать с осадкообразующей деятельностью только хвостовой части потока за счет разжижения суспензии чистой водой [564] или вообще не связывать ее с мутьевыми потоками, а считать собственно турбидитом лишь нижнюю более грубозернистую и часто неслоистую часть турбидита [431]. Предлагались и экзотические гипотезы, согласно которым каждый (даже миллиметровой мощности) слой является продуктом самостоятельного мутьевого потока [451].

Сам Ф. Кюнел [470] полагает, что горизонтальная слоистость в турбидитах может развиваться только в том случае, если в процессе движения мутьевого потока имеется хотя бы незначительное трение о дно. Он пишет [470, с. 530]: «...нельзя требовать, чтобы в суспензии, осаждающейся в виде слоев, имела место предварительная сортировка материала. Турбулентный режим потока должен поддерживать взвешенный материал до конца в смешанном состоянии. Следовательно, сортированность должна произойти после того, как частицы выпадут из течения. Причем сортировку осуществляет сам поток, транзитом проходящий над уже выпавшими в осадок частицами». Эту гипотезу Ф. Кюнел и проверял экспериментально в круговых лотках, первоначально на материале глинистых [167], а затем песчано-глинистых суспензий [470].

Всего было поставлено более 10 различных экспериментов, причем их продолжительность изменялась от 15 мин до 2 ч, а скорость течения варьировала от 20 до 170 см/сек, которая постепенно гасилась вплоть до полной остановки потока. В процессе торможения потока наблюдалась интенсивная седиментация частиц, причем с уменьшением скорости течения уменьшались и размер и количество выпадавшего в осадок первоначально взвешенного материала. Кроме того, было хорошо видно, как поток в процессе постепенного торможения осуществлял сортировку осевших ранее частиц. В ряде экспериментов при ином режиме торможения потока слоистость была плохо выражена, а в редких случаях и совсем отсутствовала. В то же время отчетливая горизонтальная слоистость формировалась и в том случае, если на фоне плавного торможения потока возникали отдельные пульсации скорости и местные турбулентные завихрения.

Следовательно, не эти явления локальной турбулизации являются определяющими при формировании аналогичной слоистости и у природных турбидитов, а очень медленный процесс седиментации частиц и их последующая сортировка по крупности плавно останавливающимся потоком. Немаловажным фактором является и время торможения потока. Так, наилучшие экспериментальные результаты были получены Ф. Кюнелом в опытах продолжительностью 1—2 ч, а короткие по времени эксперименты оказались менее интересными. Это еще одно существенное

доказательство преимущества круглых седиментационных лотков перед возвратно-прямоточными.

В заключение этого раздела рассмотрим еще 2 интересных экспериментальных результата по воспроизведению в лотках сложноинтерпретируемых типов слоистости — косой слойчатости, наклоненной против течения потока, и так называемой конволюнтной слоистости, или слоистости завивания.

Первый эксперимент был осуществлен: А. В. Джошлингом и Е. В. Рихардсом [448]. Они воспроизвели в прямоточном лотке при сверхкритическом режиме потока косую слоистость, наклоненную против течения. Схема эксперимента показана на рис. 8. В опыте использовался песок с $Md = 0,77$ мм. В зазор

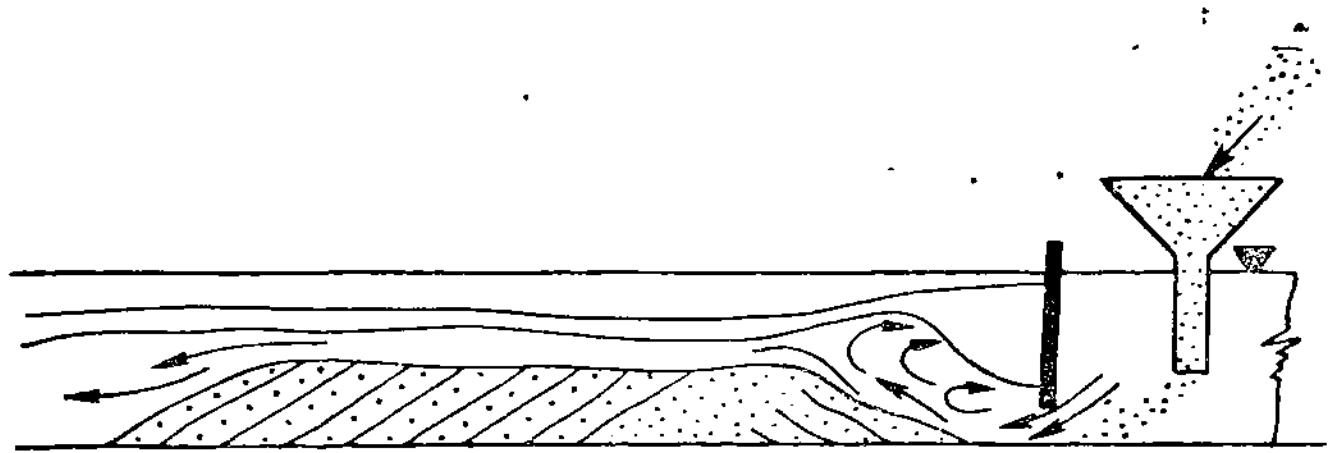


Рис. 8. Формирование обратной слоистости в лабораторном лотке [448].

между дном лотка и специально смонтированной заслонкой с большой скоростью устремлялся поток воды, в который через воронку подавался песок. После сильных турбулентных завихрений в головной части лотка песок оседал, образуя тонкие слойки, наклоненные против течения под углом 30° . Применительно к скорости потока такого типа слоистость формируется в антидюнную стадию, когда поток из сверхкритического режима, при котором невозможна аккумуляция осадка, переходит к критическому, соответствующему антидюнной стадии.

Вторую серию экспериментов провели Е. Д. Макки и М. Гольдберг [486] с целью выяснения механизма формирования конволюнтной слоистости. Существуют по крайней мере 3 гипотезы, трактующие этот механизм. Согласно первой, слоистость завивания является результатом постседиментационного горизонтального перераспределения осадка в соответствии с направлением прикладываемой нагрузки. Эта гипотеза проверялась экспериментально С. Джулинским, М. Кжижкевичем и Ф. Кюненом [396]. Результаты оказались противоречивыми. Согласно второй гипотезе, конволюнтная слоистость развивается только в песчаных осадках в условиях турбулентного режима потока, когда дно выполнено перемещающейся рябью. Тогда во впадинах между гребнями ряби происходит как бы засасывание песка, который обладает при этом свойствами гидропластичности. Гипотеза вы-

двинута Ф. Кюпеном [465] и вследствие физически необоснованного механизма была оставлена. Третью гипотезу можно считать наиболее логичной с позиций физики явления. Она представляет механизм образования конволлюнтной слоистости как результат воздействия высокоскоростного плотного потока, перегруженного песком, на неровное илистое или песчаное дно, когда возникает асимметричная эпюра распределения нагрузки. Эта гипотеза и проверялась в серии из 15 экспериментов в седиментационном лотке Е. Д. Макки и М. Гольдбергом. В опытах менялись следующие факторы: тип осадка, наличие или отсутствие органического вещества, соленость, характер поверхности осадка, характер нагрузки, тип движения частиц в воде и т. д. В результате проведенных исследований установлено, что наибольшее значение при формировании слоистости завивания имеют распределение нагрузки и форма поверхности осадка, а характер основания (песок или ил) и наличие или отсутствие органического вещества существенного значения не имеют.

С суперкритическими плотными потоками, т. е. с потоками, для которых число Фруда превышает единицу, работал Б. Хэнд [420]. Им установлено, что основной текстурой осадка, образующейся в таком потоке, являются антидюны, длина волны которых определяется скоростью потока и соотношением его плотности с плотностью перекрывающего флюида. Если полагать, что природные мутьевые потоки относятся к категории сверхкритических, то отсюда следует, что текстуры типа антидюн должны являться одной из характерных разновидностей текстур природных турбидитов.

Таким образом, эксперименты в седиментационных лотках позволяют устанавливать точные зависимости между параметрами потока и морфологическими характеристиками образующейся слоистости, а также проверять гипотезы, трактующие механизм процессов текстуро- и слоеобразования. Несомненно, что такого рода работы во многом способствуют созданию физически обоснованной общей теории седиментогенеза.

МЕТОДЫ ТРАССЕРОВ

Трассерами будем называть искусственно меченные частицы, которые помещаются 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, но одновременно с развитием техники приготовления трассеров, совершенствованием измерительной аппаратуры и разработкой общих аналитических моделей, связывающих интенсивность разноса материала с теориями морских волн и донных течений, получал все более широкое признание.

В настоящее время наиболее распространены 2 вида трассеров: флюоресцентные и радиоактивные, причем последние занимают явно подчиненное положение. Так, В. В. Патрикеев и Г. А. Орлова [210, с. 341] отмечают, что «применение люминофоров для изучения движения наносов (в океанологии и гидрологии все современные осадки именуются наносами. — *С. Р.*) в береговой зоне и реках в течение более чем десяти лет выявило их существенные преимущества перед радиоизотопами, используемыми в этих же целях».

При использовании трассеров возникает своя довольно серьезная проблематика. Во-первых, вещество, которым метятся частицы, должно обладать достаточной стойкостью в отношении морской воды и абразии, чтобы частицы не теряли своих свойств во все время проведения 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 достаточно 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 [122, 187, 210, 432, 499, 558, 559, 577 и многие другие], наиболее оптимальным веществом-индикатором являются различные виды люминофоров, обладающих эффектом флюоресценции. Поэтому усилия исследователей в настоящее время направлены на поиски таких видов люминофоров и связующих (клеящих) веществ, которые бы в максимальной степени удовлетворяли перечисленным выше требованиям. О сложности этой проблемы говорит, например, следующий факт. Американский ученый Р. Г. Телеки [558] за период с 1961 по 1965 г. перепробовал 13 видов синтетических связующих смол и 106 различных органических красителей, из которых 55 оказались флюоресцентными, а рекомендованы к практическому использованию лишь 2 вида красящих смол. В. В. Патрикеев и Г. А. Орлова [210] также после тщательного и всестороннего анализа рекомендуют нерастворимый в воде краситель типа «Судан-I, -II и -III».

В ряде случаев, например, когда требуется постановка повторных экспериментов, ранее использовавшиеся красители должны быстро утрачивать свои свойства, чтобы не вносить дополнительные ошибки в контрольные опыты. С этой целью используют так называемые «педолго живущие» люминофоры. Чаще всего они изготавливаются на базе природных связующих веществ, таких как агар-агар, казеин и крахмал [499]. Радиоактивные трассеры, как считает В. П. Зенкович [122], оказываются полезными лишь при исследовании путей миграции в прибрежной зоне илистого осадка.

Важной проблемой метода трассеров является быстрый, а главное, точный подсчет меченых частиц. Было замечено, что подсчет вручную (на глазок) всегда содержит значительную ошибку. Поэтому разрабатывается специальная аппаратура, призванная автоматизировать этот процесс. Примером одного из таких приборов может служить автоматический счетчик флюоресцентных частиц (AFPC), разработанный во Флоридском университете [559]. Этот счетчик пропускает около 55 000 частиц песка ($Md = 0,25$ мм) в секунду.

Обширная программа исследования перемещения осадочного материала в прибрежных зонах морского и океанического типов с помощью трассеров начала реализоваться 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. Так, было установлено [187, 432, 577], что наиболее интенсивно перемещаются частицы песка непродолжительное время (до 1—4 ч в зависимости от гидродинамики побережья) после выгрузки пробы меченых зерен. Затем этот процесс быстро стабилизируется. Поэтому средняя скорость разноса материала более надежно определяется по тем меченым частицам, которые через фиксированное время оказались наиболее удаленными от места выгрузки пробы. Позднее эту закономерность удалось обосновать теоретическим путем, на базе использования теории турбулентной диффузии (см. вторую часть монографии).

Кроме того, на тех участках побережья, где фиксируются 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 в сторону берега от зоны прибоя. Установлено также, что приливы оказывают незначительное влияние на перемещение песков [432]. На рис. 9, заимствованном нами из работы В. П. Зенковича [122], показана устойчивая конфигурация изолиний, характеризующих концентрацию радиоактивного песка в зал. Томакомай. Видно, что даже через 4 недели после начала эксперимента максимальное число радиоактивных зерен продолжает концентрироваться вблизи от источника, что подтверждает первую закономерность о быстрой стабилизации процесса разноса трассеров.

Из рис. 10 можно уяснить основные направления движения трассеров в приливно-отливной зоне открытого моря в зависимости от различных сочетаний определяющих этот процесс условий. Если скорость вдольберегового течения и направление движения волн оказывают равное влияние на частицу, то она движется в сторону полосы прибоя (рис. 10, а); если решающим фактором оказывается высокоскоростное вдольбереговое течение

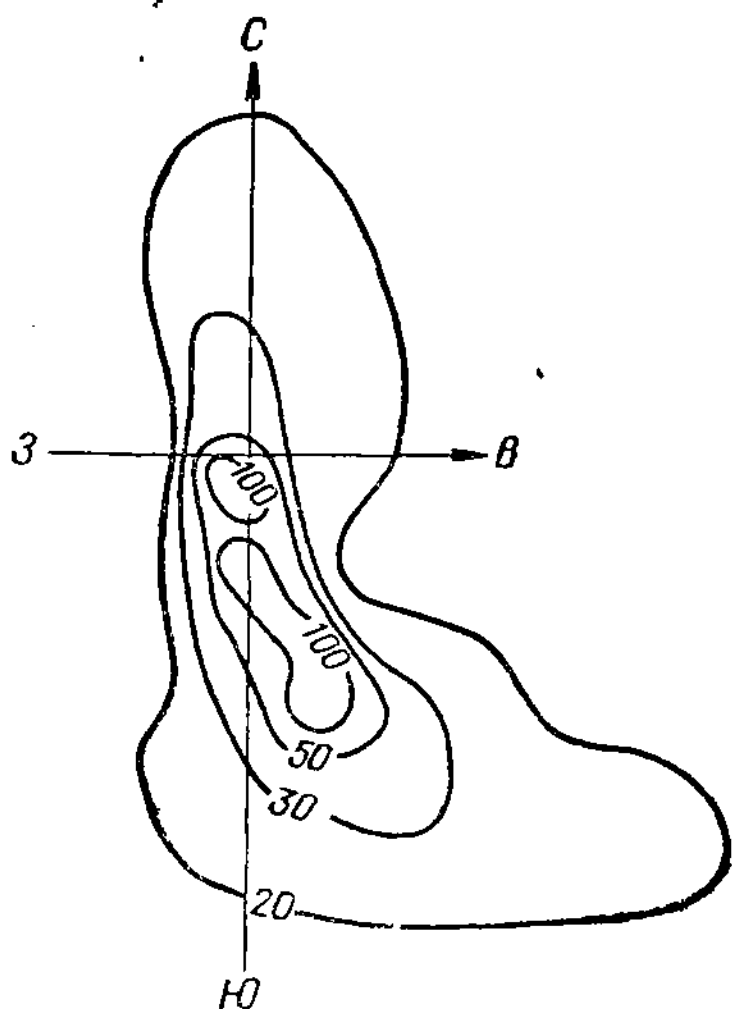


Рис. 9. Один из опытов разнеса радиоактивного индикатора в зал. Томакомай, глубина 2,8 м [122].
20, 30, 50, 100 — изолинии частот импульсов в минуту.

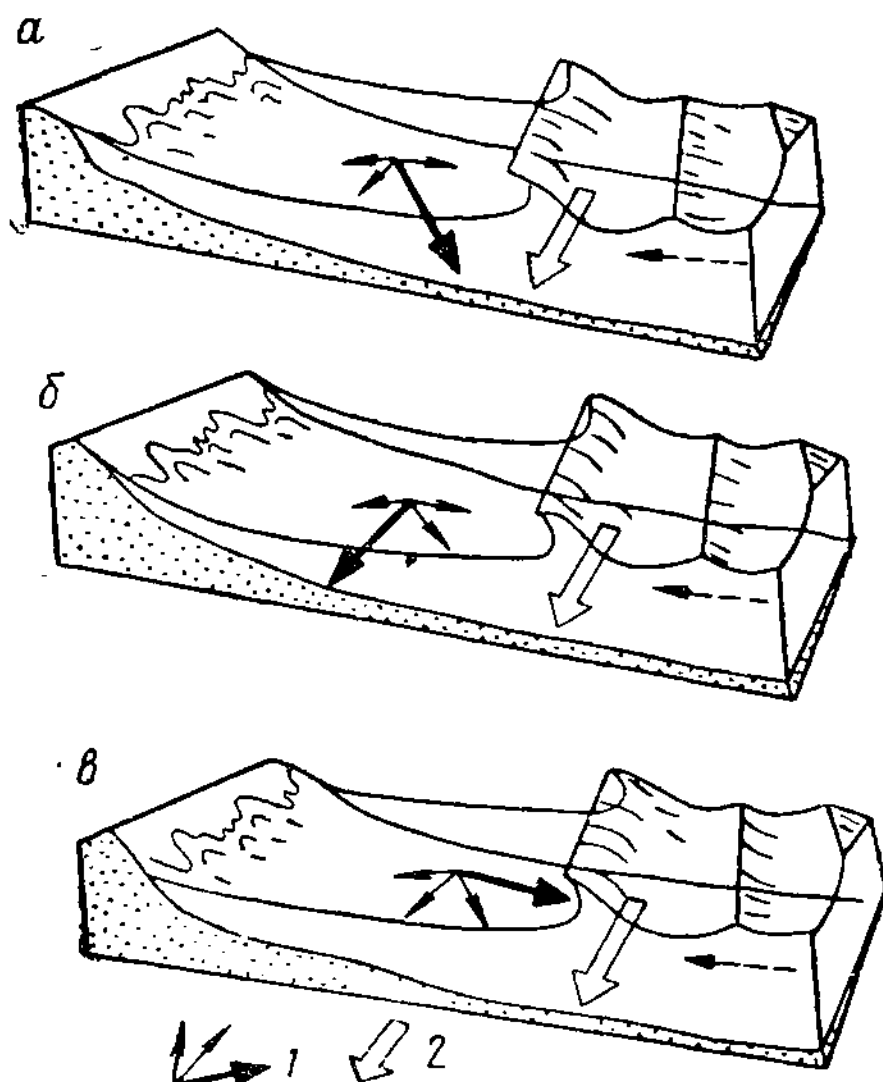


Рис. 10. Блок-диаграммы, иллюстрирующие главные направления движения меченых зерен на приливно-отливном побережье открытого моря [432].
1 — результирующий вектор, показывающий направление перемещения трассера; 2 — направление движения вдольберегового течения.

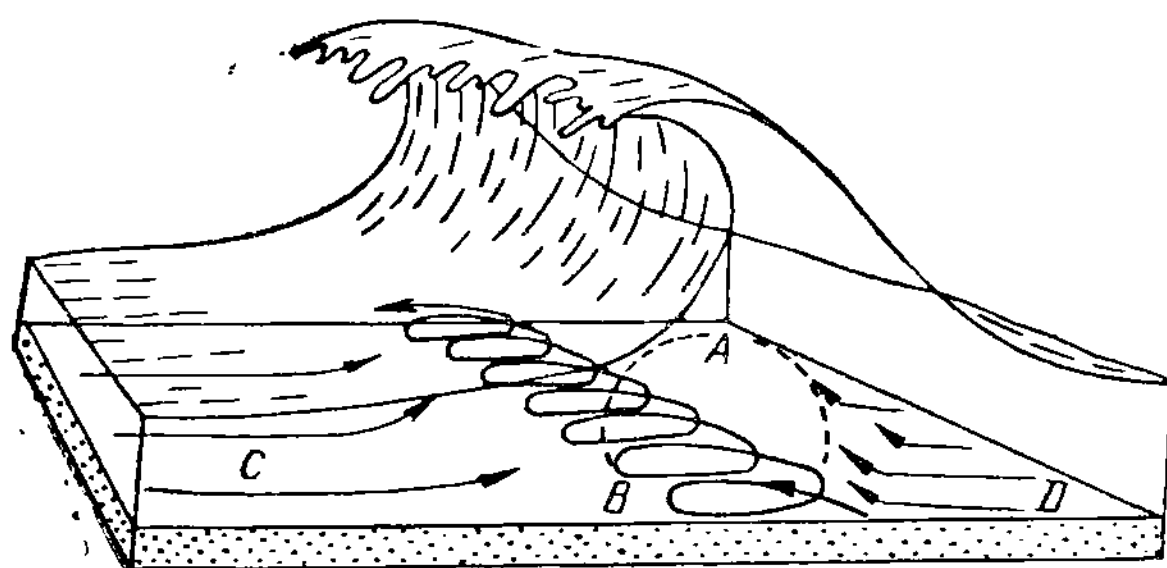


Рис. 11. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая движение зерен под действием ударной волны [432].

($v > 60$ см/сек), то зерна движутся в направлении этого течения (рис. 10, б) и, наконец, когда скорость движения волн значительно превосходит скорость вдольберегового течения, то трассер движется от берега как бы подныривая под пабегающие волны (рис. 10, в).

Рис. 11 иллюстрирует механизм движения частиц разной крупности в зоне действия прибойных волн. Видно, что наиболее крупные песчаные зерна перемещаются сальтацией вдоль линии *B* по квазиэллиптическим орбитам. Более мелкие частицы находятся во взвешенном состоянии и движутся по траектории *A*. Зерна,двигающиеся от береговой зоны под действием стопной волны *C*, и зерна, перемещающиеся вместе с нагонной волной *D*, подныривают под волну, по существу воспроизводя траектории движения отдельных частичек воды.

Таким образом, с помощью трассеров удастся не только получить данные, которые к тому же имеют количественный характер, о направлениях и интенсивности разноса осадочного материала волнением и вдольбереговыми течениями, но и вскрыть точный механизм поведения частиц песка как функцию от гидродинамических параметров водной среды. Все это создает надежные предпосылки для разработки математических моделей процессов переноса обломочного материала. При этом модели создаются как в терминах теории вероятностей, так и на базе использования теории турбулентной диффузии. Однако разработанные на сегодняшний день модели еще достаточно сильно расходятся с фактически полученными данными [364, 526, 527].

ГЛАВА III

АНАЛИТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Литолог при изучении геологических объектов (разрезов осадочных толщ, текстур и структур пород, концентраций в пределах отдельных разностей пород минералов тяжелой фракции и т. п.) обращает внимание прежде всего на те характерные признаки этих объектов, которые дают возможность восстановить гипотетическую историю их формирования. В зависимости от того, какая генетическая интерпретация приписывается тому или иному признаку, и в зависимости от степени согласованности этой интерпретации в общей картине, реставрирующей геологическую историю объекта, и конечный результат исследования, т. е. генетическая модель, оказывается в различной степени гипотетичным. Основную содержательную нагрузку генетических моделей

составляют представления о процессе, приведшем к формированию изучаемого объекта. Специфика же геологических объектов заключается прежде всего в том, что процессы их формирования принципиально ненаблюдаемы и суждения о них либо черпаются из данных, полученных при изучении современных процессов (актуалистический подход), либо вводятся дедуктивным путем («с потолка») с последующей проверкой согласуемости следствий из такого рода модели с фактическим материалом.

Таким образом, основным принципом реставрации геологической истории является принцип эмпирической непротиворечивости независимо от того, что явилось источником информации о механизме геологического процесса. При этом достоверность критериев, с помощью которых оценивается эмпирическая непротиворечивость, в значительной мере определяется конструктивностью предлагаемой модели в том смысле, что следствия из нее должны по возможности однозначно предопределять генетическую интерпретацию фактического материала. Конструктивность же модели прежде всего зависит от метода, реализующего взаимосвязь предполагаемых характеристик процесса и фиксируемых свойств объекта исследования. Эта взаимосвязь в наиболее полном виде может быть выявлена только в аналитических моделях, причем независимо от того, в какой терминологии (вероятностной или детерминированной) трактуется механизм процесса. Для того чтобы оценить достоверность этого высказывания, необходимо определить, что понимается под аналитической моделью седиментогенеза.

Аналитической моделью седиментогенеза мы будем называть любые генетические построения ретроспективного плана, в которых теми или иными методами устанавливается аналитическая зависимость между признаками объекта и соответствующими им характеристиками среды его формирования, т. е. предполагается, что аналитическая модель является своеобразным оператором, с помощью которого реализуется ретросказание в системе «объект — среда». Ясно, что аналитическая модель седиментогенеза может быть построена только на основе формализованных представлений о механизме процесса, предполагающих либо функциональные зависимости между его отдельными характеристиками, либо количественные соотношения между ними, устанавливающими их вклад в конечную реализацию процесса. При разработке такого рода моделей используется как мощный аппарат математического анализа в приложении к исследованию уравнений гидромеханики, так и весь арсенал дисциплин вероятностного цикла, включающий математическую статистику, теорию случайных процессов и т. д.

Определенные таким образом аналитические модели седиментогенеза являются объектом исследования математической геологии в трактовке А. Б. Вистелиуса [58, 59], если седиментогенез интерпретируется как случайный процесс, или математической геологии

в расширенном толковании, допускающем разработку детерминированных схем процесса [3, 208, 236].

Мы не ставим перед собой цель построить в данной работе сколько-нибудь строгую классификацию аналитических моделей седиментогенеза, поскольку, какое бы основание такой классификации не было выбрано, полученные классы неизбежно окажутся

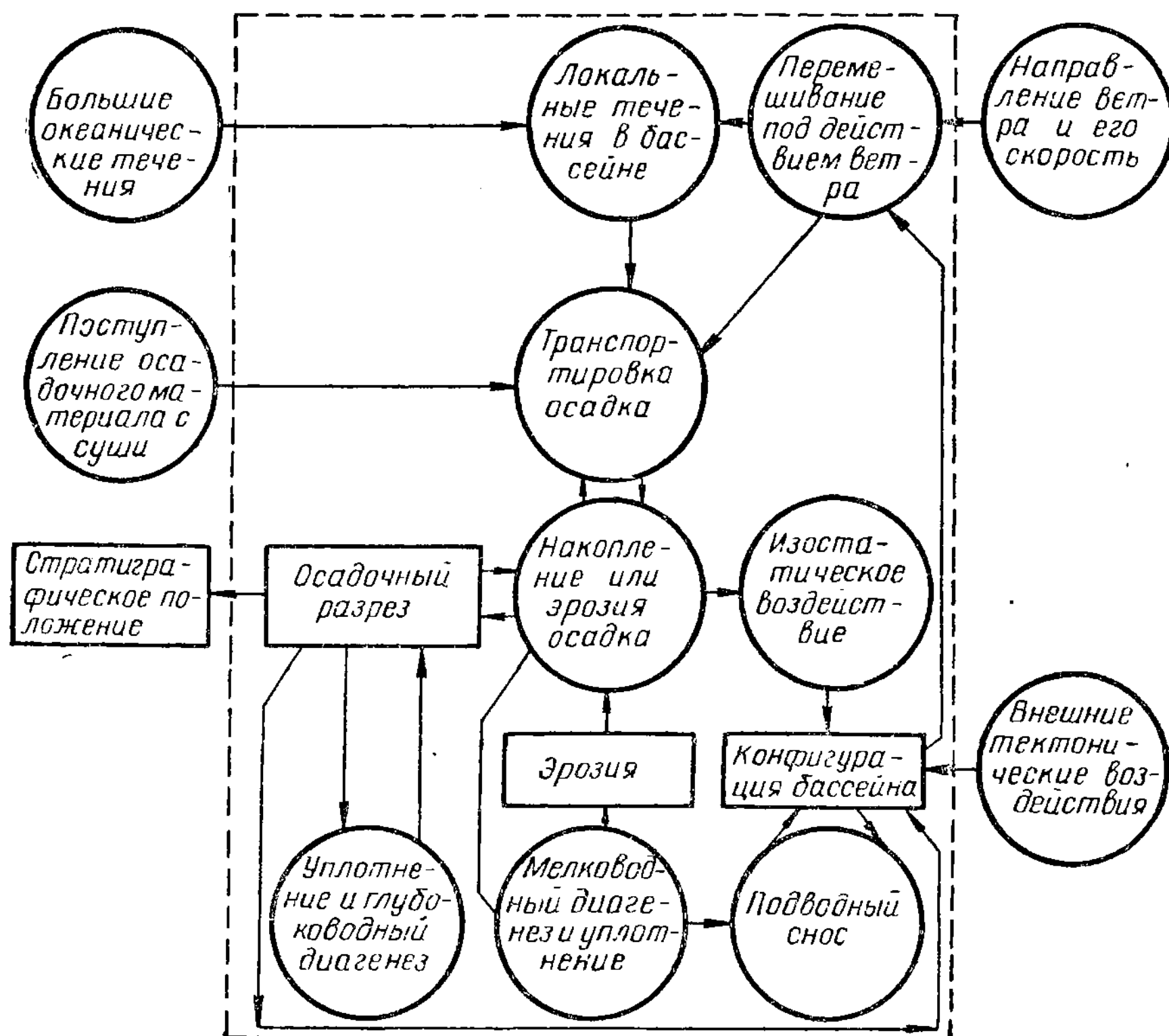


Рис. 12. Схема взаимодействия основных процессов, влияющих на осадконакопление в условиях мелководья [320]. Штриховой линией отделены экзогенные процессы, которые оказывают влияние на систему, но не имеют обратных связей.

пересекающимися. Поэтому мы ограничимся краткими пояснениями той терминологии, которую разные исследователи используют при разработке конкретных аналитических моделей. Различные наименования отдельных моделей возникают главным образом из разных схем, описывающих исследуемый процесс. Существующие в настоящее время подходы к разработке моделей седиментогенеза поясним на примере осадконакопления в прибрежной зоне моря.

Хорошо известно, что прибрежная зона открытых морей является своеобразным фильтром, через который неизбежно

проходит весь поступающий с суши обломочный материал. Часть этого материала выносятся реками, некоторая доля (в отдельных случаях весьма значительная [123]) принадлежит осадкам, образующимся в результате абразии побережья; меньший процент осадков поступает из атмосферы в процессе их переноса ветром, дующим в сторону моря, и т. д. Попадая в прибрежную зону, осадок интенсивно перерабатывается волнами и разносится вдоль побережья приливно-отливными и вдольбереговыми течениями. Дальнейшая судьба поступающего в море обломочного материала во многом определяется морфологией и геологическим строением зоны шельфа и интенсивностью тектонических процессов, определяющих возможность захоронения осадков в условиях трансгрессивных и регрессивных колебаний уровня моря. Это самая общая, всем хорошо известная схема. Основные, определяющие данный процесс факторы и характер их взаимодействия показаны на рис. 12.

Если исследователь поставил перед собой цель — построить модель конкретного геологического разреза таким образом, чтобы эта модель воспроизводила и последовательность наложения, и литологический состав слоев, и их мощности, то эта задача в принципе решается только на основе самых общих представлений о взаимодействии различного рода процессов, определяющих характер осадконакопления в прибрежной зоне так, как это показано на рис. 12. При этом фиксируется число учитываемых процессов и задается их гипотетический вклад в общую реализацию, т. е. геологический разрез. Учитывается, естественно, и возможная мера их взаимодействия. Затем непосредственно у пульта ЭВМ по составленной заранее программе перебираются различные комбинации входных величин с одновременной рисовкой модели разреза на графопостроителе. Та комбинация исходных данных, при которой модель разреза оказалась наиболее похожей на его реальный прототип, и является основополагающей при последующей интерпретации условий его образования [368].

Описанный подход реализует принципиальные черты так называемых концептуальных моделей, которые получили наибольшее развитие в американской седиментологии. Их подробное описание содержится в недавно переведенной на русский язык монографии Дж. Харбуха и Г. Бонэм-Картера [320]. С помощью концептуальных моделей исследуются условия образования стратиграфических последовательностей генетически различных типов отложений, анализируется общая схема эвапоритового седиментогенеза, реализованная в известной модели Л. Бриггса и Г. Поллака [32, 373]; фиксируется взаимодействие процессов, определяющих текстурные характеристики на поверхности осадка и т. д.

Концептуальные модели седиментогенеза имеют большое значение прежде всего в том отношении, что с их помощью удастся выявить и установить более или менее точное соотношение между отдельными, определяющими течение процессов факторами; а это

оказывает подчас решающее влияние на разработку аналитических моделей, описывающих механизм процесса. Таким образом, на основе концептуальных моделей выявляются те характеристики, которые составляют основу суждений о детальной структуре отдельных процессов на базе моделей других типов.

На примере того же рис. 12 можно понять смысл и так называемых феноменологических моделей. Предположим исследуется циклически построенный разрез угленосных отложений на основе следующих исходных предпосылок. Формирование разреза происходило на фоне трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря с заданным перепадом глубин. Каждой фиксированной глубине бассейна однозначно соответствует литологический тип осадка. В результате прогибания дна откладывается осадок i -го состава в объеме w_i . При подъеме дна (обмелении бассейна) часть осадка w_i размывается, но зато формируется другой слой j -го состава в объеме w_j . Затем вновь уровень моря понижается, и процесс повторяется, но уже с осадками другого состава. Такая последовательная смена знаков колебаний дна бассейна циклически повторяется. Механизм процесса исследователя не интересует. Ему лишь важно знать те количественные соотношения (баланс вещества), которые в заданном режиме процесса приводят к нужной реализации. Это и есть типичный пример феноменологической модели, которая во многом напоминает описанные выше концептуальные модели. Отличие состоит лишь в том, что в феноменологической модели всегда рассматривается единичный процесс, который задается последовательной сменой его состояний с фиксацией вещества, однозначно соответствующего каждому состоянию.

Кроме описанных двух типов моделей известен еще целый класс аналитических моделей, в которых акцент делается прежде всего на механизм процесса. При разработке таких моделей от условий протекания процесса (в палеогеографическом смысле), как правило, абстрагируются, поскольку один и тот же механизм может быть инвариантным множеству обстановок осадко-накопления. Упор же делается на аналитическую увязку параметров процесса с выводными характеристиками, отображающимися на исследуемый объект. Математический аппарат в таких моделях выбирается в зависимости от содержания исходных предпосылок и требований к конечному результату моделирования. Чаще это модели, сформулированные в вероятностных терминах, реже разрабатываются детерминированные модели.

Помимо соображений методологического плана, относящихся к природе геологических процессов, предпочтение вероятностным (или стохастическим) моделям объясняется еще и тем обстоятельством, что приложения известных уже уравнений движения (классическое уравнение Лапласа в частных производных с различными вариациями начальных и граничных условий) дают решения в самом общем виде, зачастую не увязывающиеся

с фактическим материалом. Если использовать специальные уравнения переноса осадка однонаправленным водным потоком, то они, как правило, также оказываются непригодными для решения прикладных задач. Объясняется это тем обстоятельством, что уравнения представляют собой эмпирические или в лучшем случае полуэмпирические соотношения, которые зависят от ряда численных коэффициентов, справедливых лишь для узкого класса условий. При перенесении этих уравнений в другие условия (например, в условия руслового потока с иным скоростным режимом и другим составом донных осадков) меняются значения коэффициентов, а иногда и структура уравнения. С учетом этих обстоятельств приложение такого рода детерминированных, полуэмпирических соотношений к реставрации условий осадконакопления геологического прошлого оказывается неприемлемым [422, 435, 462, 496 и др.].

Если все же полагать, что стохастические взаимоотношения составляют суть любых геологических процессов [55, 58], то в основе теоретико-вероятностного подхода к их исследованию должен лежать подход математический, т. е. построение абстрактных математических моделей, описывающих механизм этих процессов. Такой подход открывает принципиально иной путь к построению стохастических моделей осадко- и слоенакопления, который может быть реализован как в чисто статистическом плане, учитывающем статистические взаимоотношения реализаций процесса [57, 92], так и путем получения стохастического уравнения процесса, решение которого позволяет судить об устойчивости во времени факторов, составляющих суть динамических сторон процесса [146].

Совершенно очевидно, что оба подхода не являются взаимоисключающими. Более того, выводы о непротиворечивости фактическому материалу гипотетических предпосылок, положенных в основу статистической модели, с достаточным основанием позволяют их использовать для построения генетических моделей осадко- и слоенакопления. Так, в ряде работ А. Б. Вистелиус показал, что последовательность слоев различного вещественного состава в разрезах палеозойского флиша Южного Урала, красноцветной толщи п-ова Челекен, а также некоторых субаквальных отложений непротиворечиво описывается простой цепью Маркова [53, 62, 63]. При этом установлено, что возникающая после межслоевых размывов реализация сохраняет марковский характер. Этот вывод позволяет считать, что вещественный состав i -го слоя зависит лишь от состава $i - 1$ -го слоя и не определяется более ранней историей процесса.

Из этого вывода вытекает четкая геологическая концепция слоенакопления, в ряде случаев опирающаяся на фациальный закон Головкинского — Вальтера или же на гипотезу мутьевых потоков Ф. Кюпена. Действительно, обособление фациальных обстановок, осуществляющееся в процессе слоенакопления под

влиянием, например, колебательных движений земной коры, приводит к их четкому пространственному размежеванию и появлению в разрезе определенной последовательности наслоения, в которой состав произвольно взятого слоя определяется составом только нижележащего слоя. Разумеется, такая закономерность справедлива только в том случае, если в бассейне седиментации в рассматриваемый временной интервал была выдержана классическая схема осадочной рассортировки, что гарантировало бы приложение к данной стратификации правила Головкинского — Вальтера.

Ряд аналитических моделей седиментогенеза разработан в терминах теории случайных процессов. Необходимость при построении такого рода моделей в привлечении генетических предпосылок предъявляет дополнительные, более жесткие требования к собственно геологическому анализу моделируемого процесса, который должен свестись к выбору необходимого числа признаков и к конструктивной постановке задачи. Эти требования особенно важны по той причине, что разрешение модели в терминах теории случайных процессов (функций), как правило, приводит к вероятностным характеристикам процесса, позволяющим делать генетические выводы о динамической структуре модели, которые могут оказаться неверными, если на этапе постановки задачи не осуществлены указанные требования. Поясним это положение на следующем примере [6].

Анализ ритмограмм и гранулометрических кривых [129] большого числа разрезов терригенного типа наводит на мысль о том, что в рамках ограниченных временных интервалов (век, эпоха, период) накопление слоев подчинялось вполне определенному процессу, который может быть аппроксимирован случайной функцией вида

$$X(t) = a \sin(\omega t + \varphi), \quad (5)$$

где a и ω — положительные постоянные, а φ — случайная величина, имеющая функцию распределения $F(\xi)$. Можно показать, что режим процесса (стационарный в широком смысле или нестационарный) целиком определяется видом функции $F(\xi)$. Если φ — случайная величина, равномерно распределенная на замкнутом отрезке, то процесс $X(t)$ является стационарным и эргодичным как относительно математического ожидания, так и корреляционной функции $k_x(\tau)$. Такое свойство процесса $X(t)$ допускает вполне корректный статистический анализ последовательности мощностей в разрезе, являющейся единичной реализацией процесса $X(t)$, с использованием статистики теории случайных функций. Если же φ является нормально распределенной случайной величиной, то процесс $X(t)$ не является стационарным и статистический анализ реализаций случайной функции (мощностей слоев) в значительной мере осложняется.

В заключение краткого анализа возможных подходов к построению аналитических моделей седиментогенеза остановимся на описании обобщенной концептуальной модели осадконакопления в прибрежной зоне моря, основы которой разработаны Л. Слоссом [541], П. Алленом [354], И. А. Одесским [206] и автором [233, 242]. Модель эта может представить значительный интерес для будущих детальных работ по воссозданию условий осадконакопления в зависимости от разной комбинации входящих в модель факторов. Эти различные сочетания И. А. Одесский [206] называл «состояниями системы седиментации».

Различные состояния рассматриваемой «системы седиментации» могут быть получены, если рассматривать 3 ведущих фактора, генерирующие возникновение наложенных образований: скорость прогибания дна бассейна $v_{пр}$, скорость денудационных процессов $v_{ден}$ и емкость так называемого пространства возможного накопления h . Последняя величина в ряде случаев может соответствовать глубине бассейна в зоне накопления осадка фиксированного состава. Эвристическая ценность моделей такого типа заключается в том, что в случае удовлетворительной сходимости

ТАБЛИЦА 2

Классификация моделей слоенакопления на основе различных механизмов формирования мощностей терригенных отложений, по С. И. Романовскому [242]

h	$v_{пр} = v_{ден}$	$v_{пр} > v_{ден}$	$v_{пр} < v_{ден}$
$h = 0$	Модели межслоевых границ Закрепление фациальной обстановки I	Нулевая седиментация в условиях частичной докомпенсации IV	Нулевая седиментация в условиях временной перекомпенсации VII
$h > 0$	Модели действительных («окончательных») мощностей * Положительная синхронная седиментация II	Положительная резко асинхронная седиментация V	VIII
$h < 0$	Модели промежуточных мощностей Отрицательная синхронная седиментация III	Отрицательная резко асинхронная седиментация VI	Положительная синхронная седиментация IX

* Смысл понятий «окончательная» и «промежуточная» мощность единичного слоя будет раскрыт в третьей части монографии в связи с изложением вероятностной теории слоенакопления.

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.

Помимо этого, в данной постановке задача может быть сведена к построению строгих формальных моделей условий компенсации, недокомпенсации и перекомпенсации прогибания дна бассейна накоплением осадочного материала. На первом этапе, очевидно, целесообразно построение простых моделей слоенакопления, учитывающих взаимоотношение указанных выше факторов. Можно показать, что таких моделей 9 [233], причем каждая из них описывает конкретный механизм процесса слоенакопления лишь в рамках неполного цикла (или трансгрессивный или регрессивный его этапы) либо характеризует специфические механизмы процесса безотносительно к этапам полного цикла слоенакопления; например, модель межслоевых границ или модель закрепления фациальной обстановки накопления, которая реализуется в случае нулевого пространства возможного накопления. При этом скорость прогибания дна бассейна и скорость денудации могут находиться в разных отношениях друг к другу ($v_{\text{пр}} = v_{\text{ден}}$; $v_{\text{пр}} < v_{\text{ден}}$; $v_{\text{пр}} > v_{\text{ден}}$). Возможные состояния описанной системы седиментации и класс моделей, которые могут быть реализованы в рамках данной системы, показаны в табл. 2.

Л. Слосс [541] использовал по существу ту же идею, выраженную, правда, в других терминах. В его трактовке характер стратификации S есть функция четырех переменных:

$$S = f(Q, R, D, M), \quad (6)$$

где Q — количество привнесенного в бассейн обломочного материала; R — скорость прогибания дна; D — показатель рассеяния материала и M — фиксируемые свойства осадочного материала. Из такой постановки задачи ясно, что разным соотношениям этих 4 факторов будут соответствовать разные последовательности формирующихся слоев. Так, если $Q > R$, то образуется регрессивная последовательность; если $Q < R$ — трансгрессивная. Следует отметить, что Л. Слосс лишь очертил возможный круг задач, которые следовало бы решать при моделировании различных типов стратификаций. Попытки решения некоторых из этих задач содержатся в работах П. Аллена [354] и В. Шварцхера [529]. Однако эти попытки нельзя назвать удачными, поскольку в них реализованы лишь простейшие детерминированные схемы, не дающие возможности соотносить результаты моделирования с фактическим материалом.

Таким образом, разработка аналитических моделей конкретных типов седиментогенеза не только позволяет глубже уяснить

физический смысл процессов осадконакопления, но и дает возможность подойти к количественной оценке факторов, управляющих ходом этих процессов в геологическом прошлом.

ПРИМЕРЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Многие исследователи, рассматривая различные аспекты процесса осадконакопления, представляли процесс в виде функциональных (часто зависимых в вероятностном смысле) соотношений, связывающих параметры процесса и характеристики объекта, являющегося его реализацией, т. е., иными словами, строили аналитические модели седиментогенеза. В данную работу мы отобрали те из них, которые либо имеют методический интерес, т. е. являются образцом безупречного подхода к описанию явления (сульфатная седиментация), либо приводят к интересным геологическим результатам (эвапоритовая седиментация), либо, наконец, представляют собой первую попытку аналитического осмысливания процесса, до этого трактовавшегося на чисто качественном уровне (денудация).

Денудация. Процессы разрушения материнских пород источника сноса представляют значительный интерес в аспекте разработки различных моделей седиментогенеза, поскольку от того, насколько интенсивно протекает этот процесс, во многом зависит и интенсивность процессов осадконакопления в конечных водоемах стока. Обычно различают 2 вида разрушения (выветривания) материнских пород — физическое и химическое. Но это разделение чисто условное, ибо в природе оба процесса действуют одновременно и лишь в зависимости от климатических условий один тип выветривания превалирует над другим.

Для наших целей представляют интерес рассмотрение вероятностной стороны этих процессов [252] и приложение полученных соотношений к оценке геотектонического режима колебательных движений крупных структурных единиц земной коры [243]. Правда, последний аспект задачи, имеющий узко профилированный характер, в данной работе не обсуждается *. Рассмотрим вероятностную схему процесса денудации, предполагая, что с физических позиций этот процесс достаточно хорошо изучен. Пусть имеется фиксированный объем пород W , находящийся в замкнутой области Q . С течением времени происходит разрушение пород на отдельные частицы w_i , каждая из которых в свою очередь вновь может дробиться на более мелкие частицы и т. д. При этом может происходить частичный вынос w_i за пределы Q (денудация) либо все частицы в течение всего времени протекания процесса остаются в пределах области Q (выветривание). Вторая схема (без выноса частиц) представляет собой процесс Юла.

* Он подробно освещен в работе автора [243], в которой на основе полученного уравнения денудации проанализированы скорости колебательных движений платформ и геосинклиналей Евразии.

Сформулируем следующую задачу: в области Q происходит дробление частиц. За малый промежуток времени $(t, t + \Delta t)$ каждая частица разделяется на 2 с вероятностью $\lambda \Delta t + o(\Delta t)$ и с вероятностью $\mu \Delta t + o(\Delta t)$ выносится за пределы Q . Требуется найти вероятностные характеристики распределения, описывающего этот процесс.

Пусть $p_n(t)$ — вероятность того, что в момент t в области Q имеется n частиц. Тогда на основании теорем умножения и сложения вероятностей получим

$$p'_n(t + \Delta t) = p_n(t) [1 - n\lambda \Delta t - n\mu \Delta t] + p_{n-1}(t)(n-1)\lambda \Delta t + \\ + p_{n+1}(t)(n+1)\mu \Delta t. \quad (7)$$

Перенесем $p_n(t)$ в левую часть (7), разделим полученное выражение на Δt и перейдем к пределу при $\Delta t \rightarrow 0$. Тогда можно записать систему дифференциальных уравнений процесса денудации:

$$p'_n(t) = -n(\lambda + \mu)p_n(t) + \\ + (n-1)\lambda p_{n-1}(t) + (n+1)\mu p_{n+1}(t), \quad (8)$$

где $n = 1, 2, \dots$

Умножим каждое уравнение системы (8) на x^n ($n = 0, 1, 2, \dots$) и сложим. Тогда

$$\sum_{n=0}^{\infty} p'_n(t) x^n = \mu \sum_{n=1}^{\infty} p_n(t) x^{n-1} n + \lambda x^2 \sum_{n=1}^{\infty} p_n(t) x^{n-1} n - \\ - (\lambda + \mu) \sum_{n=0}^{\infty} p_n(t) x^n n. \quad (9)$$

Если учесть, что вероятности $p_n(t)$ имеют производящую функцию

$$F(x, t) = \sum_{n=0}^{\infty} p_n(t) x^n, \quad (10)$$

то дифференциальное уравнение в частных производных, которому удовлетворяет производящая функция (10), будет иметь вид

$$\frac{\partial F(x, t)}{\partial t} = [\mu - (\lambda + \mu)x + \lambda x^2] \frac{\partial F(x, t)}{\partial x}. \quad (11)$$

Обозначим $\mu - (\lambda + \mu)x + \lambda x^2 \equiv \chi$. Тогда (11) можно записать так:

$$\frac{\partial F(x, t)}{\partial t} = \chi \frac{\partial F(x, t)}{\partial x}. \quad (12)$$

Получили линейное однородное уравнение, задача интегрирования которого равносильна интегрированию характеристической системы

$$dt = -\frac{1}{\chi} dx. \quad (13)$$

Решая (13), получаем

$$c - t = \frac{1}{\mu - \lambda} \ln \frac{|\mu - \lambda x|}{|1 - x|}. \quad (14)$$

Общим решением уравнения (11) будет

$$F(x, t) = \frac{\mu [1 - \exp \{(\mu - \lambda) t\}] + x [\lambda \exp \{(\mu - \lambda) t\} - \mu]}{\lambda - \mu \exp \{(\mu - \lambda) t\} + \lambda x [\exp \{(\mu - \lambda) t\} - 1]}. \quad (15)$$

Нашей целью является получение выражения для вероятностной характеристики процесса денудации, т. е. вероятности $p_n(t)$. Упростим (15) следующим образом. Обозначив

$$\begin{aligned} 1 - \exp \{(\mu - \lambda) t\} &\equiv a, \\ \lambda \exp \{(\mu - \lambda) t\} - \mu &\equiv b, \\ \lambda - \mu \exp \{(\mu - \lambda) t\} &\equiv c, \end{aligned} \quad (16)$$

разложим правую часть (15) в ряд по степеням x :

$$F(x, t) = \frac{\mu a + bx}{c - \lambda ax} = p_0(t) + p_1(t)x + \dots + p_n(t)x^n + \dots \quad (17)$$

или

$$\mu a + bx = (c - \lambda ax) [p_0(t) + p_1(t)x + \dots + p_n(t)x^n + \dots]. \quad (18)$$

Из (18) при $x = 0$ найдем $\mu a = cp_0(t)$

или

$$p_0(t) = \frac{\mu a}{c} = \frac{\mu [1 - \exp \{-(\mu - \lambda) t\}]}{\lambda - \mu \exp \{(\mu - \lambda) t\}}. \quad (19)$$

Аналогично

$$p_1(t) = \frac{(\mu - \lambda)^2 \exp \{(\mu - \lambda) t\}}{[\lambda - \mu \exp \{(\mu - \lambda) t\}]^2}. \quad (20)$$

Методом математической индукции легко доказывается, что

$$p_n(t) = \frac{(\mu - \lambda)^2 \exp (\mu - \lambda) t \{\lambda [1 - \exp t (\mu - \lambda)]\}^{n-1}}{[\lambda - \mu \exp t (\mu - \lambda)]^{n+1}}. \quad (21)$$

Нетрудно проверить, что при $\mu = 0$, т. е. когда все частицы остаются в пределах области Q (чистое выветривание), выражение (21) приобретает вид

$$p_n(t) = c_{n-1}^{n-m} \exp \{-m\lambda t\} (1 - \exp \{-\lambda t\})^{n-m} \quad (22)$$

и представляет собой вероятностную характеристику процесса выветривания.

Таким образом, формулы (22) и (21) доставляют нам в явном виде выражения для финальных вероятностей процессов выветривания без выноса частиц (22) и денудации (21) со сносом частиц за пределы области разрушения материнских пород. Задаваясь фиксированными значениями μ и λ , можно построить кривые распределения $p_n(t)$. От оценок вероятности можно перейти к оцен-

кам объема пород, разрушенных выветриванием в пределах данной области сноса, либо объема пород, сформировавшихся в конечных водоемах стока за счет частиц, денудированных с данной площади. Конкретное значение λ , очевидно, должно зависеть в первую очередь от петрологического типа пород источника сноса. Поэтому его определение возможно лишь после тщательного анализа интенсивности разрушения во времени пород разного петрографического состава. Материалом такой детальной работы мы не располагаем, а поэтому ограничимся рассмотрением общей вероятностной схемы процессов денудации и выветривания. Однако видно, что с ростом t (при фиксированных m и λ) $p_n(t)$ должны убывать по экспоненциальному закону. Такой характер поведения функции $p_n(t)$, согласующийся с кривыми разрушения пород при выветривании, которые приводятся, например, в монографии Л. Б. Рухина [258], наводит на мысль о том, что принципиальная сторона процесса описана правильно.

Сульфатная седиментация. Модель сульфатной седиментации при образовании карбонатных осадков разработана А. Б. Вистелиусом совместно с О. В. Сармановым [61]. Это первая и безусловно одна из лучших вероятностных моделей, описывающих механизм геологического процесса. Оригинальность постановки задачи, изящный подход к выводу интересующей авторов функции распределения дает возможность нам даже через 30 лет после опубликования этой статьи рекомендовать ее как образец безупречного анализа геологического явления.

При исследовании распределения концентраций сульфата кальция в палеозойских отложениях востока Русской платформы А. Б. Вистелиус обратил внимание на то, что в отложениях нижнего и среднего карбона, которые отвечают менее засоленным карбонатным фациям, эмпирические распределения частот сульфата кальция почти всегда обладают резко выраженной положительной асимметрией и не удовлетворяют критериям кривых Пирсона. Авторы заинтересовались этим оригинальным видом кривых распределения, и они предложили следующую седиментологическую схему сульфатной седиментации при формировании карбонатных осадков.

Отметим, что анализ кривых распределения эмпирических характеристик имеет смысл в двух отношениях. Во-первых, если эти распределения не являются следствием обычной аппроксимации с помощью известных в статистике критериев согласия, а выведены аналитически исходя из конкретной модели седиментогенеза. Тогда чаще всего получаемая функция отличается от классических (известных в теории вероятностей) распределений и дает возможность более обоснованно судить о механизме породившего ее процесса. Во-вторых, если найденная аппроксимация эмпирического распределения позволяет строить интересующие исследователя экстраполяционные заключения предсказательного характера. С этих позиций подход к выводу функции

распределения, выбранный А. Б. Вистелиусом и О. В. Сармановым, представляет самостоятельный интерес.

Таким образом, геологическая модель, трактующая механизм сульфатной седиментации, следующая. Сульфат кальция изначально концентрируется в верхней части слоя подвижного карбонатного ила. При движении придонных вод вследствие волнений моря и пульсирующих в прибрежной зоне вдольбереговых течений ил эпизодически взмучивается и часть сульфатов попадает в воду бассейна, способную их растворять. Взвешенные частицы ила постепенно переходят в осадок, потеряв часть сульфата кальция, но зато вновь попадают в среду, обогащенную им. Этот процесс с различными временными промежутками повторяется до тех пор, пока карбонатный ил окончательно не захоронится под накапливающимися над ним новыми порциями осадков. На основе таких гипотетических рассуждений требуется построить вероятностную модель процесса, на выходе которой должна быть функция распределения, удачно описывающая отмеченное выше эмпирическое распределение сульфата кальция. Предложенную седиментологическую модель А. Б. Вистелиус и О. В. Сарманов остроумно трансформировали в следующую урновую схему.

В урне имеется N шаров, причем часть этих шаров помечена различным числом точек, т. е. M_i шаров несут i точек ($i = \overline{1, k}$), где k — фиксированное число. Если полагать, что i изменяется от 0 до k , т. е. условно считать мечеными те шары, на поверхности которых точек нет, то $\sum_{i=0}^k M_i = N$. Тогда априорные вероятности вынуть шар с i точками $p_{i,0} = M_i/N$. Здесь индекс нуль означает вероятность вынуть шар с i точками до реального опыта. Ясно, что

$$\sum_{i=0}^k p_{i,0} = 1. \quad (23)$$

Вероятностная процедура состоит в следующем. Из урны вынимают один шар. Если он оказался немеченым ($i = 0$), то шар вновь опускают в урну. Если этот шар меченный ($i = \overline{1, k}$), то одну точку стирают и шар возвращают в урну, после чего все шары тщательно перемешивают. Спрашивается, каково распределение вероятностей вынуть шар с i точками ($i = \overline{0, k}$) после n опытов, т. е. каковы $p_{i,n}$.

Вероятности $p_{i,n}$ связаны с вероятностями $p_{i,n-1}$ рекуррентными соотношениями

$$\left. \begin{aligned} p_{0,n} &= p_{0,n-1} + p_{1,n-1} \frac{1}{N}; \\ p_{i,n} &= p_{i,n-1} \left(1 - \frac{1}{N}\right) + p_{i+1,n-1} \frac{1}{N}; \\ p_{k,n} &= p_{k,n-1} \left(1 - \frac{1}{N}\right). \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

На основе формул (24) можно получить общее выражение для вероятностей вынуть шар с i точками после n опытов через априорные вероятности $p_{i,0}$ ($i = \overline{1, k}$);

$$p_{i,n} = \sum_{h=0}^n c_n^h \frac{1}{N^h} \left(1 - \frac{1}{N}\right)^{n-h} p_{i+h,0}. \quad (25)$$

Ясно, что если $i + h > k$, то в формуле (25) все $p_{i+h,0}$ нужно заменить нулем. Поскольку специфика рассматриваемого процесса предполагает большое число повторений опыта, то полагают, что $n \geq k - 1$. Тогда в формуле (25) последнее слагаемое будет содержать $p_{k,0}$ и равенство (25) преобразуется

$$p_{i,n} = \sum_{h=0}^{k-i} c_n^h \frac{1}{N^h} \left(1 - \frac{1}{N}\right)^{n-h} p_{i+h,0}, \quad i = \overline{1, k}, \quad n \geq k - 1. \quad (26)$$

С учетом условия (23) ясно, что $p_{0,n} = 1 - \sum_{i=1}^k p_{i,n}$. Рассмотрим асимптотическое поведение равенства (26). Для этого надо предположить, что $N \rightarrow \infty$ и $n \rightarrow \infty$, а $n = \lambda N$, где $\lambda > 0$ — фиксировано.

Из курса математического анализа известно, что

$$\lim_{N \rightarrow \infty} c_{\lambda N}^h \frac{1}{N^h} \left(1 - \frac{1}{N}\right)^{\lambda N - h} = \frac{\lambda^h}{h!} \exp(-\lambda). \quad (27)$$

С учетом (27) соотношение (26) трансформируется в следующую асимптотическую формулу:

$$p_i = \sum_{h=0}^{k-i} \frac{\lambda^h}{h!} \exp(-\lambda) p_{i+h,0}. \quad (28)$$

Полученная формула (28) верна при любом начальном распределении вероятностей, удовлетворяющем условию (23).

А. Б. Вистелиус и О. В. Сарманов предположили (и это, на наш взгляд, единственное слабо обоснованное место в их работе) начальное распределение в виде урезанного закона Пуассона с параметром $a > 0$, т. е. предполагалось, что

$$p_{i,0} = \frac{a^i}{i!} \exp(-a) \quad (i = \overline{1, k});$$

$$p_{0,0} = 1 - \sum_{i=1}^k p_{i,0}. \quad (29)$$

С учетом (29) формула (28) приобретает окончательный вид закона распределения:

$$p_i = \exp(-[a + \lambda]) a^i \sum_{h=0}^{k-i} \frac{(a\lambda)^h}{h! (i+h)!} = \exp[-(a + \lambda)] a^i \times \\ \times \left[\frac{1}{i!} + \frac{a\lambda}{1! (i+1)!} + \frac{(a\lambda)^2}{2! (i+2)!} + \dots + \frac{(a\lambda)^{k-i}}{(k-i)! k!} \right]. \quad (30)$$

Анализ формулы (30) показывает, что полученное асимптотическое распределение представляет собой хорошо известное распределение Пуассона, но отличается присутствием в нем так называемого пертурбационного множителя λ . Если $\lambda = 0$, то распределение (30) превращается в классический закон Пуассона. Однако присутствие λ в формуле (30) весьма существенно. Так, если $a \leq 2$, а $\lambda > 0$ (любое), то $p_{i+1} < p_i$. При $a > \lambda$ и небольших λ имеется одно максимальное p_i при $i > 1$. Гистограмма p_i (при $a \leq 2$) асимметрична и по внешнему виду похожа на гистограмму экспоненциального закона $\exp(-ax)$.

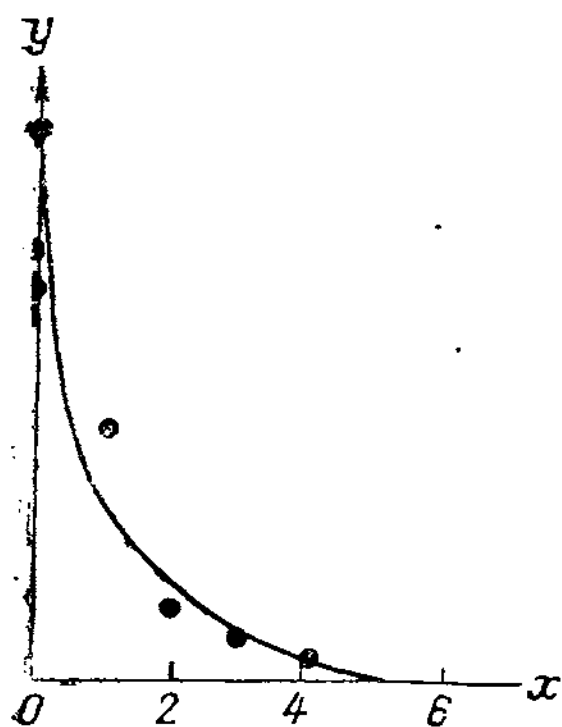


Рис. 13. Проверка согласия эмпирического материала по распределению сульфата кальция в карбонатных отложениях с теоретической кривой, соответствующей закону Пуассона с пертурбационным множителем [61].

Далее авторы показали хорошее согласие найденного распределения вида (30) при $k = 5$, $a = \lambda = 2$ с эмпирической кривой распределения сульфата кальция на примере разреза среднего карбона в районе сел. Нытва (рис. 13). Из этого следует, что стохастическая гипотеза сульфатной седиментации не противоречит опытным фактам и согласно принципу эмпирической непротиворечивости можно утверждать, что осаждение сульфата кальция могло происходить так, как предложено в рассмотренной геологической модели.

Эвапоритовая седиментация. Аналитическую модель эвапоритовой седиментации разработали Л. И. Бриггс и Г. Н. Поллак [32, 320, 373]. Модель детерминированная, для описания которой использовано уравнение Пуассона в частных производных.

Схема эвапоритового бассейна, из которой понятен основной механизм циркуляции вод, необходимый для реализации соле-накопления, показан на рис. 14. Видно, что специфичность бассейна заключается прежде всего в его условной изоляции от открытого моря, которая реализуется существованием бара или барьерного рифа вблизи единственного узкого пролива, отграничивающего этот бассейн со стороны открытого моря. Вследствие

ограниченного притока соленых морских вод в эвапоритовый бассейн в его пределах испарение всегда превышает приток свежей воды, которая, попадая в этот изолированный бассейн, движется в виде тонкой интенсивно испаряющейся пленки по поверхности вод, заполняющих бассейн соленакпления. Когда концентрация солей в поверхностном слое воды достигает критической величины, соли осаждаются и накапливаются на дне бассейна. Естественно, что порядок осаднения солей определяется порядком возрастания растворимости, которым диктуется и расположение в пределах контура бассейна линий равной солености. Авторы

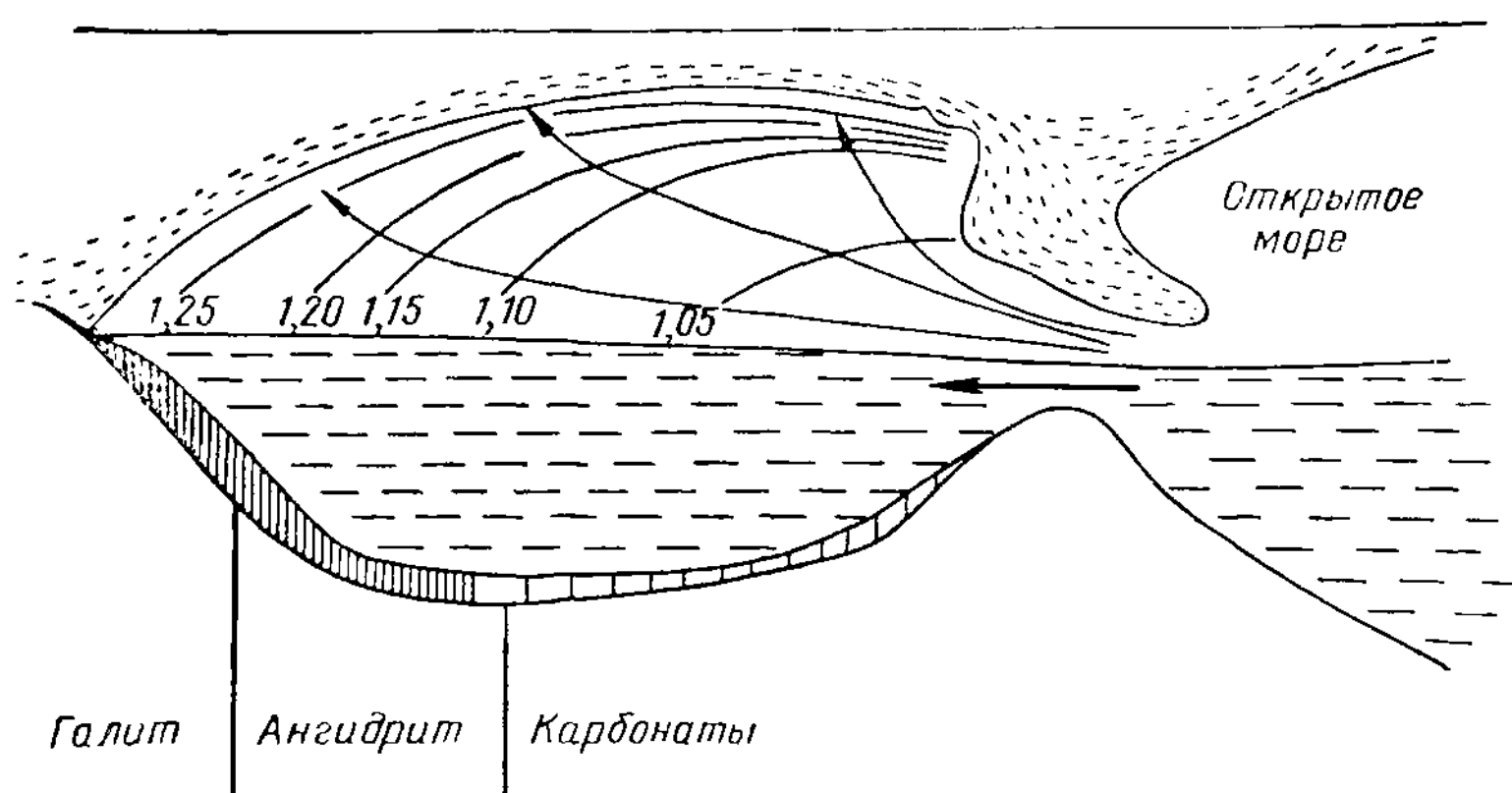


Рис. 11. Упрощенная модель эвапоритового бассейна, имеющего единственный пролив, связывающий бассейн с открытым океаном [32].

при построении модели полагали, что поток свежей воды в бассейне растекается от пролива преимущественно перпендикулярно к линиям равной солености поверхностных более соленых вод, которые образуют некое подобие дуги, вогнутой к месту втока в бассейн свежей морской воды. Поступающая в эвапоритовый бассейн вода компенсирует объем испарившейся жидкости.

При построении модели Л. И. Бриггс и Г. Н. Поллак предположили, что:

1) приток воды со стороны открытой акватории равномерный, горизонтальный и радиальный;

2) флюид (в данном случае соленая морская вода) невязкий и несжимаемый;

3) по мере испарения концентрация солей в воде растет, что, естественно, изменяет ее плотность; однако эти изменения на циркуляцию соленых вод в бассейне влияют незначительно;

4) со всей поверхности бассейна испарение происходит равномерно с постоянной скоростью;

5) глубина бассейна постоянна во всех его точках.

С учетом этих допущений поток воды в бассейне предлагается описывать уравнением Пуассона для потенциала скорости:

$$\operatorname{div} \operatorname{grad} \varphi = \frac{E}{h}, \quad (31)$$

где φ — скорость потенциальной функции; E — скорость испарения; h — глубина бассейна.

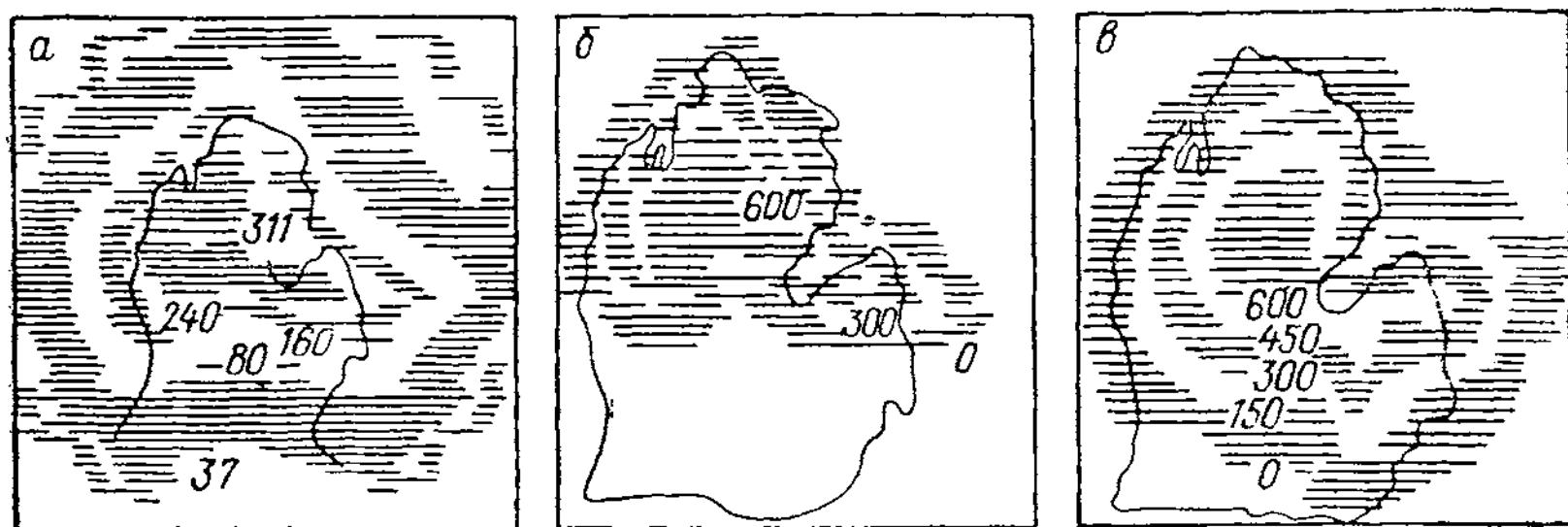


Рис. 15. Видоизмененная модель соленакопления и ее сравнение с фактическими данными [32].

a — пример распределения концентраций (г/л) через 1500 лет в модели, в которой 80 % притока поступает радиально через проходы в рифовом барьере и 20 % через основные открытые проливы; *б* — мощности осадков в зоне насыщения (по схеме *a* через 12 000 лет); *в* — карта изопакит галитов Кайяган, построенная по данным бурения.

Скорость потенциальной функции связана с вектором скорости соленой воды соотношением

$$v = -\operatorname{grad} \varphi, \quad (32)$$

а поток воды описывается уравнением

$$-\operatorname{div} (\rho v) = \rho \frac{E}{h}, \quad (33)$$

где $\rho = \text{const}$ — плотность воды. При подстановке в (33) условия (32) и получается уравнение Пуассона. Это уравнение решается численными методами, в результате чего на ЭВМ строится карта в изолиниях распределения в пределах бассейна поля скоростей.

Далее рассчитывается концентрация осажденных из флюида компонентов путем решения уравнения

$$-\operatorname{div} (-\delta \operatorname{grad} c + cv) = \frac{\partial c}{\partial t}, \quad (34)$$

где c — концентрация поля, замеренная по массе растворимых компонентов в единице объема соленой воды; v — скорость потока, оцениваемая по формуле (32); δ — постоянная диффузии; t — время.

Скорость процесса роста концентрации солей зависит от темпов испарения, которое оценивается по данным современных бассейнов соленакопления. В модели рассматривается заведомо упрощенный

вариант, т. е. однокомпонентная система, в которой осаждается лишь NaCl. Однако это упрощение компенсируется аналитической гибкостью метода, который позволяет экспериментировать с изменяющейся глубиной и контурами бассейна, с переменным числом и размером проливов, а также с переменными скоростями испарения.

Авторы признают, что ценность предложенной ими модели отложения эвапоритов может быть проверена только путем ее приложения для эвапоритовых пород геологического прошлого. С этой целью Л. И. Бриггс и Г. Н. Поллак использовали материалы по верхнесилурийской формации Салин Мичиганского бассейна. Для проверки предложенной аналитической модели были выбраны данные о мощности и размещении отложений галита в Мичиганском бассейне на протяжении всего позднего силура. В результате экспериментальной проверки оказалось, что наиболее удачна модель, основанная на предположении о радиальном притоке морских вод по всему периметру бассейна наряду с двумя проливами, подводящими воду, и одним проливом, по которому осуществляется отток соленых вод. Авторы считают, что подобная структура характерна для любых бассейнов. Получающиеся при этом распределения концентрации соли (рис. 15, а) и мощности солевых отложений (рис. 15, б) имеют приличное сходство с реальной формацией Салин.

На этом мы закончим описание примеров, иллюстрирующих различные подходы и возможности математического моделирования процессов седиментогенеза. Разумеется, приведенные здесь модели не исчерпывают не только всего многообразия процессов осадконакопления, но и уже разработанных аналитических моделей этих процессов, хотя, вообще говоря, достаточно серьезных моделей не так много. Ряд моделей мы упомянем в соответствующих разделах книги, поскольку они хотя и построены на базе чисто седиментологических предпосылок, но нацелены на решение сугубо геологических задач. Примером такого рода моделей может служить аналитическая модель фазовой дифференциации А. Б. Вистелиуса [56], описывающая механизм формирования пористости и сводящаяся к методу, который используется при корреляции разрезов осадочных толщ на основе предварительно выделенных «ритмов пористости». Другими примерами могут быть разнообразные модели слоенакопления, которые также основаны на седиментологической трактовке процесса. Этим моделям посвящена третья часть работы.

Наконец, ряд седиментологических задач может быть сформулирован в терминологии марковских процессов, которые с каждым годом становятся все более популярными у литологов, использующих в своей работе результаты аналитического описания закономерностей седиментогенеза [60, 232, 384, 387, 474 и др.].

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГРАНУЛОМЕТРИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ФАЦИАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

ГЛАВА IV

МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКОГО ОПИСАНИЯ ВЫБОРОЧНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

РАЗМЕРНЫЕ ШКАЛЫ

При фациальном анализе осадочных образований, нацеленном на выяснение обстановок и условий осадконакопления, важнейшая роль принадлежит гранулометрическому составу терригенных пород, поскольку особенности распределения обломочных частиц по размерам (фракциям) являются, по мнению большинства литологов, индикаторами особенностей же динамической структуры процесса седиментации (Р. Пассега и другие) или среды осадконакопления в палеогеографическом смысле (Л. Б. Рухин, Р. Фолк, Дж. Фридман и другие). Поэтому нам представляется привлекательным решение в некотором смысле обратной задачи, в которой предполагается по набору эмпирических характеристик (в частности, оценок параметров распределения гранулометрического состава) восстановить условия или обстановку осадконакопления.

Одной из целей данной части работы является доказательство неоднозначности решения такой задачи в том случае, когда она реализуется только на базе гранулометрического состава пород на эмпирическом уровне, т. е. на уровне перебора статистических характеристик фракционного состава без аналитической увязки этих характеристик с динамикой седиментационных процессов.

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

Помимо этого, существенно рассмотреть процедуры оценки статистических характеристик различными методами и достовер-

ность разрабатываемых на их основе генетических диаграмм. На рис. 16 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,

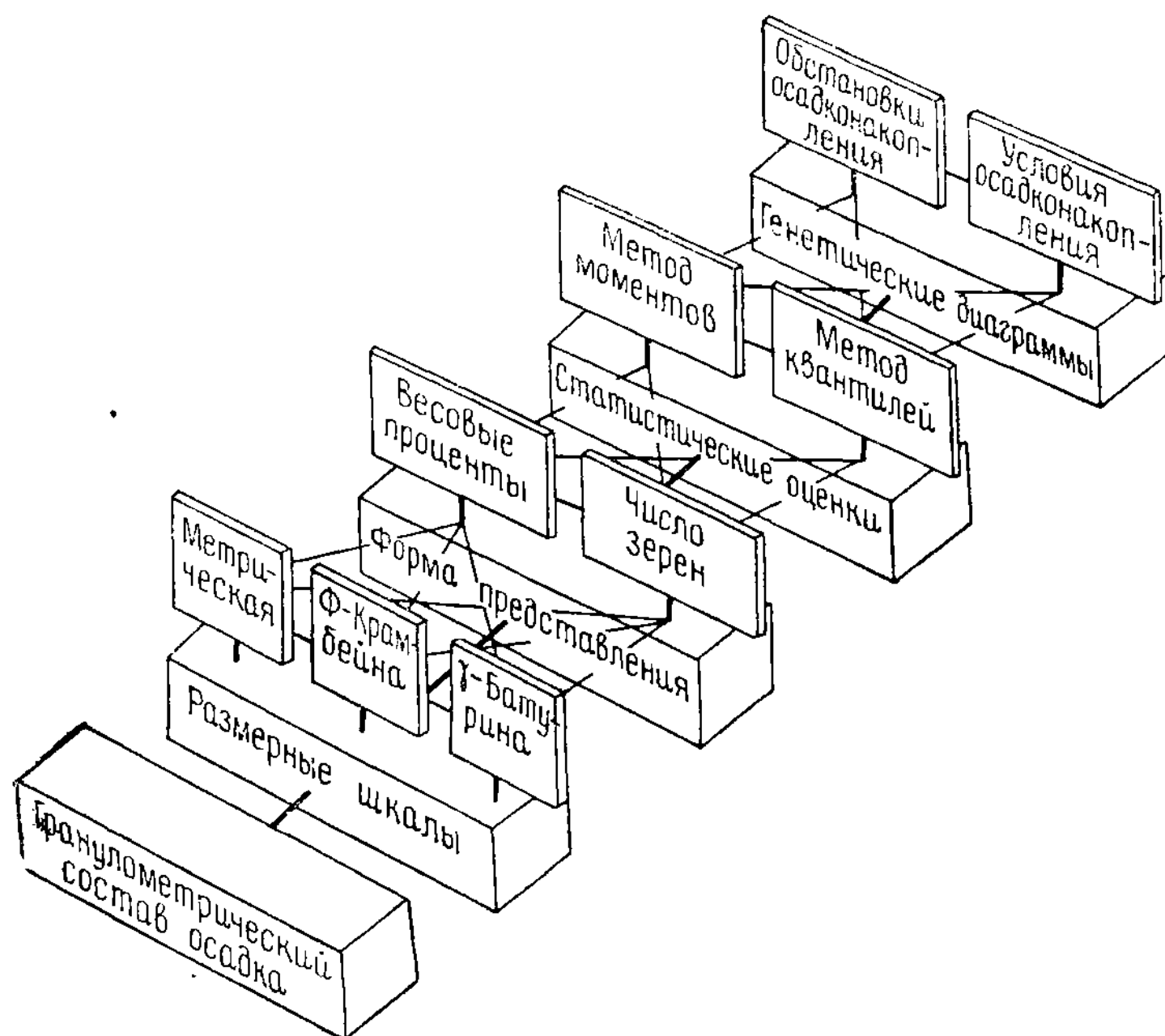


Рис. 16. Схема, иллюстрирующая различные формы представления и обработки результатов гранулометрических анализов.

может быть получено практически неограниченное количество, и если к тому же соотнести их с различными формами представления исходных данных и с разными размерными шкалами, то становится ясным, что при построении генетических диаграмм помимо содержательных трудностей, на которых мы остановимся детально в последующих главах, 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 данная задача решается посредством перебора различных вариантов генетических диаграмм, построенных на базе статистик, оцененных тем или иным

методом. Полная же группа вариантов, как легко понять из рис. 16, включает в себя практически неограниченное число случаев *, что не дает возможности без аналитических моделей, увязывающих параметры среды и характеристики фракционного состава осадка, образованного в данной среде, даже корректно поставить задачу по реконструкции обстановок осадконакопления.

Рассмотрим далее более обстоятельно некоторые из отмеченных нами проблем, которые необходимо учитывать при постановке ретроспективных задач на базе гранулометрического состава осадочных образований.

Если принять нижнюю границу размера глинистых частиц за $\xi_{\min}$, а верхнюю границу песчаных за $\xi_{\max}$, то произвольно выбранная частица ξ_i может иметь любой размер, принадлежащий этому промежутку — $\xi_i \in \{\xi_{\min}, \xi_{\max}\}$. Если затем переenumerовать 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 чисел Рейнольдса и коэффициента сопротивления, которое испытывает частица в движущемся потоке, имеет точку перегиба [332] и т. д. Помимо этого, желательна хотя бы видимая равномерность выделенных интервалов. Все эти требования удовлетворить чрезвычайно сложно, особенно последнее. Однако нам представляется, что вполне приемлемым вариантом является размерная шкала с шагом, равным $(10)^{1/10}$, которая в СССР была принята еще в 1939 г. [18]. Используя этот шаг в интервале 0,04—2,0 мм, выделяют следующие границы фракционных интервалов: 0,04; 0,05; 0,063; 0,08; 0,1; 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 мм.

В диапазоне алевритовой и глинистой размерности интервалы оказываются в значительной мере неравными, по крайней мере

* Чтобы конкретизировать эту мысль, достаточно помимо различных сочетаний, непосредственно следующих из рис. 16, учесть, что, к примеру, Ф-шкала Крамбейна допускает 3 варианта представления результатов гранулометрических анализов в этой шкале (0,25 Ф; 0,5 Ф и 1 Ф), что статистических характеристик может быть рассчитано 8—11 для каждого из методов (моменты или квантили) помимо возможных их комбинаций (например, отношение куба асимметрии к четвертой степени эксцесса) и т. п.

в сравнении с фракциями песчаной совокупности частиц. Связано это, как хорошо известно, с методикой гранулометрических анализов, которая пока еще остается не вполне совершенной, в частности в том отношении, что гравийно-песчаные смеси анализируются путем рассеивания на ситах, а алеврито-глинистые — гидравлическими методами, что и порождает резко неравномерный шаг фракционных интервалов в крайнем тонкодисперсном ряду размерностей.

Из известных в настоящее время размерных шкал наиболее популярны 3: 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 содержаний частиц по разным интервалам, невозможность использования известных квантильных оценок для расчетов статистических характеристик и т. д.). Однако, несмотря на эти очевидные неудобства, метрическая шкала весьма популярна в нашей стране и продолжает усиленно пропагандироваться [90].

Ф-шкалу ввел в практику литологических исследований американский геолог В. Крамбейн [458]. Согласно его определению «размер» частиц в Ф-единицах может быть найден из соотношения

$$\Phi = -\log_2 \xi, \quad (35)$$

где ξ — размер частиц, мм. Обратный перевод из Ф-единиц в метрическую шкалу также очевиден: $\xi = 2^{-\Phi}$. Форма представления Ф-единиц, предложенная В. Крамбейном, не совсем точно отражает размерную сторону этой процедуры. Использование выражения (35) создает иллюзию того, 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 (35) целесообразно переписать в виде

$$\Phi = -\log_2 \left(\frac{\xi}{\xi_0} \right), \quad (36)$$

где ξ_0 — размер частицы, равный 1 мм.

Ф-шкала В. Крамбейна 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 $0,25\Phi$. Причем специальные исследования показали [417], что различие масштабов резко сказывается на величине статистических характеристик эмпирических кривых распределения, особенно на величине третьего

(асимметрия) и четвертого (эксцесс) моментов. Поэтому для генетических реконструкций по данным гранулометрии требуется обоснование масштаба представления Ф-единиц, поскольку даже при одних и тех же используемых статистиках результаты анализа оказываются различными.

В СССР безразмерная гранулометрическая шкала, аналогичная по смыслу Ф-шкале В. Крамбейна, была предложена В. П. Батуриным [18]. В ней использован тот же принцип перевода из масштаба линейной размерности (мм) в масштаб γ-единиц, который реализуется по формуле

$$\gamma = -10 \log_{10} \left(\frac{\xi}{\xi_0} \right). \quad (37)$$

ТАБЛИЦА 3
Сопоставление трех шкал размерностей частиц

Классификационные наименования пород	Метрическая шкала		γ-шкала В. П. Бату- рина [18]	Ф-шкала В. Крамбей- на [556]
	Десятичная классифика- ция с шагом $10/\sqrt{10}$	Классифи- кация С. К. Уэнт- ворта [574]		
Глины (аргиллиты)		1/512 1/256 1/128		9 8 7
Алевриты (алевролиты)	0,008		21	
	0,010		20	
	0,012		19	
	0,016	1/64	18	6
	0,020		17	
	0,025		16	
	0,031	1/32	15	5
Тонкозернистый песок (песчаник)	0,040		14	
	0,050		13	
	0,063	1/16	12	4
Мелкозернистый песок (песчаник)	0,080		11	
	0,100		10	
	0,125	1/8	9	3
	0,160		8	
Среднезернистый песок (песчаник)	0,200		7	
	0,250	1/4	6	2
	0,315		5	
	0,400		4	
Крупнозернистый песок (песчаник)	0,500	1/2	3	1
	0,630		2	
	0,800		1	
Грубозернистый песок (песчаник)	1,000	1,000	0	0
	1,250		—1	
	1,600		—2	
Мелкий гравий	2,000	2,000	—3	—1
Крупный гравий		4,000		—2
		8,000		—3

Следует подчеркнуть, что В. П. Батури́н [18] впервые в отечественной литературе поставил вопрос о недостатках метрической шкалы и предложил разумный выход из этого положения, введя γ -единицы. Кроме того, В. П. Батури́н первый поставил проблему дробных ситовых анализов на базе γ -шкалы.

В табл. 3 приведено сопоставление трех описанных шкал размерности. Можно видеть, что и γ -шкала и Φ -шкала как бы вкладываются в метрическую шкалу, т. е. каждому линейному размеру частиц в миллиметрах соответствует единственный γ - и Φ -индексы. Кроме того, γ - и Φ -индексы изменяются плавно с шагом в одну единицу, чего нельзя сказать о метрических размерах частиц. Все это свидетельствует о несомненных преимуществах этих условных шкал перед традиционной метрической шкалой, от которой при обработке результатов гранулометрических анализов целесообразно отказаться.

Заметим, что логарифмические трансформации линейных размеров частиц, которые предложили В. Крамбейн и В. П. Батури́н, не единственны. Недавно Дж. Х. Шэй [535] предложил новую трансформацию, названную им шкалой τ . Образуется она аналогично Φ - и γ -шкалам:

$$\tau = 12 \lg \frac{\xi}{\xi_0}. \quad (38)$$

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 ($-36 \leq \tau < -24$).

Очевидно, что и шкалой τ 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 этой обработки.

ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТИЦ ПО РАЗМЕРАМ

В основе современных методов фациального анализа по данным гранулометрии лежит предположение о том, что разные комбинации статистических характеристик распределения фракционного состава терригенных пород отражают в широком смысле условия осадконакопления. Некоторые геологи делают еще более жесткие предположения: разные эмпирические функции распределения частиц по размерам соответствуют различным фациальным условиям формирования осадка [230].

Если такого рода предпосылки, проверявшиеся в большинстве случаев только на современных осадках, справедливы, то решение отмеченной выше обратной задачи, связанной с реконструкцией обстановок осадконакопления по данным гранулометрии, не должно вызывать ни принципиальных, ни технических затруднений. Однако практика фациальных реконструкций убедительно

доказывает, что данная проблема решается не так просто, как может показаться с первого взгляда. Более того, до сего дня нет твердой уверенности в том, что она вообще имеет решение.

Со времени доказательства А. Н. Колмогоровым [145] 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*. Как отмечает Дж. Гриффитс [86], в большинстве случаев распределение размеров зерен приближается к логарифмически-нормальному. Другие литологи более осторожны, считая, что хотя число образцов, точно аппроксимируемых логарифмически-нормальным законом невелико, однако размеры частиц современных песков имеют распределение, более близкое к логарифмически-нормальному, чем к любой другой математической модели [490].

Отметим, кстати, что под «другой математической моделью» реально могут пониматься лишь 2 распределения: Розина — Раммлера** [452] либо гамма-распределение [155], ибо другие хорошо изученные теорией вероятностей законы, насколько известно автору, применительно к гранулометрии осадочных образований не использовались. Что касается логарифмически-нормального распределения, то, строго говоря, из схемы дробления частиц, использованной А. Н. Колмогоровым [145], еще не следует столь же обоснованное приложение (а главное, вытекающая из модели А. Н. Колмогорова интерпретация) этого распределения к гранулометрии как современных осадков, так и древних осадочных пород.

Для того чтобы убедиться в справедливости этого положения, рассмотрим различные схемы дробления, каждая из которых приводит к распределениям частиц по размерам, отличным от логарифмически-нормального закона. Еще А. Н. Колмогоров [145, с. 101] отмечал: «Было бы интересно изучить математические схемы, в которых скорость дробления частиц уменьшается (или увеличивается) с уменьшением их размеров. Естественно рассмотреть при этом в первую очередь случаи, в которых скорость дробления пропорциональна той или иной степени размеров частиц. *Если эта степень отлична от нуля, то, по-видимому, логарифмически-нормальный закон будет уже неприменим* (курсив наш. — С. Р.). Так оно и оказалось.

* Первым, кто указал на логарифмически-нормальный закон распределения частиц, был, очевидно, Дж. Удден.

** Плотность так называемого распределения Розина — Раммлера имеет вид $f(x) = \alpha\beta x^{\beta-1} \exp\{-\alpha x^\beta\}$, где $\alpha > 0$, $\beta > 0$ — параметры. Как легко видеть, функция $f(x)$ есть не что иное, как хорошо известное в теории вероятностей распределение Вейбулла. Тот факт, что распределение $f(x)$ было получено П. Розином и Е. Раммлером [520] из другой вероятностной схемы, отличной от той, которая привела Вейбулла к распределению, посвященному его имя, не давало права литологам «переименовать» хорошо известную и детально изученную теорией вероятностей функцию.

Впоследствии А. Ф. Филиппов [306] обобщил частный случай дробления частиц, рассмотренный А. Н. Колмогоровым, при котором скорость дробления принималась за константу, не зависящую от размеров частиц (физически не оправданное предположение). Он, используя идеи А. Н. Колмогорова, построил общую теорию дробления, рассмотрев ряд соотношений, увязывающих конечное распределение частиц по размерам со скоростью дробления. В частности, А. Ф. Филиппов показал, что если вероятность дробления частицы растет с увеличением ее размера по закону $p(\xi) = \xi^n$, $n > 0$, то случайная величина $u = (t + 1) \xi^n$ имеет в пределе (при $t \rightarrow \infty$) гамма-распределение. Это, как будет ясно из дальнейшего изложения, весьма важное заключение, поскольку гамма-распределение обобщает закон Вейбулла (или Розина — Раммлера) и экспоненциальное распределение, играющие важную роль при исследовании эмпирических распределений фракционного состава терригенных пород.

В случае альтернативного предположения, т. е. когда вероятность дробления частицы растет с уменьшением ее размеров по закону $p(\xi) = \xi^n$, $n < 0$, А. Ф. Филиппов [306] доказал, что данная схема приводит в пределе к «распылению» частиц и распределение зерен по размерам не может приближаться ни к какому предельному закону. С. В. Колесов и Р. А. Резванов [143] чисто статистическими методами (они моделировали процессы дробления частиц методом Монте-Карло) подтвердили справедливость отдельных схем, вытекающих из общей теории А. Ф. Филиппова.

Распределение Вейбулла также может быть получено из схемы дробления [365]. Оно широко используется при анализе динамики измельчения руды на обогатительных фабриках [399], при анализе размеров частиц автохтонных пород [452] и в ряде других интересных задач. Распределение Вейбулла возникает из схемы так называемого «одноактного» дробления, когда конечное распределение частиц по размерам является итогом разового акта разрушения породы [517, 518].

Однако рассмотренные подходы к анализу механизма дробления требуются увязать с процессами транспортировки кластического материала, поскольку неясно, сколь велика роль этих процессов в преобразовании распределений частиц по фракциям, которые фиксируются в современных и ископаемых осадках. В данном случае реальны 2 альтернативы: 1) эмпирические кривые распределения частиц формируются главным образом в результате дробления материнских пород источника сноса и последующие процессы транспортировки и седиментации не меняют вид этих распределений; 2) распределения частиц по размерам являются следствием наложения гидродинамических факторов среды седиментации на начальные распределения, возникшие в результате дробления пород источника сноса и решающим образом трансформирующие эти распределения в те, которые и фиксируются в осадке.

Есть основания полагать, что разнообразие сочетаний природных условий дробления пород и транспортировки частиц в конечные водоемы стока приводит к тому, что в определенных ситуациях может оказаться справедливой как первая [518], так и вторая [144] из высказанных нами альтернативных гипотез.

Таким образом, мы показали, что логарифмически-нормальный закон, столь популярный пока при исследовании фракционного состава осадочных образований, из схемы дробления может следовать только в одном, к тому же физически малореальном случае, когда скорость дробления постоянна и не зависит от размера частиц. Во всех остальных ситуациях схемы дробления не приводят к логарифмически-нормальной функции. Факт же непротиворечивости в ряде случаев эмпирических распределений размеров частиц логарифмически-нормальной модели может интерпретироваться двояко: либо в чисто статистическом смысле, как и непротиворечивость одновременно и многим другим видам распределений, либо в седиментологическом плане в рамках второй из высказанных нами альтернативных гипотез.

Если же оказывается справедливой первая из двух альтернатив (функция распределения частиц по размерам является следствием дробления в широком смысле пород, включающего начальное разрушение пород источника сноса, выветривание плюс истирание и обкалывание частиц в процессе транспортировки), что в принципе, как уже отмечалось, не исключается, то отсюда с непреложностью должен следовать весьма важный вывод: статистические закономерности эмпирических распределений частиц по размерам в генетически различных типах отложений не дают возможности реконструировать условия (в частности, гидродинамические) осадконакопления, поскольку эти распределения (например, логарифмически-нормальное или Вейбулла) отражают лишь характер процессов, имевших место на предшествующих седиментации этапах оформления гранулометрического облика осадка.

Что касается экспоненциального закона, а также распределений Рэлея и Вейбулла, то в последующих главах будет приведено седиментологическое обоснование этих законов на уровне построения аналитических моделей процессов, из которых они вытекают; а вот логарифмически-нормальный закон из седиментологических предпосылок аналитически вывести пока не удастся *.

Правда, в отношении логарифмически-нормальной функции, как наилучшей аппроксимации гранулометрии осадочных образований, высказывания достаточно противоречивы. Одни геологи [29, 86, 490, 566 и др.] считают, что несмотря на то, что логарифмически-нормальный закон распределения частиц по раз-

* Не исключено, что удовлетворительной может оказаться модель распределения Рэлея, из которой в одном из частных случаев вытекает логарифмически-нормальная функция, если рассматривать не размеры частиц, а их логарифмы.

мерам в реальных осадках фиксируется далеко не всегда, но тем не менее он является наилучшей из «идеальных» моделей [490]. Другие придерживаются иной точки зрения, полагая, что нетипичность для гранулометрии логарифмически-нормального закона заставляет пересмотреть методы оценки статистических характеристик фракционного состава пород, в частности отказаться от графических квантильных оценок и переосмыслить интерпретацию в генетическом плане получаемых результатов [247, 248, 405 и др.].

Каким же образом обосновывается приложимость логнормальной модели к гранулометрическому составу пород? Во-первых, это приближенные (с помощью вероятностной бумаги) графические приемы оценки [553, 566], ибо строгие критерии (например, критерий согласия χ^2 Пирсона) в случае, когда результаты гранулометрического анализа выражены в весовых процентах, а не в числе зерен, оказываются неприменимы. При этом гетерогенные смеси частиц, включающие несколько элементарных популяций, которые выделяются по способу переноса в водном потоке, пытаются разделить, выделив эти элементарные составляющие

осадка. Пример подобной приближенной оценки приведен на рис. 17. Точки перелома на этой линии указывают якобы на смену способов транспортировок, и фиксируются они в зоне дефицитов частиц различной размерности [553]. Этим точкам перелома пытаются даже придавать еще более жесткое генетическое содержание, установив на их основе прибойные зоны, характеризующиеся 3 различными энергетическими уровнями [554].

Во-вторых, делаются предположения, что различным способам транспортировки частиц (в пределах отдельных элементарных популяций осадка) соответствуют свои логарифмически-нормальные распределения [12, 153, 546], и если конечное распределение частиц по размерам оказывается все же не логарифмически-

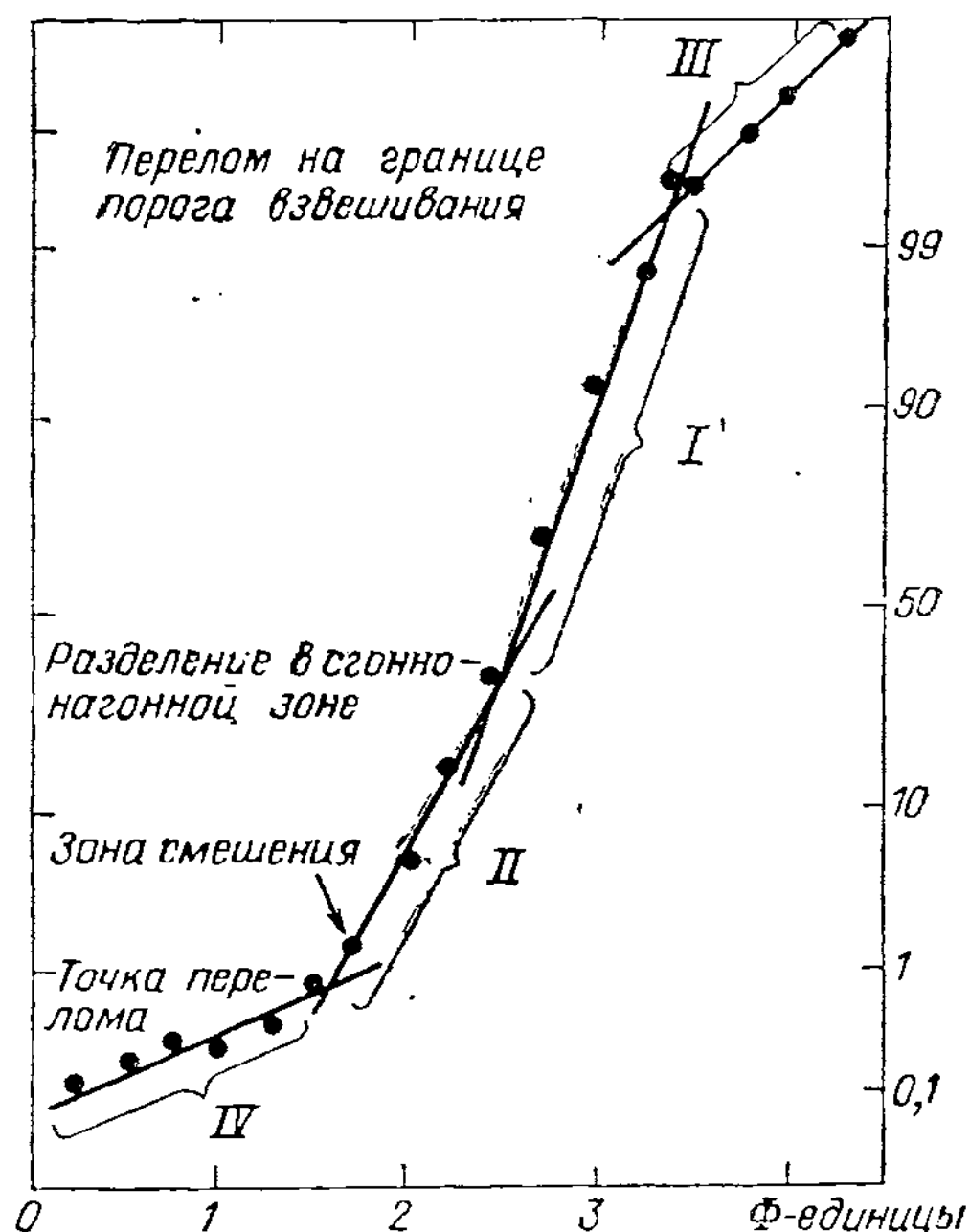


Рис. 17. Четыре усеченные логарифмически-нормальные популяции песков из прибойной зоны [566].

I—II — сальтационная, III — суспензионная, IV — волочения.

нормальным, то это, по мнению исследователей, свидетельствует о том, что конечное распределение явилось смесью трех популяций (суспензионной, сальтационной и донной), каждая из которых распределена логарифмически-нормально. «В потоке каждому способу транспортировки частиц соответствует свое логарифмически-нормальное распределение по их размеру», — утверждает, к примеру, Б. Н. Котельников [153, с. 36]. Какими же основаниями для такого утверждения располагает автор, остается неясным. Думается, что таких оснований нет, поскольку 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 отделение этих трех элементарных популяций частиц без знания гидродинамики палеопотока — вообще неразрешимая задача. К тому же неизвестны работы, в которых бы исследовалось распределение частиц в этих элементарных популяциях. Решается, как правило, иная задача: строится распределение частиц в гетерогенной смеси и отрезки прямых до точек перелома интерпретируются как логарифмически-нормальные функции, характерные якобы для элементарных популяций. Но это только интерпретация, а не факты, на которых можно строить самостоятельные заключения.

В-третьих, пытаются обосновать логарифмически-нормальный закон, пользуясь различными формальными схемами типа суммирования или произведения элементарных эффектов, типа схемы Кэптейна (модель пропорциональных эффектов) и, наконец, типа произведения «элементарных сортирующих событий» [190]. Разумеется, все эти схемы приводят к логарифмически-нормальной функции. Остается только неясным, какое отношение они имеют к реальным процессам седиментогенеза, ведь в чисто словесном оформлении все эти рассуждения оказываются справедливыми и для других процессов, ничего общего с седиментологией не имеющих.

Г. В. Миддлтон [190] высказал справедливую мысль, что при построении вероятностных моделей, в частности нацеленных на получение новой функции распределения частиц по размерам, необходимо делать минимальное число максимально физически устойчивых (т. е. в математическом смысле слабых) допущений. Это, во-первых, облегчит реализацию модели и, во-вторых, обеспечит ее «адекватность» более широкому классу геологических процессов. От себя добавим, что желательны физически оправданные для данного процесса допущения, 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, а построение стохастических моделей седиментогенеза, аналитическим путем приводящих к определенной функции распределения.

Рассмотрим это с других позиций: от чего зависит или, точнее, от чего должен зависеть вид эмпирической функции распределения частиц по размерам. Геологи, пытаясь дать ответ на этот вопрос [190, 372, 405, 452, 518 и др.], исходили прежде всего из практически фиксируемых распределений гранулометрии осадка, отложенного в различных с гидродинамических позиций обстановках осадконакопления. Показательно в этом отношении высказывание В. Н. Шванова [332, с. 75]: «К логарифмически-нормальному распределению приближаются отложения, подвергшиеся переработке в воздушной или водной среде — аллювиальные, эоловые и морские» (иначе говоря, практически все генетические типы терригенных осадков? — *С. Р.*).

Подобная интерпретация была бы вполне оправданной, если бы при исследованиях зависимости эмпирических функций распределения гранулометрического состава осадка от условий седиментации соблюдалось прежде всего требование представительности выборок. Под «представительностью» понимается, разумеется, не число образцов в выборке, а соответствие «опробованных» условий осадконакопления экстраполяционным заключениям.

Действительно, забегая вперед, отметим, что попытки генетического анализа обстановок осадконакопления в палеогеографическом смысле по оценкам статистик эмпирических распределений обломочных частиц в ряде случаев оказываются ненадежными прежде всего по причине непредставительности выборок в отмеченном выше смысле. Так, Дж. Фридман [406] строил генетические диаграммы для разделения речных и прибрежных морских песков на основе объединенных выборок, в которые вошли образцы, отобранные с побережий Атлантического и Тихого океанов, Средиземного моря, Мексиканского и Калифорнийского заливов, Берингова моря и Великих озер США. Образцы речных песков представляли 44 реки США и Аляски. В итоге такого «объединения» гидродинамические различия в условиях осадконакопления наложились на общность палеогеографических обстановок, что привело к весьма странным рецептам генетического анализа песков. Дж. Фридман предлагает 8—10 «надежных» комбинаций статистик, разделяющих указанные типы отложений (подробнее см. в гл. VII).

С другой стороны, иной подход к формированию исходных выборок приводит к существенно другим рекомендациям. Так, В. Колдаик [455] также анализировал гранулометрию речных и прибрежно-морских песков из Рио-де-Арагоса (Северо-Западная Испания) отдельно для рек Улла и Умиа, а также для побережий Эль-Гров и Ланзады. В результате он рекомендует всего 3 комбинации статистических характеристик (разумеется, не совпадающих с рецептами Дж. Фридмана), разделяющих исследованные осадки. Отметим, что генетические диаграммы как Дж. Фридмана, так и В. Колдаика дают превосходные результаты разделения

морских (прибрежных) и речных песков. В графическом оформлении они приведены в работах, на которые мы ссылаемся. И тем не менее дать ответ на вопрос, каким же образом разделять прибрежно-морские и речные пески, не представляется возможным.

Некоторые геологи, как мы уже отмечали, склонны считать, что характер распределения частиц по размерам определяется не процессами транспортировки и седиментации, а лишь дроблением исходного кластического материала. Причем кратковременное (одноактное) дробление якобы приводит к распределению Вейбулла * [518], а неоднократно повторяющиеся акты дробления и истирания частиц — к логарифмически-нормальному распределению. Л. Киттлман [452] даже рекомендует использовать степень отличия от распределения Вейбулла как меру сортированности осадка вблизи источника сноса. Кстати, ряд авторов дроблению отводит решающую роль [327, 512] и при объяснениях устойчивых особенностей распределений типа дефицита на рубеже песчаной и алевритовой фракции (0,05 мм).

Действительно, дробление, если его понимать в достаточно широком смысле как процесс разрушения материнских пород источника сноса с последующей чисто механической обработкой кластического материала (истирание и окатывание частиц в процессе переноса, обкалывание угловатых зерен и т. п.), играет существенную роль при формировании характерных особенностей эмпирических кривых распределения частиц по размерам, о которых говорилось выше. Но не менее важное значение имеют и чисто седиментологические факторы.

Рассмотрим 2 характерных примера. Предположим, что седиментация реализуется в спокойной среде в строгом соответствии с законами Стокса, Аллена и Риттингера [305, 409] в зависимости от диапазона размеров осаждающихся частиц.

В данном случае конечное распределение частиц по размерам не будет зависеть от председиментационной истории осадка, а будет определяться только законами седиментации. Действительно, если в условиях спокойного моря при отсутствии волнения и течений в какой-либо точке водной поверхности высыпать гетерогенную смесь частиц, включающих весь диапазон песчано-глинистых размерностей, то их осаждение будет контролироваться только законами Стокса и Ньютона — Риттингера, а на дне образуется осадок с характерной градационной текстурой. Зависимость же от председиментационной истории осадка сказывается только в конечных размерах поступающих в зону седиментации частиц (преобладание частиц песчаной или алеврито-глинистой размерности). При такой ситуации создается возможность содержательной

* В дальнейшем тексте под распределением Вейбулла будет пониматься функция, которую литологи привыкли именовать распределением Розина — Раммлера или просто распределением Розина.

интерпретации эмпирической функции распределения в терминах законов осаждения частиц. Пример аналитического вывода распределения, соответствующего описываемой схеме осаждения, будет рассмотрен в гл. V.

Во втором примере предполагается, что на осаждающиеся порции частиц действуют факторы подвижной среды седиментации (течение, волнение и т. п.). В данном случае при одних и тех же размерах частиц кривые распределения могут быть различными. Важными факторами оказывается морфометрическая характеристика частиц (угловатость, уплощенность, окатанность и т. д.), морфоскопия, т. е. характер поверхности частиц, и гидродинамические показатели среды седиментации (скорость и направленность течений, коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного обмена и т. п.).

Поэтому при расшифровке типа кривой распределения частиц по размерам предпочтение той или иной модели может быть отдано только с учетом палеогеографических реконструкций бассейна осадконакопления, осуществляемых по другим характеристикам пород, например текстурным. Поскольку же седиментация в неподвижной среде (отстойнике) представляет собой явление значительно более редкое, чем осадконакопление в среде с активным гидродинамическим режимом, то и седиментологическая трактовка кривых распределения, основанная не только на законах осаждения, в целом должна быть предпочтительнее [234, 247].

Упомянувшееся выше распределение Вейбулла также весьма популярно при изучении гранулометрического состава осадочных образований. Со времени построения общей схемы дробления Дж. Беннетом [365] принято считать, что функция распределения Вейбулла удачно описывает соотношение частиц в автохтонных или слабо перемещенных осадках. Иными словами, предлагается [452, 512] использовать распределение Вейбулла для диагностики отложений, образованных в таких условиях, когда распределение обломочных частиц определяется лишь процессами, происходящими в месте разрушения материнских пород, и не зависит от процессов транспортировки и седиментации кластического материала.

Такого рода интерпретация «генезиса» распределения Вейбулла и следующие из нее далеко идущие выводы представляются в значительной мере сомнительными. Объясняется это тем, что в данном случае предается забвению непреложный в теории вероятностей факт: с одной стороны, вид распределения соответствует конкретной модели, описывающей поведение случайной величины, а с другой — одно и то же распределение может явиться итогом самых разных модельных представлений. Известно, например, несколько десятков схем, соответствующих разным в содержательном отношении задачам из различных областей знания, из которых аналитически можно получить нормальную функцию распределения. Модель «одноактного дробления» — это лишь

история распределения Розина — Раммлера, соответствующая вероятностной схеме, из которой оно впервые было получено [520]. В этой работе мы докажем, что распределение Вейбулла может быть аналитически выведено и из чисто седиментологических соображений.

ОЦЕНКИ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЭМПИРИЧЕСКИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ

К статистическим характеристикам фракционного состава пород обычно относят различные оценки линейных размеров частиц (среднего, медианного, максимального и т. д.), оценки вариации (изменчивости) размеров относительно среднего значения (дисперсия и стандартное отклонение), оценки форм эмпирических распределений (асимметрия и эксцесс) и, наконец, различные меры сортированности осадка, на которых мы остановимся отдельно. Все эти характеристики, как правило, рассчитываются либо с целью непосредственной их генетической интерпретации, либо с целью опосредованного через генетические диаграммы анализа обстановок и условий осадконакопления.

Генетическая интерпретация указанных выше статистик опирается на представления о гидродинамических условиях среды осадконакопления, которые в той или иной степени фиксируются в особенностях распределения частиц по фракциям. Если такого рода интерпретация линейных размеров частиц и оценок дисперсии выглядит достаточно убедительной, то связь характеристик форм распределений (асимметрии и эксцесса) с гидродинамическими факторами менее очевидна, хотя несомненно, что и эти статистики являются в каком-то смысле функциями от режима движения и рассортировки кластического материала. По крайней мере до постановки специальных лабораторных экспериментов с фиксацией всех возможных параметров водной среды и характеристик осадка и установления связи этих параметров со статистиками эмпирических распределений частиц по размерам любая генетическая интерпретация асимметрии и эксцесса выглядит неубедительной. Приведем лишь 1 пример подобной интерпретации: асимметрия и эксцесс «...служат своеобразными показателями отношения энергии среды переработки обломочного материала при транспортировке осадков к энергии среды захоронения этих осадков» [228, с. 128]. Вполне возможно, что будущие экспериментальные работы подтвердят справедливость этого высказывания. Пока же это (и ему подобные) утверждения следует отнести к категории сугубо гипотетических предположений, не имеющих доказательных основ.

Хорошо известно, что существуют 2 основных способа численной оценки статистик эмпирических распределений частиц по размерам: метод моментов и метод квантилей. Если метод моментов базируется на строгой вероятностной теории оценивания, то

метод квантилей разработан с целью приближенной графической оценки требуемых статистик.

Выбор того или иного метода оценки перечисленных выше статистических характеристик эмпирических распределений определяется исходной шкалой, в которой выражены результаты гранулометрического анализа, и требуемой точностью оценивания. В ряде случаев, когда статистики рассчитываются с целью их последующего изображения на генетических диаграммах, используют оба метода и путем последовательного перебора найденных характеристик фракционного состава добиваются наилучшего разделения обстановок осадконакопления. Сразу же отметим, что если таким путем разделяются современные обстановки, то в геологическом аспекте эта задача тривиальна и особого смысла не имеет, поскольку найденная комбинация статистических характеристик будет иметь реальный смысл только для конкретных (опробованных) обстановок осадконакопления и потеряет свою значимость даже для односименных (но не опробованных) обстановок осадконакопления, а потому актуалистический подход не поможет выявить требуемую комбинацию статистик с целью реставрации обстановок накопления осадков геологического прошлого. Если разделяются палеообстановки, то без использования других литологических и палеонтологических признаков, т. е. без внешнего контроля, истинность решения данной задачи останется недоказуемой *.

Рассмотрим последовательно оба метода оценивания. Метод приближенных квантильных оценок разработан применительно к Ф-шкале Крамбейна. Наиболее распространен этот метод в тех странах, где принято изображать результаты гранулометрических анализов в Ф-единицах. 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. Л. Инмана [433], которые впоследствии модифицировали (в плане усложнения) Р. Л. Фолк и В. С. Уард [402]. Некоторые примеры квантильных оценок среднего размера зерен, стандартного отклонения, асимметрии и эксцесса пригедены в табл. 4. Ясно, что эти 4 характеристики являются основными не только потому, что они имеют однозначную статистическую интерпретацию, но и в связи с тем, что те же показатели могут рассчитываться с помощью метода моментов, что дает возможность сравнивать результаты, полученные разными методами.

Однако квантильный метод оценивания позволяет помимо отмеченных 4 характеристик фракционного состава вычислять практически неограниченное количество других мер, статистический смысл и содержательная интерпретация которых, как правило, не обосновываются. К числу таких мер можно отнести

* Более подробно данный тезис будет обоснован в гл. VII.

ТАБЛИЦА 4

Приближенные квантильные оценки статистических характеристик
эмпирических распределений частиц по размерам

Средний (медианный) размер частиц	Стандартное отклонение от среднего σ_{Φ}	Асимметрия Sk_{Φ}	Экцесс Ek_{Φ}

По Д. Л. Инману [433]

$$\frac{1}{2} (\Phi 16 + \Phi 84) \quad \left| \quad \frac{1}{2} (\Phi 84 - \Phi 16) \quad \right| \quad \frac{\Phi 84 + \Phi 16 - 2\Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16} \quad \left| \quad \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{\Phi 84 - \Phi 16} - 1 \right|$$

По Р. Л. Фолку и В. С. Уарду [402]

$$\frac{1}{3} (\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84) \quad \left| \quad \frac{1}{4} (\Phi 84 - \Phi 16) + \frac{1}{6.6} (\Phi 95 - \Phi 5) \quad \right| \quad \frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2\Phi 50}{2 (\Phi 84 - \Phi 16)} + \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{2.44 (\Phi 75 - \Phi 25)}$$

По Р. Б. Маккэмму [483]

$$\frac{1}{5} (\Phi 10 + \Phi 30 + \Phi 50 + \Phi 70 + \Phi 90) \text{ или } \frac{1}{10} (\Phi 5 + \Phi 15 + \Phi 25 + \dots + \Phi 95) \quad \left| \quad \frac{1}{5.4} (\Phi 85 + \Phi 95 - \Phi 5 - \Phi 15) \text{ или } \frac{1}{9.1} (\Phi 70 + \Phi 80 + \Phi 90 + \Phi 97 - \Phi 3 - \Phi 10 - \Phi 20 - \Phi 30) \quad \right|$$

По Г. Уоррену [570]

$$\left| \quad \frac{\Phi 84 - \Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16} - \frac{\Phi 50 - \Phi 5}{\Phi 95 - \Phi 5} \quad \right|$$

По Ф. П. Шепарду и Р. Янгу [536]

$$\left| \quad \frac{(\Phi 95 + \Phi 5) - (\Phi 16 + \Phi 84)}{\Phi 84 - \Phi 16} \quad \right|$$

арифметическое, геометрическое и логарифмическое квантильные отклонения, различные коэффициенты, оценивающие распределение частиц по фракциям, и т. п. Поэтому, учитывая генетическую направленность статистической обработки результатов гранулометрических анализов, необходимо генетическое же обоснование всех новых, вводимых в расчеты характеристик, без которого теряется смысловая основа работы и становится невозможной содержательная интерпретация полученных результатов.

Кроме того, необходимо подчеркнуть, что связь рекомендуемых квантильных оценок тех или иных характеристик фракционного состава со статистиками, которые должны оцениваться по кван-

тилям, 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 (вне зависимости от метода оценивания) интерпретируется как мера островершинности эмпирического распределения. Эта оценка всегда связана с дисперсией случайной величины: чем больше дисперсия, тем менее (в общем случае) островершинным является распределение.

Из табл. 4 можно видеть, что квантильные оценки эксцесса включают не более 4 квантилей, а потому, как и всякие квантильные оценки, они являются прежде всего функциями от выбранных точек, а информацию, содержащуюся между этими точками, не учитывают. Именно это обстоятельство дает основание утверждать, что квантильные оценки эксцесса не оценивают эксцесс в статистическом смысле, т. е. не являются мерами островершинности эмпирического распределения частиц по размерам [360].

Действительно, в общем случае квантильной мерой эксцесса является величина

$$\hat{E}k = c \frac{p_4 - p_1}{p_3 - p_2}, \quad (39)$$

где c — некая постоянная величина, а p_1, p_2, p_3 и p_4 — квантили эмпирического распределения. На рис. 18 показаны кривая нормального распределения и 2 аппроксимирующие ее кривые с заведомо разной островершинностью. Между тем квантильные оценки эксцесса оказываются одинаковыми для обеих кривых. Расчет эксцесса по тем же кривым с помощью метода моментов показал бы, что для плосковершинной кривой (рис. 18, I) эксцесс отрицательный, а для островершинной (рис. 18, II) — положительный. Необходимо отметить, что сделанное замечание относится ко всем квантильным оценкам, однако специальные исследования [403, 532 и др.] показали, что наибольшие расхождения в сравнении с методом моментов дают оценки асимметрии и эксцесса.

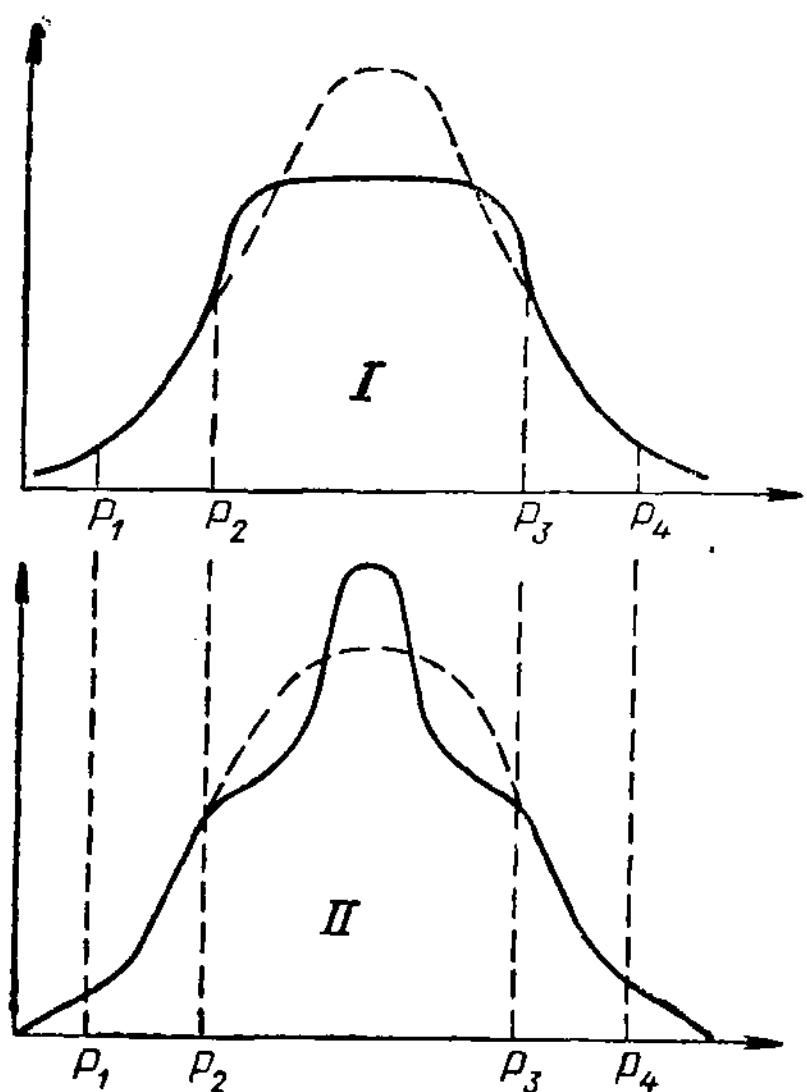


Рис. 18. Нечувствительность квантильных мер эксцесса к островершинности эмпирических распределений частиц по размерам [360].

Резонным является следующий вопрос: коль скоро квантильные меры являются функциями от выбранных точек, то каково оптимальное число этих точек, чтобы квантильные оценки были максимально эффективными? Эффективность в данном случае понимается в чисто статистическом смысле, т. е. оценка является максимально эффективной, если дисперсия этой оценки минимальна. Анализ этого вопроса в отношении квантильных оценок среднего размера зерен и сортированности осадка проведен Р. Б. Маккэммоном [483]. Идея его подхода заключается в сравнении предлагаемых мер с оценками тех же характеристик для нормального распределения. Можно, конечно, критиковать такой метод оценивания эффективности на том основании, что размеры зерен далеко не всегда распределены по нормальному закону. Однако это единственно возможный путь, позволяющий конструктивно решить поставленную задачу. Поясним практическую реализацию идеи Р. Б. Маккэммона на примере оценки эффективности квантильной меры среднего размера зерен.

Предположим, что фракционный состав осадка является выборкой из нормального распределения $N(a, \sigma)$. Тогда известно, что эффективной оценкой параметра a (математического ожидания) является $\bar{x}$ (средний размер зерен). Пусть далее медиана, т. е. квантиль Φ_{50} , является оценкой $\bar{x}$. Необходимо определить эффективность медианы как оценки среднего размера зерен.

Из курса математической статистики мы знаем (см., например, [280]), что медиана распределена асимптотически нормально с дисперсией $\sigma^2 \pi / 2n$, а среднее распределено нормально с дисперсией σ^2 / n . Поэтому, исходя из определения эффективности, легко находим, что эффективность медианы как оценки среднего составляет

$$\frac{\sigma^2}{n} : \frac{\sigma^2 \pi}{2n} = \frac{2}{\pi} \approx 64\%. \quad (40)$$

Пользуясь данным приемом, можно оценить эффективность квантильных мер среднего размера зерен, приведенных в табл. 4. Так, мера Д. Л. Инмана имеет эффективность 74%, мера Р. Л. Фолка и В. С. Уарда — 88%, а меры Р. Б. Маккэммона соответственно 93 и 97%. Из этих оценок вытекает следующее очевидное заключение: квантильные меры статистических характеристик эмпирических распределений частиц по размерам тем более эффективны, чем большее число квантилей вовлечено в их расчеты. При этом всегда существует оптимальное число квантилей, увеличение которого уже практически не приводит к повышению эффективности оценок.

Метод моментов в отличие от приближенного метода квантилей использует всю информацию, содержащуюся в эмпирическом распределении частиц по фракциям. Мы не будем в данном случае приводить расчетные формулы для оценки среднего размера зерен, стандартного отклонения, асимметрии и эксцесса. Они

содержатся в любом учебнике по математической статистике и применительно к гранулометрическому анализу воспроизведены в монографиях Л. Б. Рухина [258] и В. Н. Шванова [332]. Отметим лишь, что при использовании метода моментов величина оценки зависит от того, на сколько фракций разбит весь диапазон изменения размеров частиц. Причем величина погрешности прямым образом связана с видом теоретической функции распределения, которой аппроксимируются данные гранулометрического анализа.

В табл. 5, заимствованной из работы Т. А. Джонса [439], приведены результаты статистического исследования этого вопроса.

ТАБЛИЦА 5
Ошибки, вызванные группированием, при вычислении статистических характеристик заданных распределений

Распределение	Известные моменты				Величина интервала группирования	Оценки моментов			
	α	σ	Sh	Ek		$\hat{\alpha}$	$\hat{\sigma}$	$\hat{Sh}$	$\hat{Ek}$
Нормальное	0	1	0	3	0,5	0	1	0	2,82
					1,0	0	1,03	0	2,80
Симпсона [—5, 5]	0	2,06	0	2,4	1,0	0	2,06	0	2,42
					2,0	0	2,12	0	2,42
Равномерное [0, 10]	5	2,89	0	1,8	1,0	5,0	2,87	0	1,77
					2,0	5,0	2,83	0	1,70
Гамма	2	1	1	4,50	0,5	2,01	1,01	0,79	3,39
					1,0	2,0	1,05	0,76	3,53

Данные таблицы убедительно доказывают, что, во-первых, различие интервалов группирования, т. е. различная дробность гранулометрических анализов, сказывается на оценке среднего размера зерен и стандартного отклонения несущественно, вне зависимости от принятой аппроксимации распределения частиц по фракциям той или иной вероятностной функцией; во-вторых, ошибки оценки моментов более высоких порядков, т. е. асимметрии и эксцесса, вызванные различной дробностью анализа, в целом более существенны и тем больше, чем более асимметричным является аппроксимирующий результаты анализа закон распределения частиц по размерам.

Применительно к логарифмически-нормальному распределению размеров частиц различные приемы оценки параметров (метод максимального правдоподобия, метод моментов, метод квантилей, графический и смешанный методы) приведены в работе М. Халида [450]. Эти оценки тоже хорошо известны из общих курсов математической статистики, и поэтому в данной работе мы на них не останавливаемся.

Таким образом, резюмируя изложенные выше соображения, можно заключить, что в целом оценки статистических характеристик распределения частиц по фракциям, полученные с помощью метода моментов, должны быть предпочтительнее приближенных квантильных оценок. Причем чем выше порядок оцениваемого момента, тем различия между этими двумя методами становятся более существенными. В. Д. Сэвон [532] по данным более 300 образцов песчаных осадков рассчитал коэффициенты корреляции между статистиками, найденными с помощью различных методов. Результаты его расчетов, подтверждающих сделанное заключение, приведены в табл. 6. Как видим, различия применительно к асимметрии и эксцессу весьма существенны даже между отдельными формулами (см. табл. 4), использующими квантильный метод оценивания, и тем более существенны между формулами, основанными на методе моментов и методе квантилей.

ТАБЛИЦА 6

Корреляция между результатами расчетов статистических характеристик распределения частиц по фракциям, полученных с помощью формул, предложенных разными авторами

Авторы формул	Метод	Оценка коэффициента корреляции r			
		$\bar{x}$	$\hat{\sigma}$	$\hat{S}_k$	$\hat{E}_k$
Д. Л. Инман — П. Траск	Квантилей	0,987	0,975	0,752	0,444
Д. Л. Инман — Р. Л. Фолк, В. С. Уард		0,998	0,984	0,597	0,303
Д. Л. Инман — Г. М. Фридман	Квантилей-мо- ментов	0,997	0,964	0,477	0,431
Р. Л. Фолк, В. С. Уард — П. Траск	Квантилей	0,994	0,944	0,414	0,618
Р. Л. Фолк, В. С. Уард — Г. М. Фридман	Квантилей-мо- ментов	0,997	0,990	0,459	0,100
Г. М. Фридман — П. Траск	Моментов-кван- тилей	0,990	0,922	0,215	0,259

Еще одно чисто эмпирическое доказательство неоднозначности оценок асимметрии, полученных разными методами, содержится в работе Дж. Чеппея [380]. Им проанализирован гранулометрический состав пляжных и дюнных песков побережья Новой Зеландии. Оценки асимметрии вычислялись по формулам Ф. П. Шепарда и Р. Янга (см. табл. 4), Р. Л. Фолка и В. С. Уарда, а также с помощью метода моментов. Причем предшествующие исследователи показали, что эти типы отложений можно разделить, используя асимметрию эмпирических распределений частиц по размерам. На рис. 19 показаны кривые распределения асимметрии пляжных и дюнных песков, которые демонстрируют относительно надежное

разделение этих генетических типов отложений по данным асимметрии, вычисленной только с помощью метода моментов.

Этот пример, разумеется, нельзя рассматривать как критерий доказательства преимуществ метода моментов в сравнении с приближенным квантильным методом оценивания статистических характеристик эмпирических распределений частиц по размерам, тем более применительно к задачам генетического характера, поскольку можно указать много других примеров, когда именно квантильные меры оказывались наилучшими в отношении диагностики обстановок осадконакопления по данным гранулометрии. Он лишь еще раз демонстрирует методологическую несостоятельность подхода к решению проблемы реконструкции обстановок

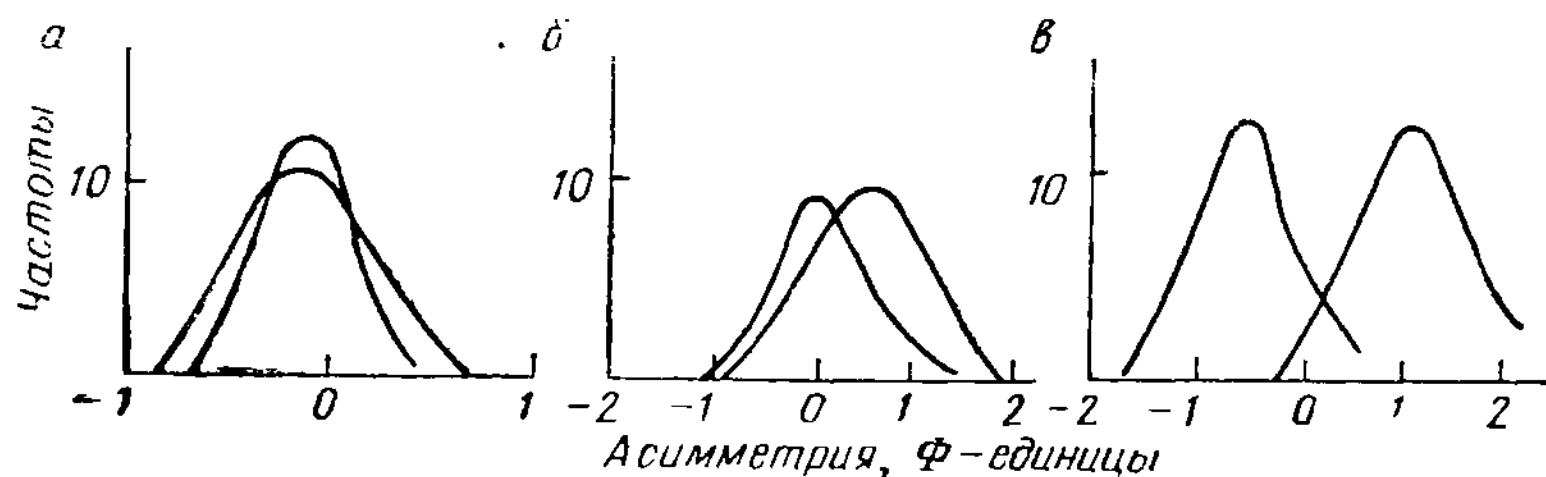


Рис. 19. Эффект использования разных формул вычисления асимметрии по данным гранулометрических анализов пляжных и дюнных песков побережья Новой Зеландии [380].

a — квантильная формула Ф. П. Шепарда и Р. Янга [536]; *б* — квантильная формула Р. Л. Фолка и В. С. Уарда [402]; *в* — формула Г. Фридмана [404], полученная по методу моментов.

осадконакопления, которая реализуется, как правило, путем перебора статистических характеристик без предварительной (до получения конечных результатов разделения обстановок накопления осадков) содержательной проработки проблемы, т. е. без формулировки и интерпретации альтернативных гипотез, связывающих гидродинамические параметры среды с конечным распределением частиц по фракциям.

Некоторые исследователи [439, 525] предлагают более строгие методы оценивания статистических характеристик фракционного состава пород, основанные на приближении эмпирической кривой распределения частиц по фракциям полиномами Грам-Шарлье [525] либо на разложении аппроксимирующей кривой распределения в ряд Эджворта [439]. Следует отметить, что достигаемая при этом точность не компенсируется вычислительными трудностями при реализации этих методов на ЭВМ и требованиями к конечным результатам; которые прежде всего должны быть устойчивы в отношении различных методов оценивания. Поэтому практически и квантильный метод (средний размер зерен и стандартное отклонение) и метод моментов (асимметрия и эксцесс) остаются наиболее оптимальными приемами оценки статистических характеристик распределения частиц по фракциям.

ЧИСЛЕННЫЕ МЕРЫ СОРТИРОВКИ

Распределение частиц по фракциям принято характеризовать особой мерой, которая получила название «сортировка» или «фракционная сортировка частиц». Иногда употребляется близкое по смыслу понятие «однородность» осадка, которая также рассматривается в аспекте размеров слагающих осадок обломочных частиц. Меры фракционной сортировки частиц должны учитывать характер распределения частиц по фракциям и фиксировать все фракции, в которых присутствует даже незначительное количество частиц данной размерности. Кроме того, из смысла, вкладываемого в понятие «сортировка» осадка, должна вытекать независимость численных мер, оценивающих сортировку, от вида распределения частиц в вероятностном смысле.

Рассмотрим с этих позиций наиболее распространенные в настоящее время меры сортировки — коэффициент Траска [562] и другие квантильные оценки, а также стандартное отклонение от среднего размера частиц, которое почти всеми геологами интерпретируется как мера сортировки осадка. Коэффициент сортировки Траска S_0 является функцией от двух квантилей (Q_{25} и Q_{75}) и рассчитывается по формуле

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_{25}}{Q_{75}}}, \quad (41)$$

где Q_{25} — 25%-ный квантиль, соответствующий зоне больших размеров, и Q_{75} — 75%-ный квантиль, лежащий в диапазоне частиц меньшей размерности.

Осадок считается идеально отсортированным, если $Q_{25} = Q_{75}$, что возможно только в том случае, когда все частицы имеют размер какой-то одной фракции. S_0 при этом равняется единице. 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 либо в двух фракциях, разделенных несколькими фракциями, не содержащими осадка. Действительно, на рис. 20 показаны 3 случая возможного распределения частиц по фракциям. В первом (рис. 20, а) весь осадок сосредоточен в двух крайних фракциях песчаной совокупности. Во втором (рис. 20, б) весь осадок распался также на две фракции, но в диапазоне частиц крупнопесчаной размерности, к тому же разделенных единственной фракцией, которая оказалась не представленной осадком. И, наконец, третий случай (рис. 20, в) демонстрирует относительно равномерное распределение частиц по фракциям. В первом случае осадок предельно неоднороден, но относительно хорошо отсортирован;

во втором — осадок практически однородный и также хорошо отсортирован. Наличие в осадке и в первом и во втором случае всего двух фракций свидетельствует о высокой избирательной способности процессов, приведших к почти идеальной сортировке, а различное расположение этих фракций в общей шкале размерности говорит о различном механизме сортирующих процессов. Между тем коэффициент сортировки Траска в первом случае значительно превосходит значение S_0 для второго соотношения



Рис. 20. Различное распределение частиц по фракциям, приводящее к неверной оценке сортировки осадка с помощью коэффициента Траска.

(рис. 20, б) и близок к S_0 , соответствующему третьему случаю (рис. 20, в), тогда как последнее распределение частиц по фракциям представляет собой случай весьма плохой сортировки осадка.

Такая неувязка смысловой нагрузки, вкладываемой в понятие «фракционная сортировка частиц», с мерой, которая должна соотносить это понятие с реальным распределением частиц по фракциям, в данном случае проистекает от того, что коэффициент сортировки Траска фиксирует всего 2 квантиля эмпирической кривой распределения частиц по размерам, не учитывая информацию, содержащуюся в остальных точках этой кривой. Все эти недостатки меры сортировки Траска давно знакомы литологам [332, 405 и др.].

Таким образом, коэффициент сортировки Траска является устойчивой мерой только для идеально сортированных осадков (весьма редкий в природе случай); для осадков хорошо сортированных (см. рис. 20, а и б) он фиксирует искаженную картину сортировки, а для осадков плохо сортированных (равномерное

распределение частиц по фракциям) он может рассматриваться в качестве грубой оценки сортировки частиц по фракциям.

Приведенные нами примеры (см. рис. 20), для которых коэффициент Траска не только приближенно характеризует сортировку осадка, как это считалось ранее, а даже искажает картину, наводит на мысль о том, что от коэффициента Траска лучше отказаться совсем, тем более что существуют меры сортировки, лишенные всех этих недостатков. Помимо меры сортировки, предложенной П. Траском, неоднократно вводились и другие меры, основанные как на квантильных, так и на моментных оценках. Все они так или иначе фиксировали совпадение стандартного отклонения от среднего $\hat{\sigma}$, как численной меры, с понятием «фракционная сортировка частиц», которое отражается этой мерой. Ряд этих характеристик приведен нами в табл. 4 (меры сортировки Д. Л. Инмана, Р. Л. Фолка и В. С. Уарда, Р. Б. Маккэмона). Причем все они исходят из предположения о логарифмически-нормальном распределении размеров частиц и соответственно из унимодальности этой кривой распределения.

Г. М. Фридман [405] на материале 612 образцов песчаников и песков рассчитал сортировку с помощью квантильных мер, предложенных разными авторами, и стандартного отклонения, сосчитанного по методу моментов. Оказалось, что все они практически идентичны друг другу (за исключением коэффициента Траска). Так, коэффициент корреляции r между сортировкой по Д. Л. Инману и стандартным отклонением равен 0,99; между сортировкой по Р. Л. Фолку и В. С. Уарду и стандартным отклонением — 0,98; между сортировкой по Р. Л. Фолку и В. С. Уарду и сортировкой по Д. Л. Инману — 0,96. Однако численное совпадение всех этих мер еще не означает, что все они столь же адекватны самому понятию «сортировка», которое они призваны отражать.

Следует заметить, что всем квантильным и моментным мерам сортировки в принципе может быть придан «реальный» смысл только для унимодальных кривых, для которых определены статистические приемы оценки значимости стандартного отклонения от среднего. Для бимодальных, а тем более полимодальных кривых все численные оценки стандартного отклонения (сортировки), которые мы приводили, оказываются весьма грубыми и в этом смысле практически неприемлемыми. С переходом же на дробные гранулометрические анализы, когда анализируется весь диапазон размерностей, включая песчаную, алевритовую и глинистые совокупности, наличие дефицитов на рубеже этих совокупностей предопределяет появление локальных минимумов кривой распределения и как следствие этого би- или полимодальность этой кривой. Унимодальные распределения при дробных ситовых анализах составляют редкое исключение, а потому и меры сортировки, которые мы обсуждали, остаются справедливыми только для узких популяций частиц, распределение которых характери-

зуются одним максимумом (модой). Для оценки же сортировки осадка в пределах всего интервала размерностей (от глин до песков) требуются меры, не зависящие от вида функции распределения частиц по размерам [19, 533].

Такой мерой, как нам представляется, может быть функция нормированной энтропии [234, 509]. Действительно, покажем, что энтропия дискретного распределения зависит только от длины и числа интервалов группирования случайной величины, т. е., иными словами, определяется только дробностью гранулометрического анализа и выбранной масштабной шкалой, фиксирующей

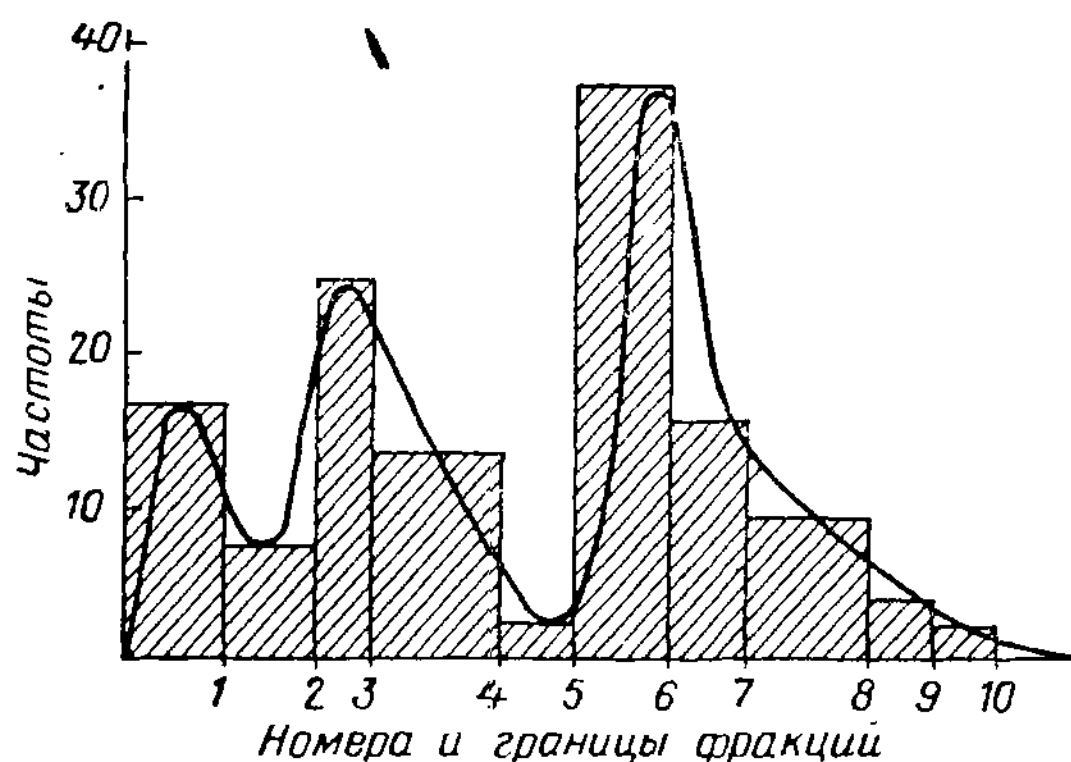


Рис. 21. Гистограмма, построенная по данным гранулометрического анализа, и аппроксимирующая ее трехмодальная плотность распределения вероятностей.

размер фракций. Пусть распределение частиц по фракциям аппроксимируется трехмодальной плотностью, а гистограмма имеет вид, показанный на рис. 21.

Энтропия выборочного распределения, как известно, определяется из соотношения

$$\hat{h}\{f^*(r)\} = - \sum_{i=1}^n p_i^* \ln p_i^*, \quad (42)$$

где n — число интервалов группирования (число фракций в анализе); p_i^* — частота, приходящаяся на i -й интервал (содержание в долях единицы частиц в i -й фракции). Выборочная энтропия (42) ограничена только снизу, т. е. когда весь осадок сосредоточен только в одной фракции, то $p_1^* = p_2^* = \dots = p_{n-1}^* = 0$, а $p_n^* = 1$ 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.

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 написать следующее выражение для p_i^* :

$$p_i^* = \frac{1}{(n + 1) \Delta r_i}. \quad (43)$$

С учетом этого соотношения преобразуем формулу (42) для оценки выборочной энтропии

$$\begin{aligned} \hat{h} \{f^*(r)\} &= \frac{1}{n + 1} \sum_{i=1}^n \frac{1}{\Delta r_i} \ln \Delta r_i (n + 1) = \\ &= \ln (n + 1) + \frac{1}{n + 1} \sum_{i=1}^n \frac{1}{\Delta r_i} \ln \Delta r_i. \end{aligned} \quad (43a)$$

Если Δr_i не единичный интервал, т. е. $\Delta r_i > 1$, то

$$\hat{h}_0 = - \sum_{i=0}^n \frac{1}{\Delta r_i} \ln \frac{1}{\Delta r_i}. \quad (44)$$

можно назвать энтропией группирования [249] и формулу (43a) переписать в виде

$$\hat{h} \{f^*(r)\} = \ln (n + 1) + \frac{1}{n + 1} \hat{h}_0. \quad (45)$$

Полученное соотношение вида (45) и доказывает высказанное положение о зависимости выборочной энтропии распределения частиц по фракциям только от дробности анализа (n) в формуле (45) и масштаба размерной шкалы ($\hat{h}_0$). При $n = 0$ (данные не сгруппированы) $\hat{h} = \hat{h}_0$. При больших n $\hat{h} \sim \ln (n + 1)$, что соответствует энтропии распределения с равной вероятностью попадания отдельных наблюдений в i -й интервал. Это максимальная дифференциальная энтропия, которой, как известно, обладает равномерная функция распределения на замкнутом отрезке. Если $\Delta r \equiv [0, 1]$, то $\hat{h}_0 = 0$ и $\hat{h} = \ln (n + 1)$, т. е. распределение частиц по фракциям равномерное.

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, приходящееся на i -ю фракцию,

а N — общее число зерен. Тогда формула (45) преобразуется к виду

$$\begin{aligned}\hat{h}\{f^*(r)\} &= \ln(n+1) + \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n m_i \ln \frac{N}{m_i(n+1)} = \\ &= \ln N - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n m_i \ln m_i.\end{aligned}\quad (46)$$

Заметим, кстати, что соотношение (46) получается из формулы (41) непосредственно. Однако при этом не улавливается связь в виде (45) зависимости энтропии выборочного распределения от длины и числа интервалов группирования частиц по фракциям.

Таким образом, энтропия распределения частиц по фракциям и служит той мерой, которой следует оценивать сортировку осадка. Эта мера лишена тех недостатков, на которых мы останавливались при описании принятых в настоящее время квантильных оценок сортировки и оценок, получаемых с помощью метода моментов (дисперсия и стандартное отклонение).

Для вычисления энтропийной меры сортировки осадка справедлива формула

$$H_r = \frac{\hat{h}\{f^*(r)\}}{\hat{h}\{f^*(r)\}_{\max}}, \quad (47)$$

где $\hat{h}\{f^*(r)\}$ рассчитывается по формуле (41), а $\hat{h}\{f^*(r)\}_{\max}$ — максимально возможное значение выборочной энтропии, соответствующее равномерному распределению частиц по размерам $\hat{h}\{f^*(r)\}_{\max} = \ln n$. H_r вида (47) — нормированная величина ($0 \leq H_r \leq 1$). 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 несортирован.

С целью подтверждения указанных теоретических положений фактическим материалом подсчитаем коэффициент Траска и энтропийную меру сортировки для песчаных отложений заунгузской свиты Средней Азии. Результаты вычислений и исходные гранулометрические анализы приведены в табл. 7. Как видно из данных табл. 7, песчаные отложения заунгузской свиты довольно плохо сортированы. H_r изменяется в пределах от 0,32 до 0,66, а коэффициент Траска от 1,24 до 2,08.

Интересно было установить корреляционную зависимость между коэффициентом Траска и энтропийной мерой сортировки, так как в случае однозначной оценки степени сортированности коэффициент корреляции между ними должен быть близким к +1 и в случае равенства единице углового коэффициента уравнения регрессии они связывались бы очевидным соотношением

$$S_0 = H_r + 1.$$

Размер фракций, мм						
1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,15	0,15—0,10	0,10—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001
—	0,19	70,0		21,66	8,15	—
—	—	17,50		37,50	45,00	—
—	—	40,00		51,75	8,25	—
—	14,43	62,28		17,43	5,86	—
—	22,50	60,50		13,62	3,38	—
—	6,0	60,66		30,00	3,34	—
—	8,86	66,25		20,75	4,14	—
—	9,00	57,50		30,25	3,0	—
—	17,75	46,50		30,63	6,0	—
—	8,67	78,33		9,0	4,0	—
—	0,16	16,34	64,34	16,26	0,28	0,78
—	0,10	13,26	72,80	8,38	2,66	1,02
—	—	0,46	48,08	43,86	2,44	1,72
—	0,14	2,00	72,54	18,50	1,62	1,80
—	0,90	8,30	58,80	18,80	13,20	—
—	—	0,04	51,04	44,34	1,48	1,10
—	0,10	20,50	66,54	9,84	0,62	0,40
—	—	5,96	82,06	9,16	0,52	0,10
—	0,36	12,00	60,24	20,04	3,34	1,52
—	0,10	7,64	64,60	22,80	1,71	0,15
—	—	2,60	70,00	24,10	0,50	0,40
—	0,30	1,84	59,80	28,50	1,92	1,50
0,16	0,24	7,80	58,20	27,60	0,95	1,85
1,10	19,7	27,30	42,90	6,10	0,24	0,33

С этой целью построен график $S_0 = f(H_r)$ (рис. 22). Все точки группируются в центре графика. Это указывает, как и следовало

ожидать, на отсутствие связи между S_0 и H_r , уже практически подтверждая, что коэффициент Траска несет информационную нагрузку, не соответствующую значимости понятия «фракционная сортировка частиц».

На основе разных мер сортировки многие исследователи строили классификации осадков по степени сортировки. Известны классификации П. Траска [562] по интервалам изменения S_0 , Р. Л. Фолка и В. С. Уарда [402] на основе оценок квантильного стандартного откло-

Рис. 22. Связь коэффициента Траска S_0 и энтропийной меры сортировки H_r для песчаных отложений заунгузской свиты.

	Md	Q_1	Q_3	S_0	$\hat{h}$	H_r
$< 0,001$						
—	0,282	0,142	0,310	1,48	0,785	0,38
—	0,136	0,039	0,148	1,95	1,031	0,50
—	0,146	0,071	0,170	1,55	0,908	0,44
—	0,20	0,150	0,34	1,51	1,041	0,50
—	0,280	0,180	0,54	1,74	1,021	0,49
—	0,130	0,158	0,35	1,49	0,936	0,45
—	0,20	0,147	0,35	1,54	0,947	0,46
—	0,20	0,147	0,32	1,47	1,003	0,48
—	0,345	0,153	0,34	1,48	1,197	0,58
—	0,138	0,130	0,266	1,43	0,755	0,36
1,84	0,145	0,138	0,331	1,55	1,011	0,49
1,78	0,138	0,125	0,540	2,08	0,940	0,45
3,44	0,125	0,092	0,141	1,24	1,016	0,49
3,40	0,232	0,10	0,22	1,48	0,910	0,44
—	0,150	0,092	0,185	1,42	1,136	0,55
2,00	0,145	0,100	0,160	1,26	0,881	0,425
2,00	0,150	0,141	0,335	1,54	0,970	0,47
2,20	0,170	0,142	0,350	1,57	0,664	0,32
2,50	0,125	0,064	0,142	1,49	1,141	0,55
3,00	0,142	0,054	0,170	1,77	1,025	0,495
2,40	0,145	0,139	0,180	1,09	0,831	0,400
6,15	0,143	0,063	0,165	1,62	1,024	0,495
3,20	0,180	0,06	0,200	1,82	1,131	0,55
2,33	—	0,092	0,185	1,42	1,366	0,66

нения, Г. М. Фридмана [405], построенной по стандартному отклонению, вычисленному по способу моментов, Р. Л. Фолка [405], разработанной также на основе коэффициента сортировки Траска, и много других подобных им классификаций. Все эти классификации объединяет один существенный, по нашему мнению, недостаток: они построены с использованием мер сортировки, не всегда удовлетворяющих этому понятию применительно к гранулометрическому составу реальных осадков. На недостатках этих мер мы уже останавливались.

Автор уже предлагал ранее [234] свою классификацию осадков по степени сортировки слагающих их частиц, разработанную на основе введенного нами энтропийного принципа оценки сортировки. Выделение крайних членов в классификации стало возможным благодаря использованию нормированной энтропии, так как она позволяет количественно оценить два крайних случая — идеально сортированный осадок ($H_r = 0$) и абсолютно несортированный осадок ($H_r = 1$).

Остальные подразделения достаточно условны, поэтому для них принята равномерная шкала — классификация осадков по степени сортировки [234].

Степень сортировки осадка	H
Идеально сортированный	0—0,1
Хорошо »	0,1—0,25
Умеренно »	0,25—0,50
Плохо »	0,50—0,75
Несортированный	0,75—0,90
Абсолютно несортированный	0,90—1,0

Таким образом, можно полагать, что предложенный энтропийный принцип оценки сортированности осадков удовлетворяет смысловой нагрузке как исходного понятия «фракционная сортировка частиц», так и конечным результатам этой оценки, поскольку разработанная нами классификация имеет конкретные преимущества перед ранее использовавшимися.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДЕФИЦИТА НЕКОТОРЫХ РАЗМЕРНЫХ ФРАКЦИЙ

Геологи давно подметили любопытную закономерность. На гистограммах, иллюстрирующих фракционный состав песчано-алевритовых пород, отмечается локальный минимум на границе частиц песчаной и алевритовой размерности. Этот эффект был назван дефицитом частиц. Сначала был известен лишь дефицит на рубеже «песок — алеврит», т. е. в районе частиц 0,05 мм (рис. 23). Правда, положение этого дефицита смещалось у разных авторов от 0,03 [546] до 0,063 мм [277]. В результате перехода к дробным ситовым анализам (19- и 33-фракционным) были выявлены дефициты и внутри песчаной совокупности частиц [277]. Весьма любопытны наблюдения Л. С. Смирнова, касающиеся смещения зоны дефицита с течением геологического времени [276—278], которое объясняется изменениями характеристик глобальных физических полей (в частности, гравитационного) в ходе геологической эволюции Земли.

Однако следует заметить, что эти исследования пока надо рассматривать только как возможную идею, но не как достоверный научный факт, поскольку, с одной стороны, они выполнены на весьма разнородном геологическом материале и практически не обоснованы метрологически, а с другой — учитывают только изменение силы тяжести, тогда как другая сопряженная с ней величина, т. е. вязкость воды, предполагается неизменной. Помимо этого, отмечанная закономерность может иметь ощутимый эффект только для докембрийских осадков. Для них же трудно отыскать достаточное число объектов с не измененными постседиментационными процессами текстурными характеристиками.

По поводу природы дефицитов существуют 2 гипотезы. Согласно первой, которую условно можно назвать первично-магматической, дефицит закладывается на стадии разрушения магматических пород и связан с особенностями дезинтеграции обломочного материала. Эта особенность заключается в том, что на рубеже

~0,05 мм зерна (независимо от их состава и первичной природы материала дробления) обладают повышенной изометрией, увеличивающей устойчивость этих частиц к последующему изменению размеров. Пока не совсем ясно, почему наиболее устойчивы к дроблению зерна, близкие по размеру к 0,05 мм. Если это связано с кристаллофизическими характеристиками материала, то почему граница дефицита не изменяется для любых хрупких веществ (даже искусственно изготовленных — сахар, стекло и т. п.)?

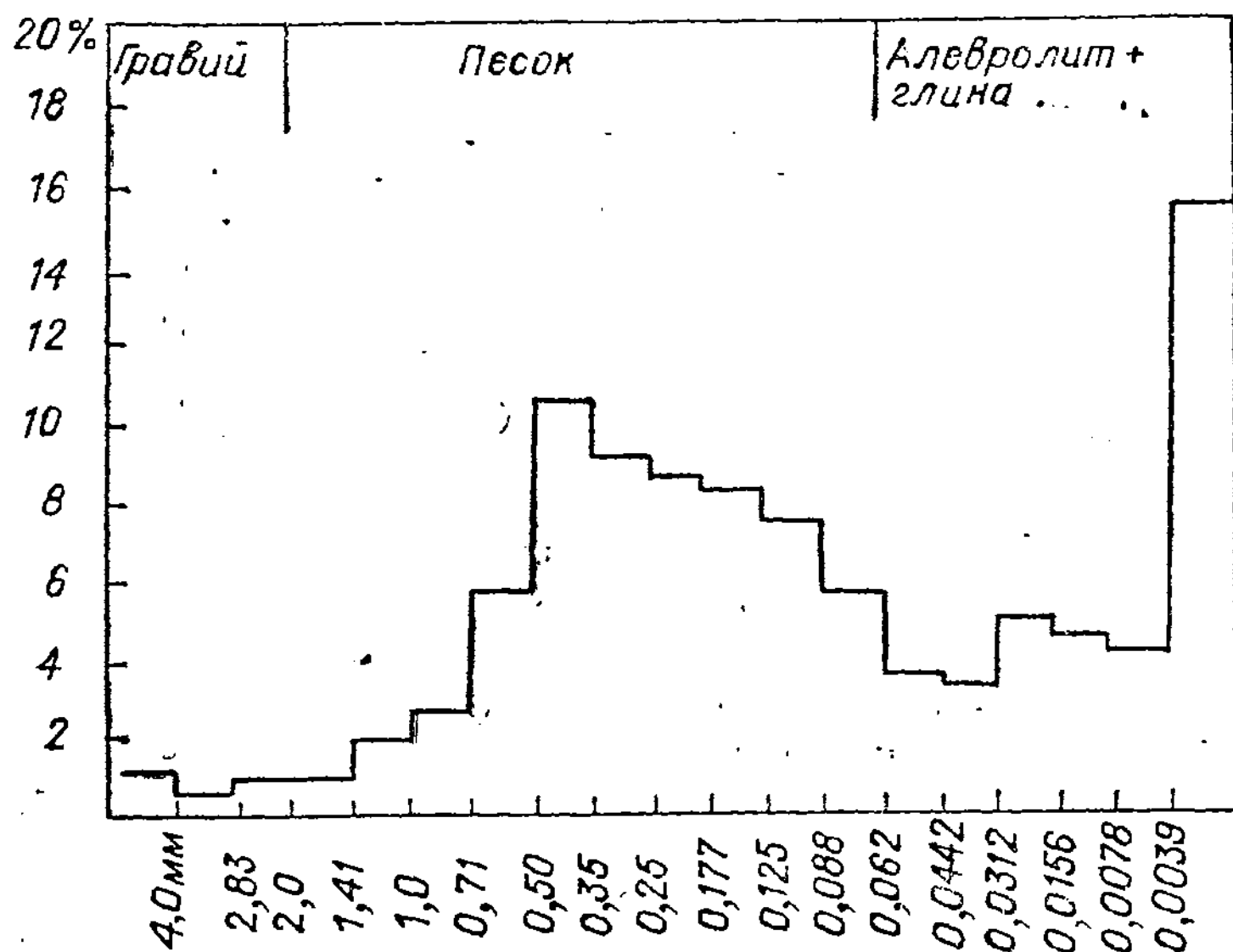


Рис. 23. Гистограмма, составленная Р. Вольфом [575] по данным 930 гранулометрических анализов. Устойчивый дефицит на рубеже ~0,05 мм.

Впервые подобная интерпретация природы дефицита была высказана, по всей вероятности, известным американским геологом Ф. Петтиджоном [512]. Его гипотезу активно поддержал В. Г. Чистяков [327], который в упомянутой статье четко и недвусмысленно заявил: «Дефициты образуются при разрушении материнских пород и в своем образовании с последующими геологическими факторами не связаны» (с. 138). Эта же мысль отстаивается и в более поздней работе, в которой исследуется характер распределения обломочного материала в терригенных породах и показывается его идентичность с распределением частиц, получаемых при дроблении магматических пород [259].

Таким образом, гипотеза первично-магматической природы дефицитов полностью отрицает влияние на распределение частиц по размерам всей последующей после разрушения материнских пород истории обломочного материала. Иными словами, отрицается влияние на дефицит не только чисто седиментационных

факторов, но и дробления частиц в процессе их транспортировки водными потоками. Оказывается, что бы ни происходило с осадком как во время его перемещения в конечный водоем стока, так и во время его пребывания в среде седиментации до окончательного захоронения, дефицит, заложенный при разрушении магматических пород, устойчиво сохраняется и столь же устойчиво наследуется всеми без исключения породами песчано-алевритового ряда. Правда, следует отметить, что последнее обстоятельство выглядит достаточно убедительным и добавляет весомую аргументацию в пользу рассматриваемой гипотезы.

Вторая гипотеза природу дефицитов связывает с процессами седиментации осадка. При этом полагается, что дефицит формируется на рубеже частиц, отграничивающих и разные режимы перемещения кластического материала водными потоками: транспортировка во взвешенном состоянии и сальтация, сальтация и волочение и т. д. Эту гипотезу развивали и развивают Л. Б. Рухин, В. Н. Шванов, Л. С. Смирнов, О. В. Колобзаров, Г. Ф. Рожков, Б. С. Соловьев, а также автор этой работы [258, 332, 277, 229, 9, 234].

Очевидно, как это всегда и бывает, когда выдвигаются 2 взаимоисключающие друг друга гипотезы, истина оказывается между ними. Применительно к рассматриваемому явлению можно полагать, что дефицит по крайней мере на рубеже «песок — алеврит» закладывается уже на стадии разрушения первичных магматических пород источника сноса и в дальнейшем сохраняется, если процессы седиментации не изменили начального распределения частиц, когда в осадок практически мгновенно выпадает весь первоначально взвешенный в потоке материал или когда осадок оказался погребенным под вышележащими слоями до того, как его фракционная структура пришла в окончательное соответствие с гидродинамическим режимом среды.

Следует отметить, что дефициты могут отчетливо проявляться лишь на гистограммах, иллюстрирующих распределение частиц по фракциям, когда число последних достаточно велико (например, 19). При наличии шестифракционных анализов дефициты прямым путем, т. е. путем построения гистограмм, как правило, не выявляются. Однако существует метод, который дает возможность отметить отчетливые дефициты на границах ряда размерных классов частиц и при использовании шестифракционных анализов [9, 234]. Учитывая же чрезвычайную пока распространенность малофракционных анализов и практическую важность рассматриваемого вопроса, мы сочли целесообразным осветить этот метод более обстоятельно.

Идея метода базируется на использовании аппарата теории информации и заключается в следующем. Пусть $p(r)$ — вероятность того, что случайно выбранная частица будет обладать размерами от r до $r + \Delta r$. Эти размеры произвольно выбранной частицы всегда будут укладываться в некий интервал, который мы

обозначим (r^*, r^{**}) . Длинной этого интервала покрывается весь возможный спектр вариации размеров обломочных частиц так, что вероятность попадания в него частицы произвольного размера всегда больше сколь угодно малого числа ϵ , т. е. $p(r) > \epsilon$. Введем далее понятие «минимального фракционного интервала», под которым будем понимать такой интервал, вероятность попадания в который случайным образом выбранных частиц определяется соотношением $p(r_i < r < r_i + \Delta r) = F(r_i + \Delta r) - F(r_i)$, где $F(r)$ — функция распределения. Длину минимального интервала обозначим через Δr^0 . Длина минимального фракционного интервала определяется в основном погрешностью гранулометрического анализа. Тогда выбранный ранее произвольный интервал (r^*, r^{**}) можно разбить на n интервалов длиной $\mu \Delta r^0$, где $\mu \geq 1$ и означает шаг построения гранулометрических шкал. Произвольный i -й интервал $\tilde{r}_i$ будет иметь длину $(r^* \mu^i \Delta r^0, r^* \mu^{i+1} \Delta r^0)$. Интервал, задаваемый в таком виде, и принято называть i -й фракцией. Если $i = 0, 1, 2, 3, 4, 5$, то интервал (r^*, r^{**}) разбивается на 6 фракций.

Пусть далее выполнено N гранулометрических анализов. Фиксируем i -ю фракцию и содержание частиц i -й фракции разбиваем на m интервалов произвольной, но равной длины. Тогда по данным N гранулометрических анализов можно построить статистический ряд распределения содержаний частиц i -й фракции

$$\begin{array}{ccccccc} 1 & 2 & \dots & j & \dots & m; \\ \frac{n_1}{N} & \frac{n_2}{N} & \dots & \frac{n_j}{N} & \dots & \frac{n_m}{N} \end{array}.$$

Частоты определяются как отношение числа анализов, в которых содержание частиц i -й фракции соответствует j -му разряду группировки, к общему числу гранулометрических анализов. Используя этот статистический ряд распределения вероятностей попадания частиц i -й фракции в j -й разряд группировки, всему интервалу (r^*, r^{**}) можно приписать энтропию распределения вероятностей $H(\tilde{r}_i)$, которая для каждой фракции вычисляется по формуле

$$H_l(\tilde{r}_i) = - \sum_{j=1}^m \frac{n_j}{N} \ln \frac{n_j}{N}, \quad (48)$$

где l изменяется от 0 до n .

Рассмотрим далее гидродинамическую модель среды, формирующую фракционный состав осадка. Предварительно определим понятие «фракционная сортировка частиц», которое в отличие от общепринятого термина «сортировка частиц по размеру» характеризует относительное содержание частиц данного размера, приходящееся на 1 интервал группировки. Используя принятые выше допущения для i -й фракции, можно подсчитать энтропию, которая

будет характеризовать меру фракционной сортированности осадка *. $H_i(\tilde{r}_i) = 0$ для осадка, обладающего идеальной фракционной сортированностью. Наименее сортированной будет фракция, энтропия которой максимальна. Подсчитав таким образом энтропию последовательно для всех фракций, можно построить зависимость $H_i(\tilde{r}_i) = f(\tilde{r}_i)$.

Согласно принятому в настоящее время делению частиц по размеру, они разделяются на три класса: класс песчаных частиц ($0,05 \text{ мм} \leq r < 2 \text{ мм}$), класс алевритовых ($0,005 \text{ мм} \leq r < 0,05 \text{ мм}$), а также класс глинистых и коллоидных частиц ($r < 0,005 \text{ мм}$). Каждой из перечисленных групп частиц ставится в соответствие определенный интервал скоростей, при котором они находятся во взвешенном состоянии, а при $v < v_{\text{кр}}$ для данной частицы она выпадает в осадок и далее перемещается по дну волочением или сальтацией. Иными словами, каждый интервал скоростей применительно к частицам определенных размеров означает конкретный режим их существования в зоне седиментации. Турбулентность потока хотя и искажает эту картину, но в целом общая закономерность сохраняется и при турбулентном режиме среды.

Можно считать, что бесконечно малому приращению скорости соответствует бесконечно малое приращение размера частицы, выпадающей при данной скорости в осадок. Пусть v_0 — критическая скорость, при которой выпадают в осадок наиболее крупные частицы из класса песчаных; v_1 — критическая скорость для наиболее крупных алевритовых частиц; v_2 — то же, для глинистых и т. п. $v_0 \pm \Delta v$, $v_1 \pm \Delta v$ и $v_2 \pm \Delta v$ — интервалы скоростей, характеризующие критические размеры частиц, т. е. граничные размеры фракций, разделяющие в современных классификациях обломочных пород песчаные, алевритовые, глинистые и коллоидные частицы. Отсюда очевидно, что вероятность встретить в осадке фракцию частиц $\tilde{r}_i$ зависит прежде всего от длины интервалов $v_0 - v_1$, $v_1 - v_2$ и т. п. Если затем для каждого интервала скоростей построить кривую распределения размера частиц, то мы получим наименьшие значения вероятности встретить в осадке частицы, определяемые скоростями $v_0 \pm \Delta v$, $v_1 \pm \Delta v$ и т. п., т. е. интервалами, условно отделяющими песчаные частицы от алевритовых, алевритовые от глинистых и т. п. Фракционная сортированность таких частиц должна быть всегда выше, чем у частиц, граничных с ними. Следовательно, $H_i(\tilde{r}_i + \Delta r_i) < H_i(\tilde{r}_{i-1})$; $H_i(\tilde{r}_i + \Delta r_i) < H_i(\tilde{r}_i)$. На графике $H_i(\tilde{r}_i) = f(\tilde{r}_i)$ эти точки должны соответствовать локальным минимумам кривой изменения энтропии фракционной структуры породы.

* Не следует путать энтропию, которую мы рассчитываем в данном случае, с нормированной энтропией H_r , описанной в предыдущем разделе главы и характеризовавшей межфракционную (внутри анализа) сортированность осадка, тогда как в данном случае мы определяем сортированность внутрифракционную (по данным N гранулометрических анализов).

Они, как правило, должны совпадать и с классификационными границами между обломочными частицами, фиксируя тем самым дефицит на рубежах выделяемых классов.

Для описания предложенной модели с информационных позиций подсчитаем энтропию фракционной структуры песчаников и аргиллитов верхнего докембрия, развитых в Пачелмском прогибе Русской платформы, алевроито-глинистых пород и песчаников садыварской и тапакырской свит верхнего плиоцена Юго-Западного Кызылкума, а также палеоген-неогеновых суглинков, развитых на юго-востоке Русской платформы. Для исследования использованы собственные материалы, а также гранулометрические анализы, любезно предоставленные в распоряжение автора А. И. Айнемером, Ю. Р. Ткачевым и Н. Я. Тихомировой.

Если проследить за тенденцией изменения энтропии фракционной структуры указанных типов пород (рис. 24 и 25), то можно отметить следующее. Для пород разных регионов устанавливается рост численного значения энтропии по мере уменьшения размера фракций. Она достигает максимального значения для фракций: 0,5—0,25 мм (песчаники Русской платформы, скв. Сердобск), 0,25—0,1 мм (песчаники Русской платформы, скв. Каверино и Морсово, а также садыварской и тапакырской свиты Юго-Западного Кызылкума), 0,05—0,01 мм (алевро-глинистые породы Средней Азии и палеоген-неогеновые и лёссовидные суглинки юго-востока Русской платформы). Следовательно, эти фракции, являющиеся пороодообразующими для указанных типов пород, обладают наихудшей фракционной сортированностью. Зависимость энтропии от размера фракций на отрезке $H_l(\tilde{r}_i) \leq H_l(\tilde{r}_i)_{\max}$ практически линейная (см. рис. 24).

Кроме уже рассмотренных экстремальных точек отчетливо выявляются точки, характеризующие локальный минимум данных кривых. Из описанной выше модели ясно, что этот минимум должен соответствовать дефициту на границе частиц песчаной и алевроитовой размерности (см. рис. 24). Этот же минимум в точности совпадает и с физически обоснованным седиментационным рубежом, по которому и принято отграничивать частицы песчаной и алевроитовой совокупностей [258, 332, 512].

Не менее определенно совпадает граница дефицита и локальный минимум кривой роста энтропии при анализе алевроитовых, алевроито-глинистых пород и суглинков. Здесь (см. рис. 25) локальный минимум совпадает с интервалом размеров 0,01—0,005 мм, отвечающих границе алевроитовых и глинистых пород, а также во второй раз обнаруживается локальный минимум для фракции 0,002—0,001 мм, который отделяет типичные коллоидные частицы. Следовательно, критические размеры частиц и соответствующие им дефициты устанавливаются однозначно для разного типа терригенных пород.

Поскольку по мере уменьшения размеров частиц резко меняются их седиментационные свойства, то процессы оформления

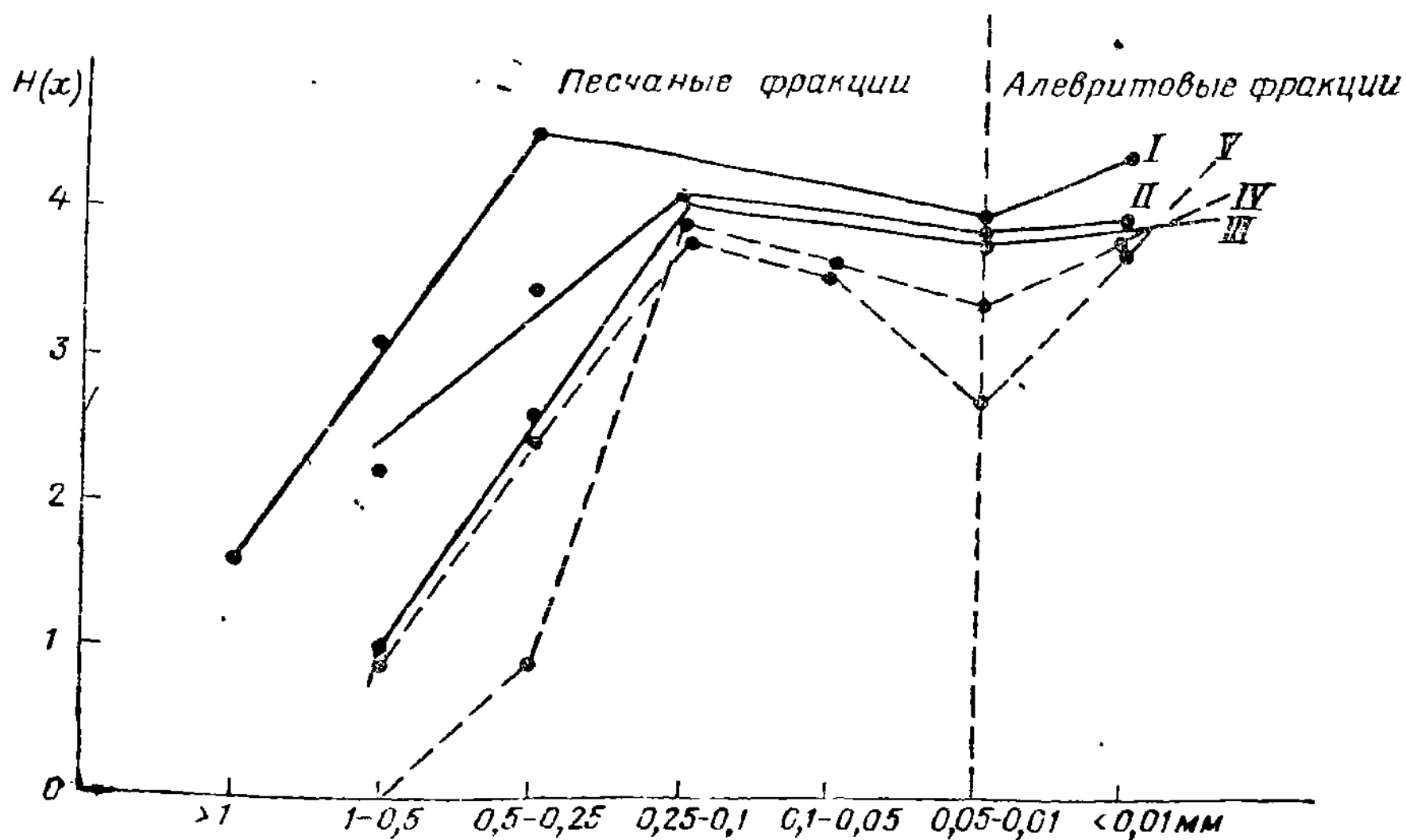


Рис. 24. Дефицит на рубеже 0,05 мм для пород песчано-алевритового ряда.
I—III — скважины: I — Сердобск; II — Каверино; III — Морсово; IV — садыварская свита V — ташакырская свита.

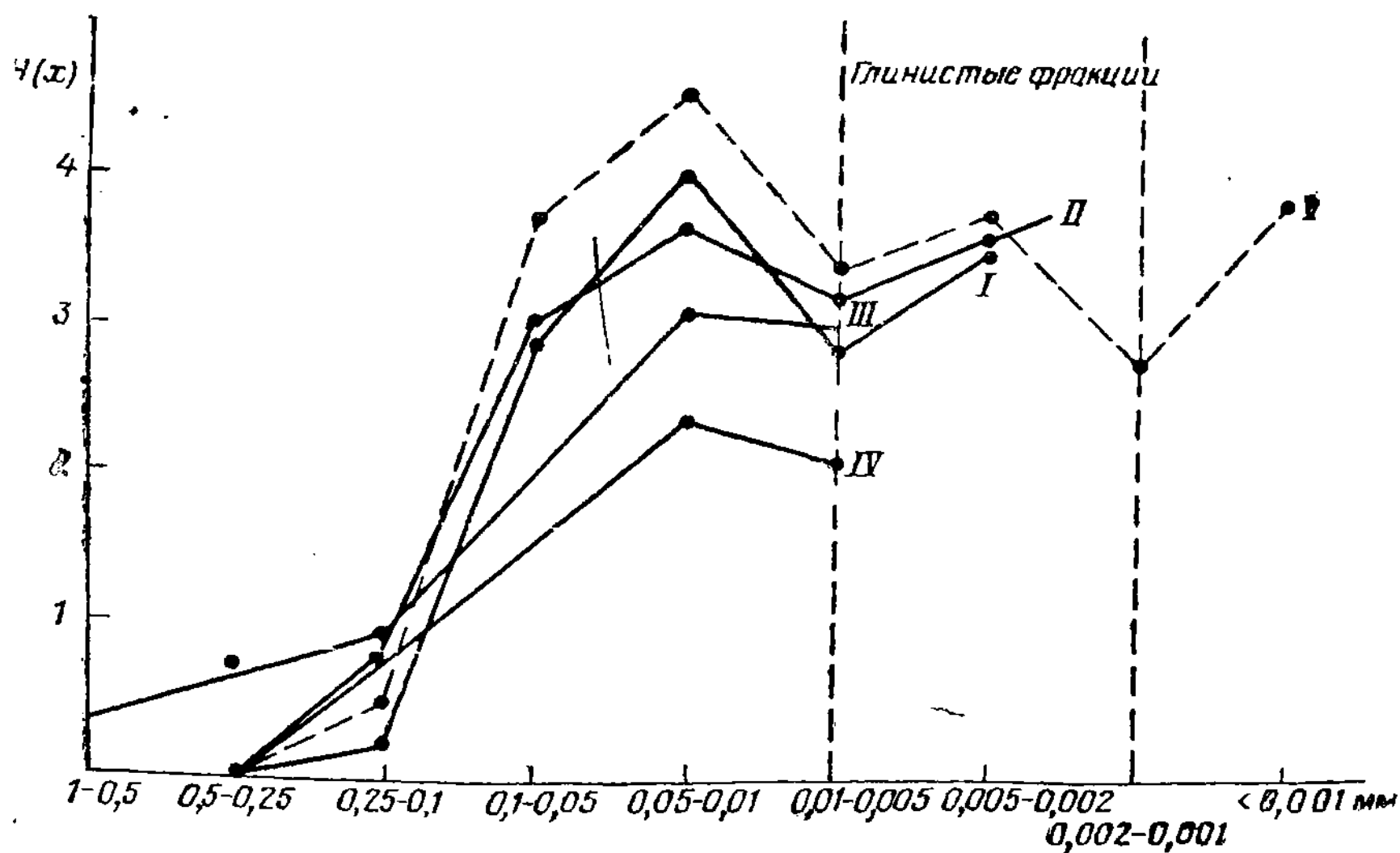


Рис. 25. Дефицит на рубеже 0,005 и 0,001 мм для пород алевро-глинистого ряда.

I — современные лёссовидные суглинки; II — палеоген-неогеновые суглинки; III — аргиллиты скв. Морсово; IV — аргиллиты скв. Каверино; V — алевро-глинистые породы садыварской свиты.

гранулометрического состава пород приобретают качественно иной характер (коагуляция тонкодисперсных сред, процессы физико-химического взаимодействия глинистых мицелл и т. п.), что несомненно сказывается на степени взаимосвязи частиц различной крупности в процессе седиментации. С помощью корреляционного анализа (табл. 8 и 9) было установлено [234], что наиболее тесно связаны между собой близкие по размеру фракции, а также фракции, являющиеся крайними в ряду частиц, определяющих гранулометрический состав породы ($\rho_{2-7} = -0,42$; $\rho_{3-7} = -0,51$; $\rho_{4-7} = 0,43$; $\rho_{4-6} = 0,5$; $\rho_{4-5} = 0,66$) *. Связь между частицами внутри группы алевритовых фракций практически отсутствует ($\rho_{2-3} = 0,05$; $\rho_{2-3} = 0,17$), что указывает на чисто механический характер процессов транспортировки и осаждения алевритовых зерен. Взаимодействие же глинистых частиц внутри класса глинистых фракций, определяемое преимущественно процессами физико-химического характера, довольно сильное ($\rho_{6-7} = 0,77$; $\rho_{5-7} = 0,53$; $\rho_{5-6} = 0,67$).

ТАБЛИЦА 8

Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции $|\rho|$,
оценивающих силу связи между фракциями
в алевро-глинистых породах садыварской свиты

Номер фракций	Размер фракций, мм	1	2	3	4	5	6	7
		0,16—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	0,002—0,001	<0,001
7	<0,001	-0,25	-0,42	-0,51	+0,43	+0,53	+0,77	
6	0,002—0,001	-0,3	-0,5	-0,46	+0,5	+0,67		
5	0,005—0,002	-0,2	-0,48	-0,61	+0,66			
4	0,01—0,005	-0,01	-0,47	-0,37				
3	0,05—0,01	-0,13	+0,05					
2	0,1—0,05	+0,41						
1	0,16—0,1							

Примечание. 99%-ная зона значимости при $|\rho| \geq 0,34$; 95%-ная зона значимости при $|\rho| \geq 0,26$; $N=58$.

* Коэффициенты корреляции были вычислены для гранулометрического состава алевро-глинистых отложений садыварской и заунгузской свит Средней Азии.

ТАБЛИЦА 9

Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции $|\rho|$,
оценивающих силу связи между фракциями
в алевро-глинистых породах заунгузской свиты

Номер фракций	Размер фракций, мм	1	2	3	4	5	6	7
		0,16—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	0,002—0,001	< 0,001
7	<0,001	—0,31	—0,38	—0,66	—0,25	+0,06	+0,21	
6	0,001—0,002	—0,38	—0,58	—0,43	+0,66	+0,66		
5	0,002—0,005	—0,48	—0,55	—0,42	+0,64			
4	0,005—0,01	—0,37	—0,54	—0,14				
3	0,01—0,05	+0,15	+0,17					
2	0,05—0,1	+0,73						
1	0,1—0,16							

Примечание. 99%-ная зона значимости $|\rho| \geq 0,39$; 95%-ная зона значимости при $|\rho| \geq 0,31$; $N=42$.

На рубеже алевроитовых и глинистых фракций четко устанавливается граница, отделяющая фракции, связанные между собой положительными связями, от фракций, связь между которыми значимо отрицательная (см. табл. 8 и 9). Это наглядно иллюстрируют корреляционные графики (рис. 26), показывающие связи последовательно всех групп частиц начиная от мелкопесчаных (0,16—0,1 мм) и кончая крупными глинистыми частицами (0,002—0,001 мм) со всеми остальными фракциями при фиксировании частиц размера <0,001 мм. Таким образом, корреляционный анализ позволил выявить 2 ассоциации частиц, связи внутри которых в значительной мере определяются характером процессов, идущих в стадии седиментогенеза. Граница между этими ассоциациями устанавливается по частицам размером 0,01—0,005 мм, что еще раз подтверждает физически обоснованную границу между алевроитовыми и глинистыми частицами и одновременно наличие дефицита частиц, приуроченного к этому рубежу.

Следует отметить, что Л. С. Смирнов и др. [277], пользуясь большим числом дробных 19-фракционных анализов осадков песчано-алевритовой размерности, установили наличие дефицитов

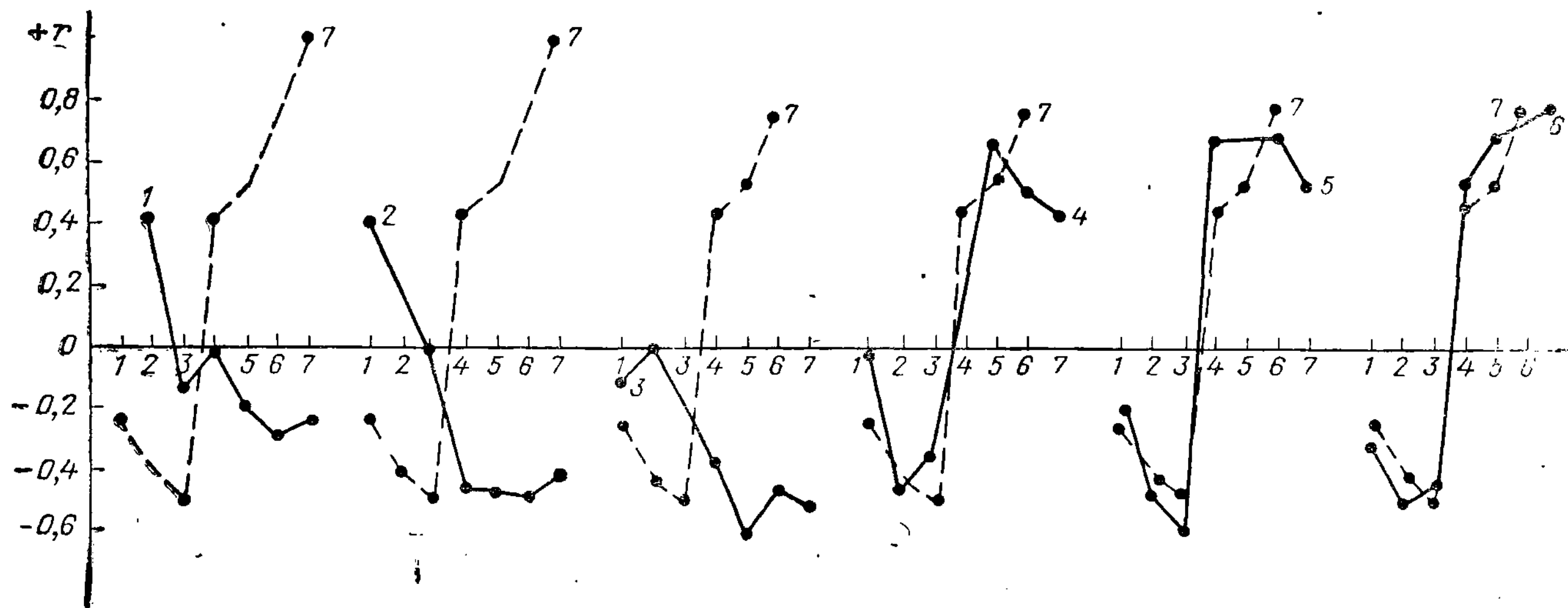


Рис. 26. Изменение корреляционных связей между фракциями для пород алевро-глинистого ряда.

и внутри класса песчаных частиц. Они называли их дефицитами второго порядка. Эти дефициты разделяют песок на 3 совокупности, каждая из которых связана с определенным режимом движения частиц — взвешенным (суспензионным), сальтационным и донным (транспортировка волочением). Очевидно, что при разработке технологии дробных анализов частиц глинистой размерности удастся обнаружить дефициты и в пределах фракционной структуры частиц глинистого ряда.

Резюмируя изложенное, можно заключить, что природа дефицитов не едина. Если при интерпретации дефицита на нижнем рубеже песчаных частиц (0,05—0,063 мм) можно с определенной долей уверенности говорить о его связи с первичными кристаллофизическими особенностями вещества материнских пород, то все прочие, зафиксированные к сегодняшнему дню дефициты частиц, по всей вероятности, обязаны своим происхождением седиментационным особенностям зерен разной крупности.

СВЯЗЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ РАЗМЕРОВ ЧАСТИЦ С МЕХАНИЗМОМ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Известно, что на этапе формирования мощности единичного слоя, т. е. при реализации процессов слоеобразования, на первый план выступает гидродинамика среды седиментации, если процесс протекает в водной среде. Скорость нарастания мощности слоя определяется как функцией механизма процесса слоеобразования [519], так и размерами обломочных частиц, поступающих в зону аккумуляции. Рассмотрим самый общий случай.

Пусть ξ^* — предельное значение мощности единичного слоя, который образуется в фиксированный элементарный период слоеобразования $[t_{n-1}, t_n]$ при любом n . Приращение мощности ξ за время $t + o(t)$ есть $d\xi$. Мощность слоя осадка пусть нарастает по закону $d\xi = \varphi(\xi) dt$.

Физически данное предположение легко обосновать следующим образом. Для любой частицы r_i , формирующей слой, $\Delta\xi_{r_i} = \omega_i \Delta t$, где ω_i — гидравлическая крупность частицы r_i , или

$$\sum_{(r_i)} \Delta\xi_{r_i} = \sum_{i=1}^n \omega_i \Delta t. \quad (49)$$

Заменив затем гидравлическую крупность ω_i на введенную ранее [241] функцию механизма процесса осадконакопления $\varphi(\xi)$, так как ясно, что только в спокойной среде (отстойнике) гидравлическая крупность определяет темп накопления осадка, и обозначив $\sum_{(r_i)} \Delta\xi_{r_i} \equiv \Delta\xi$, получим $\Delta\xi = \varphi(\xi) \Delta t$. Устремив $\Delta t \rightarrow 0$

и $\Delta\xi \rightarrow 0$, перейдем от приращений к дифференциалам, что и дает $d\xi = \varphi(\xi) dt$.

С учетом сказанного запишем

$$\frac{\xi^* - \xi}{d\xi} = \frac{\xi^*}{\varphi(\xi) dt}. \quad (50)$$

Решая (50) относительно ξ , получаем

$$\xi = \xi^* - \xi^* \exp \left[- \frac{\varphi(\xi)}{\xi^*} t \right]. \quad (51)$$

В зависимости от конкретной среды седиментации и учета определенных характеристик (крупности частиц, взвешенных в потоке, скоростей течения, количества частиц и т. д.) можно вывести аналитические выражения для функции $\varphi(\xi)$. Вид этой функции определяет закон нарастания мощности слоя осадка во времени.

Проанализируем физический смысл полученной формулы (51). Если $\varphi(\xi) \equiv 0$, что равносильно отсутствию седиментации, то и $\xi = 0$. С ростом t при любой $\varphi(\xi)$ ξ приближается к своему предельному значению ξ^* , что свидетельствует о том, что процесс формирования мощности единичного слоя протекает всегда ограниченное время, после чего наступает размыв ранее отложенного осадка или накопление слоя другого литологического состава.

Сходные по структуре зависимости получены А. Н. Гастунским [336], который разработал теорию седиментации в «отстойнике» при нулевой скорости потока, И. А. Шнеером [336], решавшим задачи, связанные с заилением водохранилищ, и другими исследователями. Автор ранее [241, 244] предложил обобщенную модель мощности слоя, которая в сочетании с соотношением (51) дает возможность реализовать следующую важную для седиментологии задачу: определить механизм процесса осадконакопления таким образом, чтобы он приводил к фиксированному распределению мощностей слоев. Качество решения поставленной задачи прежде всего зависит от того, насколько адекватна построенная функция $\varphi(\xi)$ реальному механизму накопления осадка. Однако в данной работе не имеет смысла рассматривать все возможные «реальные» механизмы осадконакопления или хотя бы наиболее существенные из них, поскольку нет достоверных критериев, на основе которых можно отдать предпочтение той или иной конкретной модели. Именно по этой причине предлагается иной путь нахождения функции $\varphi(\xi)$, который опирается на уравнение (51) и состоит в следующем.

Распределение мощностей слоев в разрезе аппроксимируется функцией $\Phi(\xi)$, и на основе известных в теории вероятностей приемов восстанавливается функция механизма процесса осадконакопления*. Предварительно отметим такой факт. Если в кинематической схеме нарастания мощности слоя во времени не оценивать влияния на величину конечной мощности функции механизма

* Предполагаем, что в пределах исследуемой выборки функция механизма процесса $\varphi(\xi)$ не меняется от слоя к слою.

процесса, которая для терригенных пород определяет характер и темп седиментации кластических частиц, то можно сказать, что при фиксации $\varphi(\xi)$ распределение «этапов накопления» будет экспоненциальным. Под этапами накопления понимается последовательное приращение мощности слоя от времени t_0 до момента t_n , когда $\xi = \xi^*$.

Действительно, рассмотрим более детально кинематическую схему процесса. Пусть в момент t_0 слой имел мощность ξ_0 , в момент t_i — соответственно ξ_i . Образует новую случайную величину $\xi_i^{(0)}$ по правилу:

$$\xi_0^{(0)} = \xi_0;$$

$$\xi_1^{(0)} = \xi_0 + \xi_1;$$

$$\dots$$

$$\xi_n^{(0)} = \xi_0 + \xi_1 + \dots + \xi_n.$$

Ясно, что $\xi_0^{(0)} < \xi_1^{(0)} < \dots < \xi_n^{(0)}$, т. е. последовательность $\{\xi_i^{(0)}\}$ упорядочена и образует вариационный ряд, причем плотность распределения $\xi_i^{(0)}$ есть $f(\xi^{(0)})$. $\xi_n^{(0)}$ соответствует суммарному значению мощности слоя в момент t_n , т. е. $\xi_n^{(0)} = \xi^*$ — предельному значению мощности слоя для данного элементарного периода слоеобразования. Тогда ξ^* будет иметь экспоненциальную функцию распределения [279]. Схема, на которую мы опирались, $\xi_n = \xi_{n-1} + \chi_{n-1}\varphi(\xi_{n-1})$ — марковский процесс. Введение преобразования случайной величины ξ_n , которое перевело ее в новую случайную величину $\xi_n^{(0)}$, не изменило характера зависимости между величинами $\{\xi_i^{(0)}\}$, которые по-прежнему связаны в цепь Маркова. Следовательно, плотность вероятности случайной величины $\xi^{(0)}$ имеет вид $p(\xi^{(0)}) = \exp\{-\xi^{(0)}\}$, если $\xi^{(0)} = O(\sqrt{n})$. Эти результаты хорошо известны в теории распределений крайних членов вариационного ряда.

Для решения сформулированной выше задачи необходимо знать распределение времени t , которое входит в выражение (51). Так как согласно принятой нами схеме процесс формирования мощности единичного слоя есть марковский процесс с дискретным временем, то ясно, что t в этом случае есть время ожидания до перемены состояния, т. е. если в момент t_1 процесс $\xi(t_1) = \xi_1$, то t_1 — это время ожидания того, что в момент t_2 процесс $\xi(t_2) = \xi_2$. Тогда распределение времени t , как известно [217], подчиняется показательному закону с параметром $\lambda > 0$.

$$p\{\tau > T | \xi(0) = \xi\} = 1 - \exp\{-\lambda t\}, \quad t \geq 0, \quad \text{а} \quad f(t) = \lambda \exp\{-\lambda t\}.$$

Кроме того, из теории вероятностей известно [47], что

$$\Phi(\xi) = f[\psi(\xi)] |\psi'(\xi)|, \quad (52)$$

где $\psi(\xi)$ — обратная функция для $\varphi(t)$, а f — показательная функция распределения. Выразив из (51) $t = \psi(\xi)$, найдем в общем виде распределение частиц по размерам, связанное с функцией механизма осадконакопления,

$$\Phi(\xi) = \lambda \exp \left\{ \frac{\lambda \xi^*}{\varphi(\xi)} \ln \left(1 - \frac{\xi}{\xi^*} \right) \right\} \times \\ \times \left| \frac{\xi^* \varphi'(\xi)}{[\varphi(\xi)]^2} \ln \left(1 - \frac{\xi}{\xi^*} \right) + \frac{\xi^*}{\varphi(\xi) (\xi^* - \xi)} \right|. \quad (53)$$

В качестве иллюстрации предлагаемого подхода рассмотрим следующий пример. Пусть распределение мощностей слоев подчиняется нормальному закону $N(a, \sigma)$. Восстановим функцию механизма осадконакопления. Подставив в (53) все необходимые данные, получим

$$\varphi(\xi) = \frac{2\lambda \xi^* \sigma^2}{(\xi - a)^2} \ln \frac{\xi^*}{\xi^* - \xi}. \quad (54)$$

При $\xi \rightarrow 0$ (начальная фаза осадконакопления) $\varphi(\xi) \rightarrow 0$, т. е. седиментация практически отсутствует. При $\xi \rightarrow \xi^*$ $\varphi(\xi) \rightarrow \infty$,

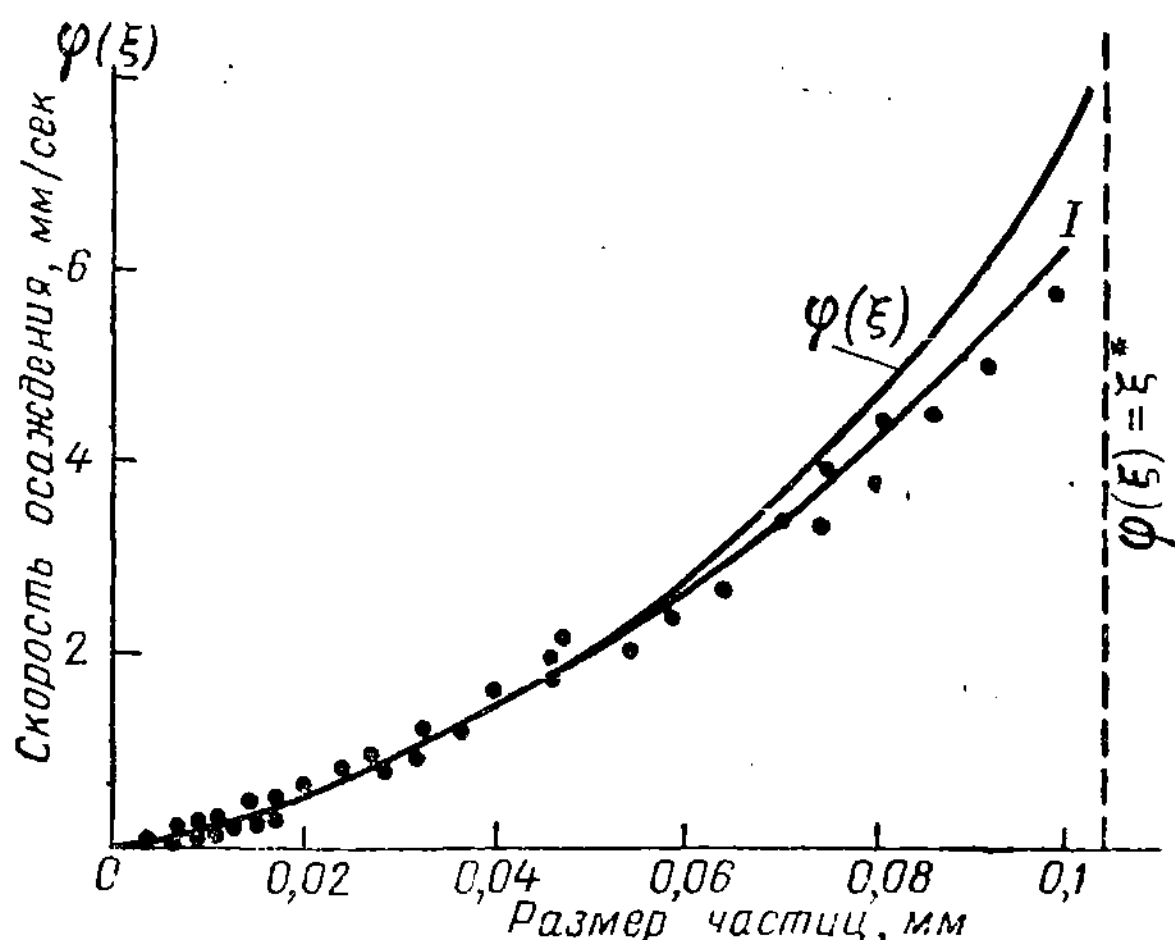


Рис. 27. Сопоставление теоретически полученной функции механизма осадконакопления $\varphi(\xi)$ с кривой I седиментации частиц по закону Стокса.

что означает асимптотику процесса, когда мощность слоя осадка приближается к своему предельному значению для данного элементарного периода слоеобразования. График функции $\varphi(\xi)$ с точностью до постоянных приведен на рис. 27. На этом же рисунке показано сопоставление зависимости опытных данных по седиментации частиц с законом Стокса, которую мы воспроизводим из монографии Л. Б. Рухина [258]. Заметим, что закон Стокса без заметных поправок применим лишь для частиц алевроитового

ряда. Для частиц песчаной размерности отклонения реально замеренной скорости седиментации и скорости, вычисленной по закону Стокса, весьма ощутимы (рис. 28). Также требуются специальные поправки к закону Стокса и для частиц глинистой совокупности.

Из рис. 27 видно, что механизм седиментации в интервале глинисто-алевритовых частиц ($\leq 0,05$ мм) реализуется в строгом соответствии с законом Стокса. Начиная с рубежа 0,05 мм кривая $\varphi(\xi)$ незначительно отходит от экспериментальных данных,

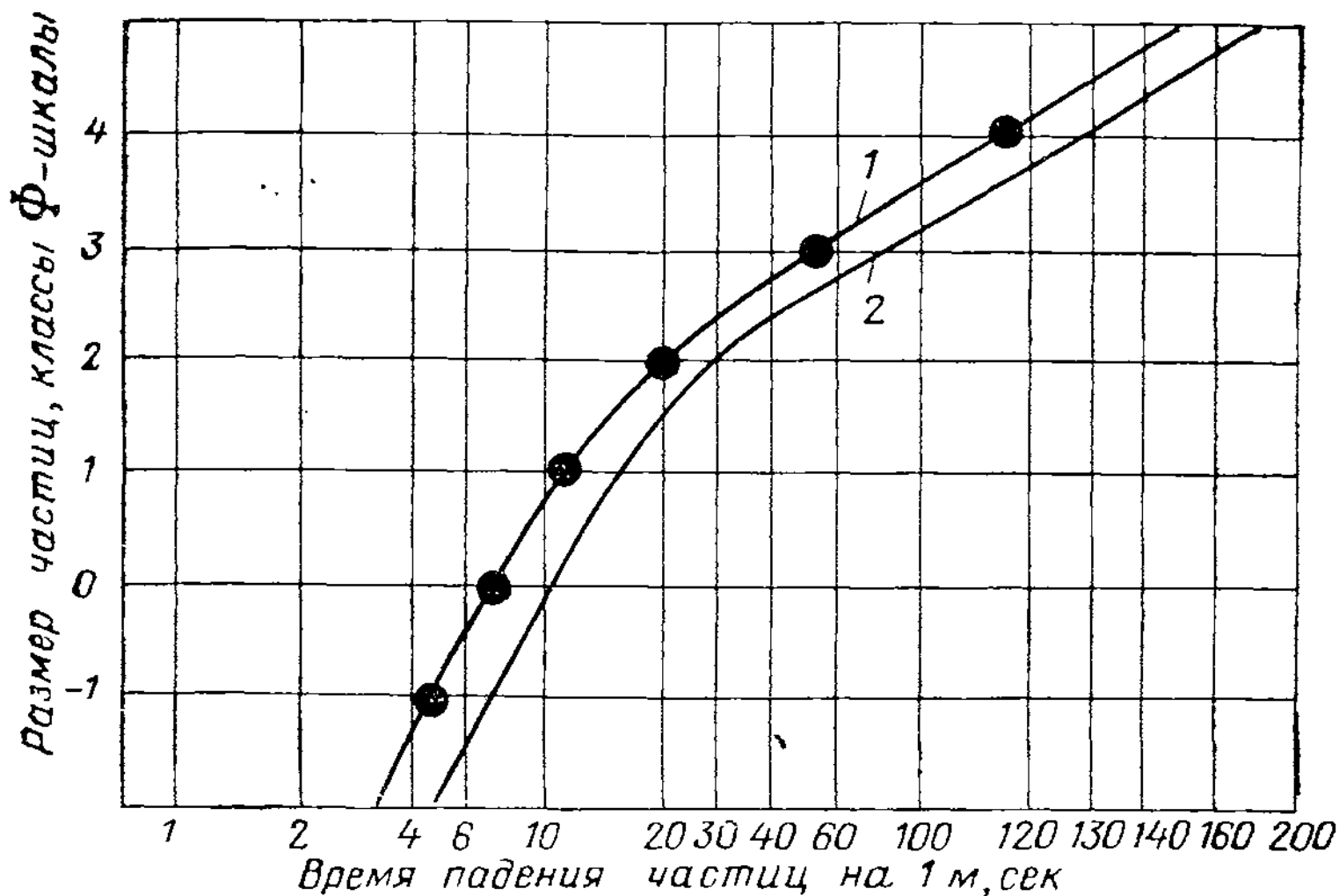


Рис. 28. Сравнение времени осаждения, определенного на модифицированном быстром осадочном анализаторе института Вудс-Холл (1) и по формуле Стокса (2).

но полностью совпадает с кривой седиментации, соответствующей теоретически рассчитанной по формуле Стокса. Следовательно, функция $\varphi(\xi)$ вида (54) является в некотором смысле аналогом закона Стокса. Если бы реальные скорости осаждения частиц в диапазоне алеврит — песок, т. е. в интервале 0,05—2 мм, укладывались в схему Стокса, то распределение мощностей слоев в соответствии со сделанными нами допущениями в точности отвечало бы нормальному закону. Поэтому теоретически можно ожидать нормальное распределение фракционного состава осадка лишь в диапазоне глинисто-алевритовой размерности, а точнее, для частиц алевритового ряда.

В реальных ситуациях эмпирические распределения размеров зерен, а следовательно, и мощностей терригенных пород, сложенных частицами песчано-глинистой размерности, более удовлетворительно укладываются в схему логарифмически-нормального закона распределения [54]. Это объясняется тем, что в природе практически не фиксируются «идеальные смеси» частиц узкого

диапазона размеров ($< 0,05$ мм). Реальные же смеси обычно соответствуют значительно более широкому спектру размерностей, не укладывающихся в теоретическую кривую седиментации, по Стоксу, и как следствие этого не удовлетворяющих нормальному закону распределения размеров зерен.

Отметим, что Дж. Бржезина [372] на основании других соображений (в качестве нормализующей функции для распределения размеров обломочных частиц им выбран логарифм скорости осаждения зерен) пришел к аналогичному заключению, т. е. показал, что только в случае отклонения седиментации частиц от закона Стокса может быть зафиксировано логарифмически-нормальное распределение размеров зерен.

ГЛАВА V

ВЫВОД И ИССЛЕДОВАНИЕ ФУНКЦИЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДКОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗМЕРОВ ЧАСТИЦ ДОННОЙ ПОПУЛЯЦИИ В ДВИЖУЩЕМСЯ ПОТОКЕ

Из существа вопросов, рассмотренных в гл. IV, должно быть ясно одно своеобразное противоречие, имеющее место при седиментологической интерпретации гранулометрии осадочных образований, аппроксимируемой конкретной функцией распределения частиц по размерам. Это противоречие заключается в следующем. Предполагается (и не без оснований), что функция распределения фракционного состава осадка отражает прежде всего динамику седиментационных процессов, преобразующих исходное распределение частиц, поступающих в бассейн, в то, которое и фиксируется в ископаемом осадке. Поэтому кажется естественным получение аппроксимационной функции распределения исходя из анализа конкретных факторов седиментации с последующим сравнением теоретически полученной и эмпирически наблюдаемой функции; и седиментологические реконструкции, базирующиеся на гранулометрии осадка, приобрели бы реальную основу, контролируемую исходными теоретическими предпосылками модели. Однако на практике всегда реализуется лишь эмпирическая согласуемость выборочных распределений размеров частиц с той или иной плотностью вероятностей, при этом ограничиваются чаще всего логарифмически-нормальным законом. При таком подходе седиментологическая трактовка распределений частиц по размерам, а тем более сравнение в плане седиментологической эволюции [452] различных распределений, строго говоря, становятся незаконными.

В этом плане сопредельные с седиментологией науки, такие как гидрология, океанология и др. решают аналогичные по смысловой нагрузке задачи более корректно. Так, Г. П. Калинин [132] обосновал приложимость биномиального закона распределения к анализу кривых распределения стока, исходя из рассмотрения процессов, формирующих сток рек. Н. Д. Шишов [335] теоретическим путем вывел функцию распределения интенсивности вдоль берегового перемещения осадка на пологом подводном склоне. Б. С. Штейнман [340] на основе дискретной концепции мутности аналитически получил нормальный закон распределения пульсации расходов донных наносов.

А. Б. Вистелиус и О. В. Сарманов [61] уже в рамках литологии теоретически обосновали приложимость распределения Пуассона (с так называемым пертурбационным множителем) к анализу концентраций сульфата кальция CaSO_4 в карбонатных отложениях (см. гл. III). Ю. С. Фролов [310] доказал приложимость распределения Вейбулла к описанию зависимости между расстоянием до ближайшего соседа в системе со случайным распределением точек и плотностью точек в этой системе, что нашло применение в ряде географических задач. И, наконец, в этой главе рассматриваются седиментационные модели, на базе которых аналитическим путем выводится как распределение Рэля, так и более общее распределение Вейбулла, с которыми в ряде случаев удовлетворительно согласуются выборочные распределения частиц по размерам.

Рассмотрим в самых общих чертах механизм транспортировки частиц водным потоком. 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. $\{r\}$ характеризует мутность потока. Известно [46], 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, 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, таким образом, 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 строго соответствует гидравлическому размеру данной частицы ω . За то же время dt частица благодаря поступательному движению фиксированного сечения потока пройдет путь dx вдоль

продольной оси потока со скоростью, которую можно считать равной скорости u в данной точке, т. е.

$$dt = \frac{dh}{\omega} = \frac{dx}{u}. \quad (55)$$

Если описанную картину дополнить тем, что на каждую оседающую частицу в движущемся потоке действуют силы турбулентного перемешивания, которые статистически задерживают падение взвешенного материала, то возможно такое состояние статистического равновесия, при котором число оседающих на дно частиц в среднем будет равно числу частиц, поднимаемых со дна вихревыми турбулентными возмущениями, подъемная сила которых превосходит вес оседающих частиц. Такое статистическое равновесие соответствует случаю, когда твердый расход потока будет равняться его транспортирующей способности [46]. Только в этом случае, строго говоря, отсутствуют и накопление и размыв осадка. Если твердый расход потока превышает его транспортирующую способность, то наступает седиментация частиц $\{r_l\} \subset \{r\}$. При обратном соотношении ранее отложившийся осадок размывается. Нельзя не учитывать и крупномасштабную пульсацию скоростей в придонном слое потока, благодаря которой коллоидные хлопья глинистых частиц, ранее уже осевших на дно, при однонаправленном движении потока не выходят из границ придонного слоя [69].

В каждый фиксированный момент времени благодаря турбулизирующим 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 ясным, что и потолок взвешивания есть функция многих факторов. Далее, если допустить, что в какой-то момент времени благодаря, например, изменению формы ложа потока транспортирующая способность потока стала меньше его твердого расхода и наступил режим осаждения частиц, то опять же в условиях турбулентного режима одна часть частиц, скорость которых превышает скорость потока, способную поддерживать их во взвешенном состоянии, садится на дно, а в это же время со дна срываются частицы меньших размеров и мощность ранее отложенного осадка может уменьшиться даже при режиме осаждения частиц.

Следовательно, как в условиях режима осаждения частиц, так и в условиях режима размыва нельзя говорить об устойчивом во времени накоплении или размыве осадка в чистом виде. Ясно, что за относительно продолжительный отрезок времени, равный времени образования одного слоя, в условиях турбулентного

режима потока одновременно существует как осаждение частиц (одного интервала размеров), так и размыв частиц меньших размеров, осевших на дно в предшествующий отрезок времени, когда режим скоростей (спектр турбулентности) был иным.

В геологии все еще существует понятие о «базисе действия волн» [22], о «пространстве возможного накопления», находящегося ниже этого базиса. Из изложенного выше становится ясным, что эти понятия являются в значительной мере эфемерными, поскольку каждая часть бассейна в фиксированный момент времени может рассматриваться как «пространство возможного накопления» для частиц одного интервала размеров. В последующий

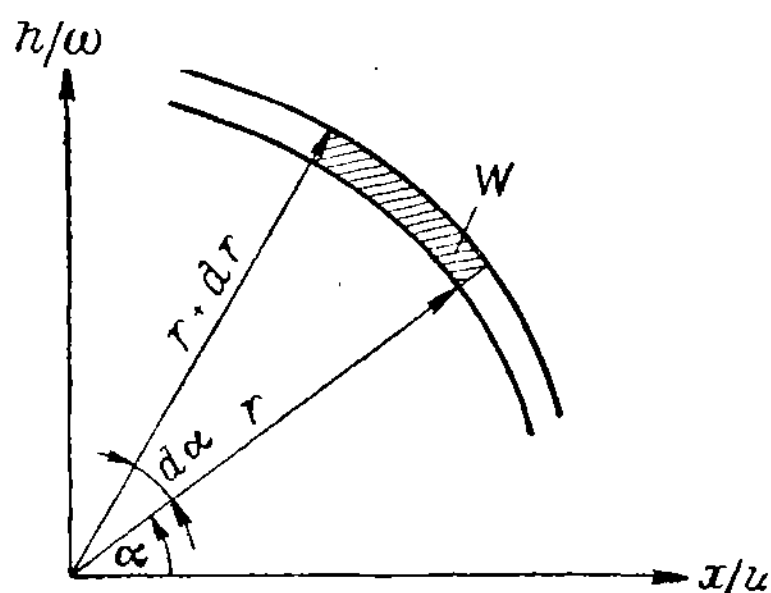


Рис. 29. Схема, поясняющая вывод функции распределения размеров частиц донной популяции в движущемся потоке.

же отрезок времени часть ранее отложенных частиц подхватывается потоком (течением) и данная зона бассейна становится «пространством возможного накопления» частиц другого интервала размеров.

Все эти замечания важны для того, чтобы глубже уяснить физическую сущность процессов, формирующих мощность единичного слоя на уровне фракционного состава слагающих его частиц.

Рассмотрим произвольное сечение потока, перемещающегося

со скоростью u , и зафиксируем время t заданием системы координат $\{x/u, h/\omega\}$ (рис. 29). Будем предполагать, что произвольная частица, находящаяся в потоке, оседает на дно по дуге радиуса r .

Радиус-вектор r и угол α полностью задают положение частицы в теле потока, включая дно, в произвольный момент времени t . Учитывая турбулентный режим потока, траектория падения частицы на дно может быть самой разнообразной: от дуги окружности единичного радиуса $r = 2 \sin \alpha$ до кривой типа строфоиды $r = 2 (\sin \alpha - \cos \alpha) / (2 - \sin 2\alpha)$, в которой центр вращения отстоит на единичное расстояние от начала координат. Кстати, в океанологии принята аппроксимация строфоидой траектории частицы воды, которую она описывает во время сильного волнения моря [341].

Из дальнейшего будет ясно, что в рамках принятой нами кинематической схемы процесса седиментации точное геометрическое описание траектории падения частицы не столь существенно. Важно одно, что произвольная частица оседает на дно по дуге случайного радиуса r , бесконечно малый отрезок которой может быть приближен дугой окружности или любой другой кривой второго порядка, полярный угол которой изменяется в пределах $0 \leq \alpha \leq 2\pi$.

Учитывая описанный выше механизм перемещения и седиментации частиц из турбулентного потока, можно заключить, что радиус-вектор $\vec{r}$ 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 осевших на дно бассейна в произвольный момент времени t , поскольку плотность вероятности $f(r)$ не должна зависеть от α^* , т. е. частиц донной популяции.

Поясним, почему $f(r)$ характеризует распределение частиц по размерам. Представим, что удалось сфотографировать поперечное сечение потока, в котором хорошо видны все частицы размером от $r_{\min}$ до $r_{\max}$. При заданной скорости потока и режиме турбулентности частицы разных размеров распределяются в теле потока случайно и лишь в среднем более крупные частицы сосредоточиваются в придонной части потока, а более мелкие концентрируются вблизи потолка взвешивания. Если расположить систему координат так, как показано на рис. 29, и каждую частицу соединить радиусом-вектором с началом координат, то станет ясным, что распределение радиусов-векторов и будет искомым распределением частиц по размерам.

Рассмотрим далее кольцевой сектор, ограниченный дугами радиусов r и $r + dr$ и лучами, выходящими из начала координат под углами α и $\alpha + d\alpha$. Найдем вероятность того, что случайным образом выбранный радиус-вектор $\vec{r}$ попадет в заданный кольцевой сектор.

$$p = p(r^* \in W) = p(r \leq r^* \leq r + dr) p(\alpha \leq \alpha^* \leq \alpha + d\alpha). \quad (56)$$

Оценим отдельно сомножители в формуле (56). По определению вероятности попадания случайной величины в заданный интервал имеем

$$p(r \leq r^* \leq r + dr) = f(r) dr. \quad (57)$$

С другой стороны,

$$p(\alpha \leq \alpha^* \leq \alpha + d\alpha) = \frac{d\alpha}{2\pi}. \quad (58)$$

С учетом (57) и (58) запишем выражение для искомой вероятности

$$p = \frac{f(r)}{2\pi} dr d\alpha. \quad (59)$$

Найдем ту же вероятность попадания случайного радиуса-вектора $\vec{r}$ в выделенный кольцевой сектор W из других соображений.

* Данная задача применительно к расчету элементов ветровых волн глубокого моря была впервые поставлена и решена Ю. М. Крыловым [161, 162).

Предположим, что в пределах кольцевого сектора W выделена единичная площадка, вероятность попадания в которую случайной величины r есть непрерывная дважды дифференцируемая функция $\varphi(r^2)$. Тогда искомая вероятность p может быть представлена в виде

$$p = S\varphi(r^2), \quad (60)$$

где S — площадь кольцевого сектора. Из элементарной геометрии известно, что площадь кольцевого сектора находят по формуле

$$S = \frac{d\alpha}{2} [(r + dr)^2 - r^2]. \quad (61)$$

Упрощая (61), получаем

$$S = r dr d\alpha + 0 [(dr)^3]. \quad (62)$$

Подставив найденное значение площади S в выражение (60), найдем окончательно нужную нам вероятность

$$p = r\varphi(r^2) dr d\alpha. \quad (63)$$

Приравняв правые части формул (59) и (63) и найдем выражение для функции $f(r)$:

$$f(r) = 2\pi r\varphi(r^2). \quad (64)$$

Для определения функции $\varphi(r^2)$ введем следующие обозначения. Пусть $h/\omega = h_0$, $x/u = x_0$ и пусть, наконец, случайные величины h_0 и x_0 взаимно независимы. Тогда резонно предположить, что функцию $\varphi(r^2)$ можно выбрать таким образом, что она будет представима в виде

$$\varphi(r^2) = \varphi_1(h_0)\varphi_2(x_0), \quad (65)$$

где $\varphi_1(h_0)$ и $\varphi_2(x_0)$ — непрерывные и один раз дифференцируемые функции. Логарифмируем $\varphi(r^2)$ в виде (65)

$$\ln \varphi(r^2) = \ln \varphi_1(h_0) + \ln \varphi_2(x_0). \quad (66)$$

Полученное выражение дифференцируем по x_0 и h_0 , учитывая, что в полярной системе координат $r^2 = x_0^2 + h_0^2$:

$$2 \frac{\varphi'(r^2)}{\varphi(r^2)} (x_0 dx_0 + h_0 dh_0) = \frac{\varphi'_1(h_0)}{\varphi_1(h_0)} dh_0 + \frac{\varphi'_2(x_0)}{\varphi_2(x_0)} dx_0. \quad (67)$$

Так как $x_0 dx_0 = -h_0 dh_0$, то после несложных преобразований (67) можно написать:

$$\frac{2\varphi'(r^2)}{\varphi(r^2)} = \frac{1}{h_0} \cdot \frac{\varphi'_1(h_0)}{\varphi_1(h_0)} = \frac{1}{x_0} \cdot \frac{\varphi'_2(x_0)}{\varphi_2(x_0)} = -\beta. \quad (68)$$

Здесь β — некая положительная постоянная. Выражение (68) есть дифференциальное уравнение первого порядка относительно неизвестной функции $\varphi(r^2)$

$$2\varphi'(r^2) + \beta\varphi(r^2) = 0, \quad (69)$$

решая которое, находим

$$\varphi(r^2) = c \exp \left\{ -\frac{\beta r^2}{2} \right\}. \quad (70)$$

Подставив затем функцию $\varphi(r^2)$ вида (70) в формулу (64), запишем с точностью до постоянной c выражение для искомой плотности вероятностей распределения частиц по размерам

$$f(r) = 2\pi r c \exp \left\{ -\frac{\beta r^2}{2} \right\}, \quad r > 0. \quad (71)$$

Постоянную c находим из условия нормировки функции $f(r)$, т. е.

$$\int_0^\infty f(r) dr = 1. \quad (72)$$

Проведя необходимые вычисления, найдем

$$c = \frac{\beta}{2\pi}. \quad (73)$$

С учетом (73) искомая плотность запишется в виде

$$f(r) = \beta r \exp \left\{ -\frac{\beta r^2}{2} \right\}. \quad (74)$$

Пусть $\beta \equiv 1/\sigma^2$. Тогда

$$f(r) = \frac{r}{\sigma^2} \exp \left(-\frac{r^2}{2\sigma^2} \right). \quad (75)$$

Получили классическое распределение Рэля, которое является частным случаем описанного выше распределения Вейбулла. Действительно, в других обозначениях плотность распределения Вейбулла имеет вид

$$f_1(r) = \frac{\beta}{2\sigma^2} r^{\beta-1} \exp \left\{ -\frac{r^\beta}{2\sigma^2} \right\}. \quad (76)$$

Если в (76) положить $\beta = 2$, то получим плотность распределения Рэля вида (75). При $\beta = 1$ распределение Вейбулла трансформируется в экспоненциальное.

График функции (75) при разных значениях σ^2 показан на рис. 30. Распределение Рэля резко асимметричное, что особенно заметно при малых значениях σ^2 . Поэтому квантильные оценки параметра σ^2 , основанные на сравнении оценок среднего и дисперсии для нормального распределения, с помощью, например, графических построений на вероятностной бумаге [452] непригодны.

Предложенная нами модель, сводящаяся к рэлеевской, а следовательно, и к вейбулловской функции распределения размеров частиц, является по существу кинематической схемой седиментации,

соответствующей самому общему характеру осаждения частиц из водного потока. Для палеогеографических реконструкций, в частности для восстановления скоростных параметров палеопотоков, глубин палеобассейнов и т. п., требуется разработка динамических моделей осадконакопления, выходные характеристики которых могут сопоставляться с реально замеряемыми в ископаемом осадке признаками.

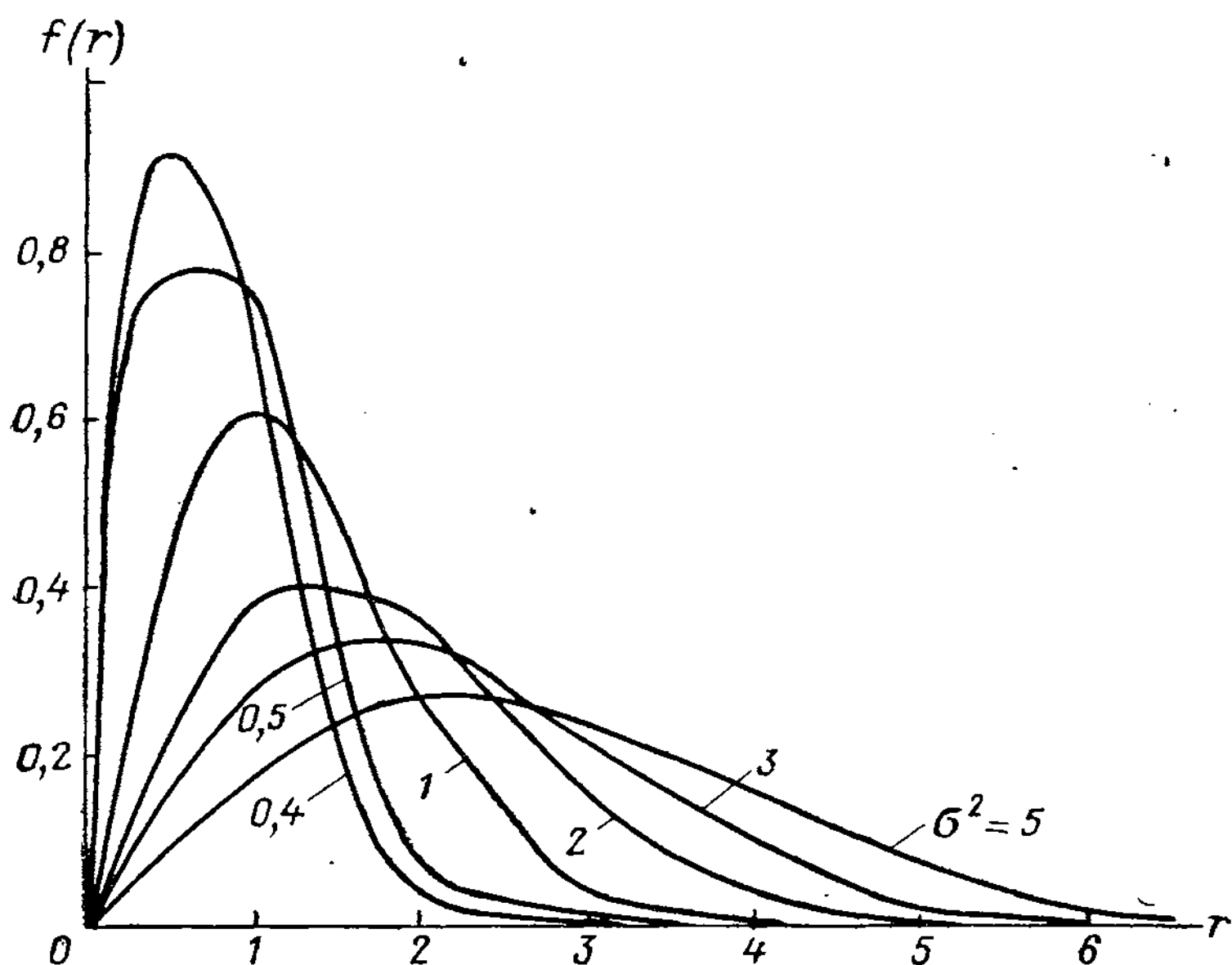


Рис. 30. График плотности распределения Рэля при разных значениях параметра σ^2 .

С помощью распределения Рэля описываются изменения многих статистических характеристик природных объектов: это и крутизна песчаных волн, измеренная как вдоль, так и поперек потока [261], и ряд параметров морских волн глубокого моря [161], и модуль скорости морского течения [117] и т. д. Все это косвенным образом свидетельствует в пользу физической обоснованности выбранной нами модели для описания распределения размеров частиц донной популяции с помощью закона Рэля.

Необходимо пояснить, что донная популяция частиц и донные осадки — понятия существенно различные. Донная популяция — это совокупность частиц, которая при данной скорости потока и перемещается волочением по дну либо находится в покое, т. е., иными словами, является функцией от гидродинамических параметров потока, при изменении которых, естественно, изменяется и фракционный состав осадков донной популяции. Донные же осадки — это совокупность частиц, уже окончательно закреплен-

ная на дне потока вне зависимости от изменений гидродинамических характеристик водной среды. Поэтому при сравнении согласия результатов гранулометрических анализов с распределением Рэля необходимо быть уверенным в том, что анализируемый осадок (вне зависимости от спектра размерности частиц) является представителем донной популяции.

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 [332]. Не исключено, что удастся построить модели и для других популяций осадков, также не сводящиеся к логарифмически-нормальному закону. К тому же, как будет далее показано, логарифмически-нормальная функция в статистическом смысле весьма близка закону Вейбулла, который обобщает распределение Рэля. Поэтому без аналитических моделей процессов седиментогенеза всякие утверждения о соответствии фракционного состава осадков логарифмически нормальной функции лишены каких бы то ни было доказательных основ.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗМЕРОВ ЧАСТИЦ ПРИ ФРАКЦИОНИРОВАНИИ ПОЛИДИСПЕРСНЫХ СМЕСЕЙ

В данном разделе рассматривается седиментологическая модель, трактующая седиментацию частиц под влиянием главным образом силы тяжести, когда подвижные факторы среды осадконакопления (течения, волнение и т. д.) не оказывают существенного влияния на распределение по фракциям осаждающихся частиц. Иными словами, предполагается, что осаждение частиц происходит как бы из единой порции поступившего в зону аккумуляции осадка. Такая ситуация реальна при формировании фракционного состава турбидитов, образующихся, как известно, при фракционировании суспензионных (мутьевых) потоков, в меньшей мере при накоплении озерных ленточных глин и т. д. Седиментация в данной схеме реализуется по закону

$$v \equiv \psi(r) = \alpha r^{\beta}, \quad (77)$$

где v — скорость седиментации. Ясно, что при $\beta = 2$ формула (77) с точностью до α соответствует закону Стокса.

В любой произвольный момент времени t количество осевших на дно бассейна частиц и число частиц, взвешенных в суспензии, связаны соотношением

$$Q(r) + q(r) = 100\%, \quad (78)$$

где $Q(r)$ — содержание частиц со значениями радиусов $r \geq r_0$ (частицы, осевшие на дно) и $q(r)$ — соответственно содержание

частиц, у которых $r < r_0$; r_0 — произвольный фиксированный размер частицы. Нас интересует распределение частиц по размерам (скоростям осаждения), которое, разумеется, в первую очередь зависит от фракционного состава поступившего в бассейн обломочного материала. Поэтому в других терминах $q(r)$ — это интегральная функция распределения, которая должна получаться путем усечения некоей функции $f(r)$, характеризующей исходное (до седиментации) распределение частиц по размерам. В рамках нашей модели конкретный вид функции $f(r)$ не задается. Так как $q(r)$ — интегральная функция распределения, то дифференцируя равенство (78) по r , получим

$$\varphi(r) = \frac{dQ}{dr} = -\frac{dq}{dr}, \quad (79)$$

где $\varphi(r)$ — дифференциальная функция распределения частиц по эквивалентным радиусам [305].

Если $q(r)$ — характеристика исходного материала, то $q[\psi(r)]$ также характеризует исходный материал, т. е. означает относительное содержание частиц в суспензии со скоростью осаждения меньшей, чем $\psi(r)$, а значит, $q[\psi(r)]$ также является интегральной функцией распределения. Поэтому справедливо тождество

$$\Delta q[\psi(r)] = q'[\psi(r)] \Delta\psi(r). \quad (80)$$

Количество частиц в осадке, седиментация которых контролируется только силой тяжести, есть прежде всего функция от скорости седиментации, которая, в свою очередь, зависит от размеров частиц. В процессе седиментации количество частиц во взвеси уменьшается, а число частиц, выпавших в осадок, растет. Поэтому можно записать

$$\Delta q'[\psi(r)] = -q'[\psi(r)] \Delta\psi(r). \quad (81)$$

Левую и правую части равенства (81) делим на $\Delta\psi(r)$ и переходим к пределу при $\Delta\psi(r) \rightarrow 0$. Тогда

$$\lim_{\Delta\psi(r) \rightarrow 0} \frac{\Delta q[\psi(r)]}{\Delta\psi(r)} = \frac{dq'[\psi(r)]}{d\psi(r)} = -q'[\psi(r)]. \quad (82)$$

Решая уравнение (82) относительно $q'[\psi(r)]$, получаем

$$q'[\psi(r)] = c \exp\{-\psi(r)\}, \quad (83)$$

где c — произвольная постоянная. С учетом равенства (79) найдем

$$\varphi(r) = -\frac{dq[\psi(r)]}{dr} = c\psi'(r) \exp\{-\psi(r)\}. \quad (84)$$

Подставив $\psi(r)$ вида (77) в формулу (84), получим

$$\varphi(r) = c\alpha\beta r^{\beta-1} \exp(-\alpha r^\beta). \quad (85)$$

Нормирование на единицу функции (85) дает $c = 1$. Полученная функция $\varphi(r)$ вида (85) и есть распределение Вейбулла *.

Таким образом, мы установили, что если распределение частиц по скоростям осаждения характеризуется функцией вида (83), а скорость седиментации и размер частиц связаны соотношением (77), то распределение частиц по размерам в рамках данной седиментологической модели должно описываться законом Вейбулла.

Интересно отметить, что А. Шайдеггер и П. Поттер [528] из других соображений установили зависимость $n = n_0 \exp(-\omega \epsilon / \varphi)$, где n_0 — число частиц в единице объема размерной фракции, находящихся на некоторой высоте над дном в потоке мощностью ϵ ; ω — гидравлическая крупность частиц; φ — постоянная величина. Если в этом выражении положить $\omega \epsilon / \varphi \equiv \psi(r)$, так как $\omega = f(r)$, а φ и ϵ — величины постоянные, и $n_0 \equiv c$, то получим формулу (83).

Следовательно, проанализированные седиментологические модели позволяют сделать следующее заключение. Если формируется донная популяция частиц, то она, как мы определили, является функцией от гидродинамических характеристик среды седиментации в том смысле, что донную популяцию образуют частицы, для которых проекции векторов скорости потока не в состоянии переводить их во взвешенное состояние. Иными словами, для донной популяции в частном случае справедлива схема фракционирования суспензии, рассмотренная нами в этом разделе. Поэтому мы получили согласие этих двух моделей в двух отношениях: в чисто седиментологическом, на котором мы только что остановились, и в статистическом, поскольку распределение Рэлея является частным случаем распределения Вейбулла.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

По всей вероятности, справедливо следующее утверждение. Если седиментация частиц в подвижной среде контролируется законом (77), то, во-первых, в сформированных таким путем слоях должна фиксироваться устойчивая корреляция между мощностью слоя и размером слагающих его частиц, и, во-вторых, мощности слоев могут быть распределены по закону Вейбулла либо по одному из его частных законов (экспоненциальному или Рэлея).

Иначе говоря, можно утверждать, что если ξ^* — мощность слоя, а d — размер частиц (средний, медианный или максимальный), то должно выполняться соотношение

$$d = \bar{\alpha}_{\xi}^* \tilde{\beta}, \quad (86)$$

* В ранее опубликованной работе автора [247] была допущена неточность в интерпретации функции $q(r)$, из-за чего ускользал четкий смысл полученной функции распределения $\varphi(r)$, хотя аналитически все выглядело убедительно. На эту неточность указал автору Ю. В. Шурубор.

или в логарифмическом масштабе

$$\log d = \log \bar{\alpha} + \beta \log \xi^*. \quad (87)$$

Действительно, закон седиментации (77) характеризует процесс осадконакопления, а формула (86) определяет соотношение между теми же характеристиками α и β , но уже закрепленными в осадке. На существование зависимости вида (87) указывали многие авторы [223, 224, 515]. Она устанавливается для ряда разновидностей природных турбидитов (флиша и ритмически построенных терригенных формаций), для пирокластических осадков и т. п. Причем, очевидно, что если такого рода зависимость фиксируется для выборочных пачек слоев, то она должна отмечаться и в пределах каждого слоя. Если же для пачки в целом она не устанавливается, то это еще не означает ее отсутствие для отдельных слоев [224]. В табл. 10 приведены фактические данные, подтверждающие связь вида (87).

ТАБЛИЦА 10

Корреляция между мощностью слоя и размером частиц

Фактический материал	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции ρ	Первоисточник
Морские песчаники Французских Альп (палеоген-неогенового возраста)	$\lg d_{\max} = -1,74 + 0,69 \lg \xi^*$	0,78	[515]
Мартинбургская формация в Пенсильвании (ордовик)	$\lg d_{\max} = -0,81 + 0,36 \lg \xi^*$	0,84	»
Нумулитовый флиш	$\lg d_{\max} = -1,17 + 0,44 \lg \xi^*$	0,73	»
Смесь данных	$\lg d_{\max} = -1,18 + 0,57 \lg \xi^*$	0,72	»
Пепел вулкана Гекла	$\lg d_{\max} = -0,53 + 0,92 \lg \xi^*$	0,99	»
Терригенный флиш	$\lg \xi^* = 2,37 + 1,28 \lg d_{\text{ср}}$	—	[223]

Если выборочные распределения мощностей терригенных пород согласуются с одной из форм распределения Вейбулла, то это означает (согласно нашей модели), что осадконакопление в основном контролировалось законом вида (77) и подвижные факторы среды седиментации (течение, волнение и т. п.) несущественно

влияти на перераспределение частиц в осадке. Действительно с экспоненциальным распределением удовлетворительно согласуются выборки мощностей слоев из верхнесенонской терригенно-карбонатной формации Малого Кавказа, из аргиллитового, песчаного и нормального терригенного флиша таврической формации Крыма [238], из туронского карбонатного флиша Северо-Западного и Центрального Кавказа [250] и т. д.

ТАБЛИЦА 11

Ряд распределения максимальных размеров частиц, слагающих палеоген-неогеновые песчаники французских Альп ($N = 52$)

Размер зерен, мм	Число наблюдений	Размер зерен, мм	Число наблюдений
0—0,6	24	2,4—3,0	5
0,6—1,2	6	3,0—3,6	2
1,2—1,8	4	3,6—4,2	2
1,8—2,4	4	4,2—4,8	4
		>4,8	1

ТАБЛИЦА 12

Ряд распределения мощностей слоев палеоген-неогеновых песчаников французских Альп ($N = 52$)

Мощность слоя, см	Число наблюдений	Мощность слоя, см	Число наблюдений
0—60	25	300—360	1
60—120	12	360—420	2
120—180	6	420—480	0
180—240	3	480—540	1
240—300	1	>540	1

Из приводимых табл. 11—14 видно, что статистические ряды, построенные нами по материалам П. Поттера и А. Шайдеггера [515], также вполне удовлетворительно согласуются с экспоненциальным распределением *, а следовательно, и с распределением Вейбулла. Таким образом, гранулометрические индексы тех видов осадочных образований, формирование которых происходило как бы из единой порции поступившего в зону аккумуляции осадка, с необходимостью должны следовать экспоненциальному распределению.

Известными же природными агентами быстрой транспортировки осадков в зону аккумуляции являются мутьевые потоки (turbidity currents), играющие существенную роль в общем

* Следует отметить, что в вероятностном смысле экспоненциальному распределению близко распределение Пуассона. Поэтому не исключено, что те же статистические ряды могут удовлетворительно согласовываться и с законом Пуассона.

ТАБЛИЦА 13

Ряд распределения максимальных размеров частиц,
слагающих палеоген-неогеновый нумулитовый флиш
Северо-Западной Испании ($N=32$)

Размер зерен, мм	Число наблюдений	Размер зерен, мм	Число наблюдений
0,13—0,26	12	0,65—0,78	1
0,26—0,39	6	0,78—0,91	3
0,39—0,52	2	0,91—1,04	2
0,52—0,65	3	1,04—1,17	2
		>1,17	1

ТАБЛИЦА 14

Ряд распределения мощностей слоев нумулитового флиша ($N=32$)

Мощность слоя, см	Число наблюдений	Мощность слоя, см	Число наблюдений
0—40	14	160—200	3
40—80	8	200—240	3
80—120	0	240—280	1
120—160	2	280—320	1

балансе осадконакопления в современную эпоху и, по всей вероятности, столь же сильно влиявшие на осадконакопление в геологическом прошлом [245]. Заметим, кстати, что факт непротиворечивости распределения максимального размера зерен и коррелированных с ними мощностей слоев турбидитов экспоненциальному закону может быть обоснован теоретически.

Действительно, закон седиментации вида (77) обобщает седиментацию частиц от глинисто-алевритовой размерности ($\beta = 2$) до частиц крупнее 2 мм ($\beta = 0,5$). Если предположить, что, во-первых, природные смеси частиц в турбидитах включают весь диапазон размерностей, для которых справедливы законы седиментации Ньютона — Риттингера, Аллена и Стокса [305], и, во-вторых, что осаждение частиц фиксированного интервала размеров контролируется только одним из трех названных законов, то, строго говоря, распределение частиц в осадке есть результат композиции трех законов распределения: $f_1(\xi_1)$, $f_2(\xi_2)$ и $f_3(\xi_3)$, где $f_1(\xi_1) = 2\alpha_1 \xi_1 \exp(-\alpha_1 \xi_1^2)$ — распределение частиц, седиментация которых подчиняется закону Стокса; $f_2(\xi_2) = \alpha_2 \exp(-\alpha_2 \xi_2)$ — распределение частиц, седиментация которых подчиняется закону Аллена, и, наконец, $f_3(\xi_3) = [\alpha_3/2\sqrt{\xi_3}] \exp(-\alpha_3 \sqrt{\xi_3})$, если седиментация частиц реализуется по Ньютону — Риттингеру.

Композиция двух законов распределения $f_1(\xi_1)$ и $f_2(\xi_2)$, как известно, определяется по формуле [47]:

$$g(y) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(\xi_1) f_2(y - \xi_1) d\xi_1. \quad (88)$$

Осуществив далее свертку полученной плотности $g(y)$ с плотностью $f_3(\xi_3)$, найдем требуемую плотность вероятностей $f(\xi)$ смеси частиц трех интервалов размерностей (глинисто-алевритовой, песчаной и крупнее песчаной), оседающих в водной среде по указанным выше законам. Проведав необходимые вычисления по формуле (88), получим

$$f(\xi) = \theta \exp(-\theta\xi), \quad \xi > 0, \quad (89)$$

т. е. экспоненциальную плотность. Очевидно, данный механизм и объясняет широкий диапазон приложения экспоненциального закона к описанию распределений фракционного состава и мощностей природных турбидитов.

Опираясь на этот факт и используя описанную выше методику восстановления функции механизма осадконакопления $\varphi(\xi)$ по эмпирически фиксируемому распределению мощностей слоев, восстановим функцию $\varphi(\xi)$ при условии, что мощности слоев в разрезе (медианный или максимальный размеры частиц) подчиняются показательному закону распределения (89) с параметром θ .

Подставив в (53) требуемые условия, найдем выражение для функции механизма осадконакопления, приводящего в рамках данной модели к экспоненциальному распределению мощностей слоев в разрезах:

$$\varphi(\xi) = \frac{\lambda}{\theta} \cdot \frac{\xi^*}{\xi} \ln\left(\frac{\xi^*}{\xi^* - \xi}\right), \quad \xi > 0. \quad (90)$$

Выясним физический смысл полученной формулы (90). При $\xi \rightarrow 0$ $\varphi(\xi) \rightarrow \lambda/\theta$. Это означает, что в начальный момент накопления мощности слоя характер протекания процесса определяется отношением параметров в функциях распределения времени ожидания перемены состояния в рассматриваемом процессе и в результирующем распределении мощностей слоев. Так как при $\xi \rightarrow 0$ $\varphi(\xi)$ должно быть мало, то отсюда следует, что $\lambda \ll \theta$. Это свидетельствует о быстром протекании процесса накопления мощностей слоев, имеющих экспоненциальную функцию распределения.

Действительно, существующие представления о формировании сезонной слоистости в четвертичных отложениях [476, 477] и слоистости флишевого типа [239, 467], в которой за «слой» принимают подэлемент цикла, дают основание к заключению о непродолжительном образовании единичных слоев. Распределение же мощностей в последовательной выборке слоев флиша безотносительно к их литологическому составу наиболее уверенно аппроксимируется экспоненциальной функцией распределения.

С позиций фракционного состава слоев флиша, в которых отчетливо фиксируется так называемая градационная слоистость (graded bedding), полученное заключение означает, что седиментация частиц при формировании мощности единичного слоя (по крайней мере первого элемента флишевого многослоя) протекает порциально, что наилучшим образом объясняется с позиций мутьевой гипотезы флишенакпления [250, 467].

Что касается сезонной ленточной слоистости, распределение мощностей слоев в которой также аппроксимируется экспоненциальным законом, то порциальные акты седиментации частиц, формирующих единичные слои в варвах, не вызывают сомнений. При $\xi \rightarrow \xi^*$ $\varphi(\xi) \rightarrow \infty$, т. е. прямая $\xi = \xi^*$ в системе координат $\{\xi, \varphi(\xi)\}$ является асимптотой функции $\varphi(\xi)$. Результат вполне естественный, если вспомнить, что ξ^* — предельное значение мощности единичного слоя.

Рассмотрим скорость процесса формирования мощности слоя при заданной функции $\varphi(\xi)$. Дифференцируя (90) по ξ , получаем

$$v_{\xi} = \frac{d\varphi}{d\xi} = \frac{\lambda \xi^*}{\theta} \left[\frac{1}{\xi(\xi^* - \xi)} - \frac{1}{\xi^2} \ln \frac{\xi^*}{\xi^* - \xi} \right]. \quad (91)$$

Для отыскания предела функции v_{ξ} при $\xi \rightarrow 0$ разложим $\ln \xi^*/(\xi^* - \xi)$ в ряд Маклорена:

$$\ln \frac{\xi^*}{\xi^* - \xi} = \frac{\xi}{\xi^* - \xi} - \frac{\xi^2}{2(\xi^* - \xi)^2} + \frac{\xi^3}{3(\xi^* - \xi)^3} - \dots \quad (92)$$

После очевидных преобразований находим

$$\lim_{\xi \rightarrow 0} \frac{d\varphi}{d\xi} = \frac{\lambda}{2\theta \xi^*}. \quad (93)$$

Получили весьма любопытный результат. Скорость накопления мощности слоя в начальных фазах слоеобразования (по крайней мере применительно к слоистости типа флишевой и варвов) зависит от величины его предельной мощности. Чем больше предельная мощность слоя ξ^* , тем медленнее идет его накопление при фиксированных λ и θ . Так как значение предельной мощности слоя определяется в самом общем виде временем неизменности фациальных условий в данной зоне накопления осадка, то чем более часто сменяются эти условия, тем более интенсивно идет процесс осадконакопления*. Однако это не означает, что устойчивость фациальных условий предопределяет накопление слоев значительной мощности. Выражение (93) относится к числу необходимых, но не достаточных условий и не противоречит интуитивно ясной мысли о том, что мощности слоев, вообще говоря, не яв-

* Если учесть, что $\lambda \ll \theta$, то мощность единичного слоя может расти достаточно быстро, не будучи обязательно тесно связанной с величиной предельной мощности слоя.

ляются мерилom времени. Именно по этой причине во всех полученных нами соотношениях время в явном виде не задается.

Реальные природные механизмы осадконакопления, очевидно, обладают тем свойством, что скорость нарастания мощности достигает максимального значения в начальной стадии процесса, после чего с течением времени она уменьшается по закону, определяемому видом функции $\varphi(\xi)$ и чаще всего не являющемуся линейной функцией от ξ^* . Это вполне естественно, так как за ограниченное время T_n , в течение которого образуется единичный слой, трудно предположить, чтобы скорость нарастания мощности увеличивалась во времени в течение фиксированного периода слоеобразования.

Эту мысль подтверждает и чисто геологическая логика. Действительно, гранулометрический уровень, как правило, уменьшается от подошвы к кровле слоя, что явно свидетельствует об ослаблении к концу периода слоеобразования живой силы среды, т. е. в конечном счете об уменьшении скорости нарастания мощности единичного слоя.

Экспоненциальная функция распределения также является частным случаем закона Вейбулла, в формуле (76) следует принять $\beta = 1$. Поэтому широкий класс седиментологических процессов, для которых справедлив экспоненциальный закон распределения исследуемой характеристики, оказывается возможным изучать и с позиций распределения Вейбулла. Рассмотрим некоторые из этих процессов.

1. При извержениях вулканов вулканический пепел переносится ветром на огромные расстояния (до 3000 км). Естественно предположить, что дальность переноса отдельных частичек пепла является функцией от их размера. Поэтому если в разновозрастных глубоководных осадках Мирового океана фиксируются пепловые прослойки, то можно определить не только закономерность уменьшения размеров частиц при удалении от источника извержения, но и оценить вероятное положение этого источника. Так, при изучении керна из двух глубоководных скважин, расположенных восточнее островов Баллени (юг Тихого океана) на расстоянии 500 и 3700 км, обнаружены горизонты, обогащенные пирокластическим материалом [357, 534]. Они приурочены к разновозрастным (1,6—1,8 млн. лет) глубоководным осадкам. Для каждого из горизонтов подсчитывали количество вулканического материала во фракциях мельче 0,04 мм и крупнее 0,061 мм и оценивали среднюю скорость обогащения осадков пирокластическим материалом. Для приближенного определения скорости накопления v_x тонкообломочного вулканического стекла (для фракций мельче 0,04 мм) на произвольном расстоянии x от центра извержения наилучшей аппроксимацией оказывается зависимость вида

$$v_x = v_0 \exp(-\alpha x), \quad (94)$$

где v_0 — гипотетическая скорость накопления в районе источника; α — эмпирический коэффициент, зависящий от скорости ветров и погодных условий.

Если оценивать не скорость накопления в глубоководных осадках материала вулканических извержений, а закономерность уменьшения размеров частичек пепла в зависимости от расстояния, то и в данном случае оказывается, что лучше всего эта закономерность описывается экспоненциальным законом вида (89). К данному выводу пришел, в частности, Р. В. Фишер [400] на материале образцов пепла из вулкана Геклы (извержение 1947 г.).

2. Многие геологи, изучающие ритмично построенные формации типа флишевой, увлекаются статистическим анализом различных закономерностей, связанных с изменением мощностей отдельных элементов флишевого многослоя [397 и др.]. В частности, представляют интерес закономерности, обусловленные выклиниванием слоев различной мощности на фиксированном расстоянии от выбранного базового разреза, а также закономерности, касающиеся числа прослеживаемых слоев при удалении на расстояние x от базового разреза. Оказывается, что для обоих случаев справедлива зависимость

$$N = N_0 \exp(-\beta x), \quad (95)$$

где x — расстояние от выбранного разреза, км; N — число слоев, прослеживаемых на расстояние x ; N_0 — число слоев на расстоянии $x = 0$, т. е. в выбранной для анализа пачке слоев базового разреза; β — постоянная, такая, что βN соответствует числу слоев, выклинивающихся на расстоянии 1 км.

3. С. В. Колесов, С. Е. Сакс и А. Е. Смолдырев [144] изучали миграционную способность касситерита в аспекте измельчения частиц этого минерала при их переносе водными потоками. Цель экспериментов этих авторов — доказать устойчивость зерен касситерита к процессам дробления и истирания при транспортировке и как следствие этого возможность формирования россыпных месторождений вдали от коренного источника. В результате экспериментов было установлено, что степень уменьшения зерен касситерита как функция от параметров водной среды и дальности транспортировки лучше всего описывается выражением

$$d = d_0 \exp(-\varphi k), \quad (96)$$

где d_0 и d — начальный и конечный диаметры частиц касситерита; φ — эмпирический коэффициент; k — обобщенная переменная, которая применительно к условиям данного эксперимента может быть оценена по формуле

$$k = \left(\frac{S}{d_0} \right)^{1/2} (LvM)^{1/3}, \quad (97)$$

где S — стандартное отклонение распределения размеров частиц; L — длина транспортировки; v — скорость потока; M — средний размер частиц касситерита. На рис. 31 показано изменение размеров зерен касситерита в зависимости от дальности транспортировки. Точки пересечения кривых измельчения каждой фракции с прямой линией $d'/d_0 = 0,5$ соответствуют расстояниям, на которых размер частиц уменьшается вдвое.

4. В процессе выноса рекой обломочного материала в конечный водоем стока частицы сортируются по крупности не только вдоль русла реки, но и в пределах образуемого аллювиального конуса

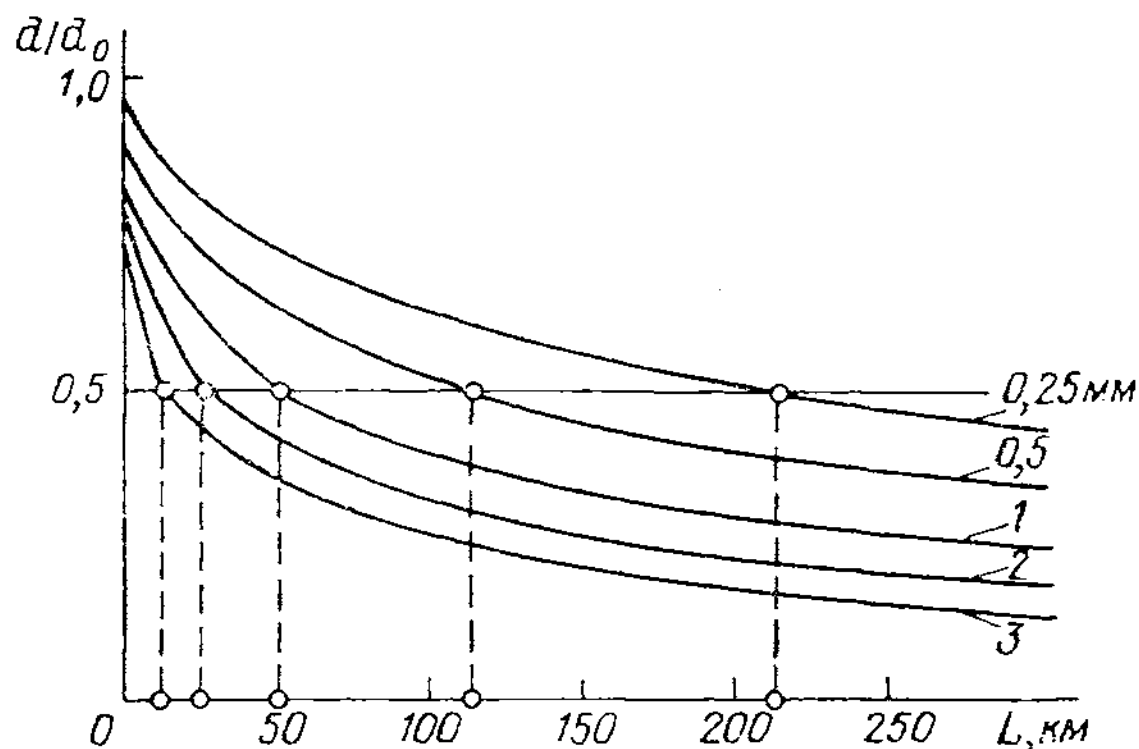


Рис. 31. Зависимость степени уменьшения размеров зерен касситерита от дальности транспортировки водным потоком [144].

выноса. Причем закономерности такой рассортировки кластического материала лучше всего вскрываются при анализе конусов выноса горных рек, которые в состоянии транспортировать валуны диаметром до 200—400 см. На рис. 32 показана зависимость уменьшения размера обломков пород, слагающих аллювиальный конус выноса в горах Святой Каталины (штат Аризона, США). Обломки пород измерялись в радиальном профиле, намеченном от вершины к основанию конуса выноса. Уже на расстоянии 6,6 км от вершины полученная зависимость размеров перенесенных рекой валунов от расстояния транспортировки носит отчетливый экспоненциальный характер, что свидетельствует о быстрой стабилизации процесса переноса рекой обломочного материала.

5. В литологической лаборатории ВСЕГЕИ исследуют морфометрические характеристики обломочных частиц песчаных фракций. С этой целью на вибрационном столике рассеивают частицы фракции 0,25—0,315 мм, которые постепенно распределяются по 35 классам окатанности. Затем у частиц, попавших в эти классы, оценивают индекс окатанности по формуле Вадела и в прямоугольной системе координат строят зависимость коэффициента

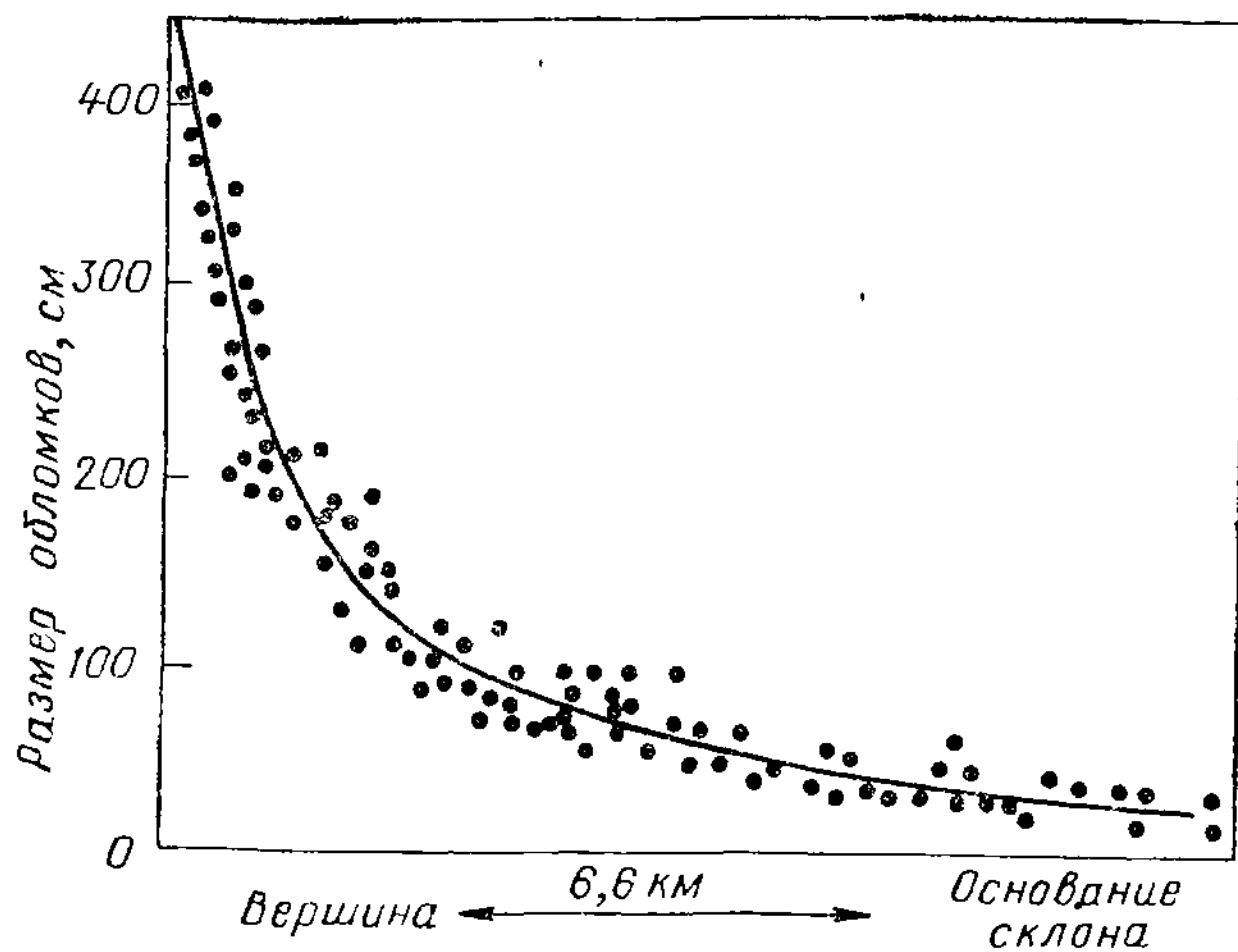


Рис. 32. Распределение максимальных размеров обломков пород вдоль радиального профиля через аллювиальный конус выноса [366].

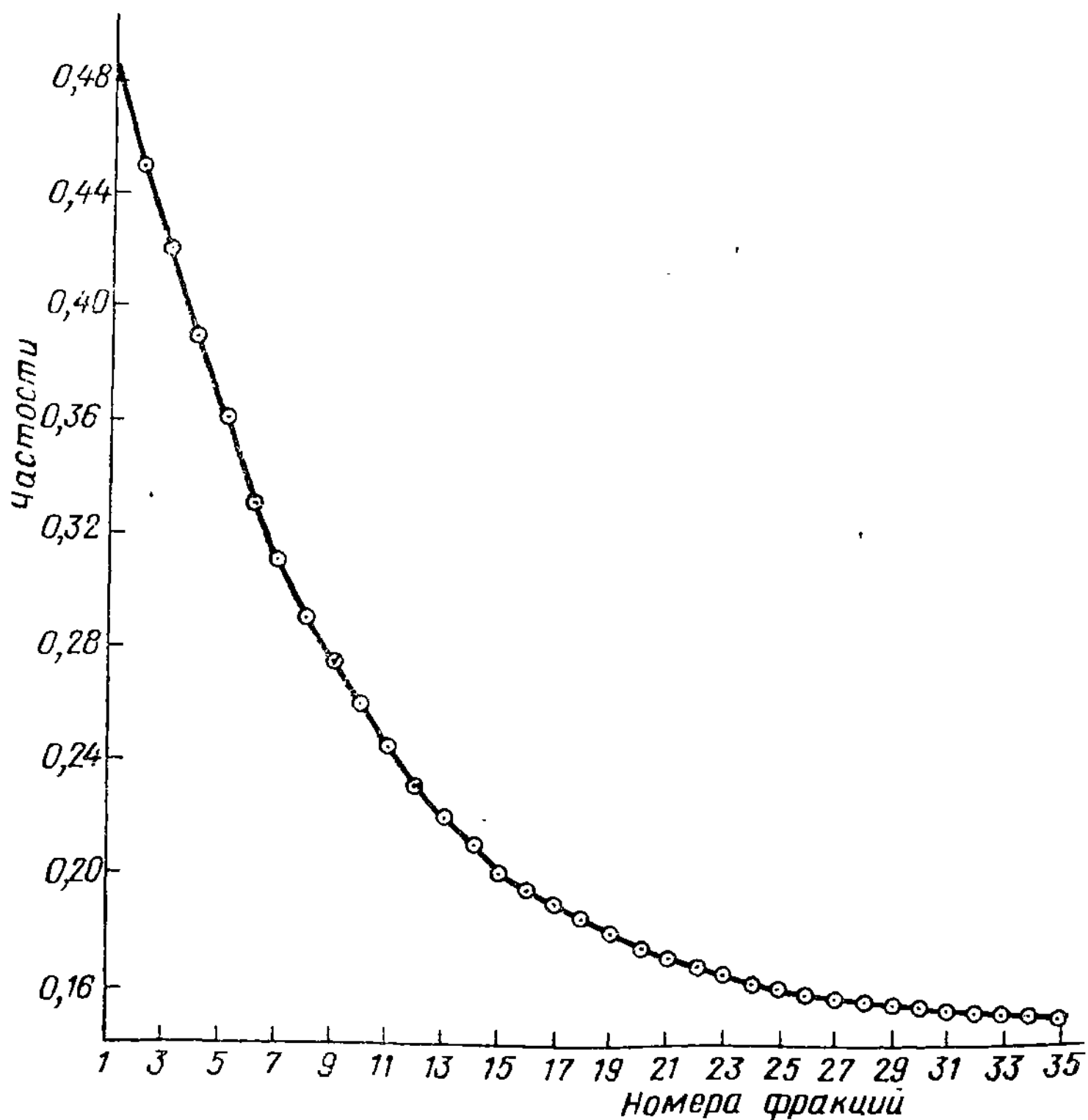


Рис. 33. Зависимость коэффициента окатанности Вадела от морфометрических классов окатанности для фракции 0,25—0,315 мм (эксперименты Д. С. Кашика).

окатанности от выделенных классов (рис. 33). Можно видеть, что эта зависимость также носит экспоненциальный характер*.

Число подобных примеров можно было бы значительно увеличить. Соотношения вида (94)—(96) обобщают уравнения линейной регрессии, а случайные величины, связанные этими соотношениями, имеют экспоненциальную функцию распределения. Кроме того, все рассмотренные нами примеры экспоненциальных зависимостей могут быть получены из общей аналитической модели. Действительно, пусть y — случайная величина, которая является функцией либо пространственной, либо временной координаты (в наших примерах случайная величина от времени не зависела), т. е. $y = f(x)$. Случайная величина y всегда изменяется таким образом, что с ростом x значения y уменьшаются. Причем скорость изменения величины y определяется ее приращением при изменении x на величину Δx . Таким образом, с учетом сделанных замечаний можно записать

$$\Delta y = -ky \Delta x, \quad (98)$$

где k — коэффициент пропорциональности. Поделив обе части равенства (98) на Δx и устремив $\Delta x \rightarrow 0$, получим обыкновенное дифференциальное уравнение с разделяющимися переменными, которое после разделения переменных принимает вид

$$\frac{dy}{y} = -k dx. \quad (99)$$

Решением этого уравнения является функция

$$y = c \exp \{-kx\}. \quad (100)$$

Постоянная c находится из начального условия $y = y_0$ при $x = 0$. Тогда

$$y = y_0 \exp \{-kx\}. \quad (101)$$

Это и есть общий вид аналитической модели, обобщающий все приведенные нами примеры экспоненциального изменения случайной величины.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ НАЙДЕННЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Рассмотрим ряд вопросов, связанных с оценкой параметров найденных распределений. Прежде всего необходимо сделать следующее общее замечание. Если результаты гранулометрических анализов выполнены не в «числе зерен», а «по весу», то статистические критерии согласия типа χ^2 или λ Колмогорова оказываются неприменимыми в том смысле, что с их помощью нельзя проверить нулевую гипотезу о типе распределения. Можно лишь среди

* Материал для этого примера любезно предоставил автору Д. С. Кашик.

множества альтернатив выбрать ту, для которой значения χ^2 , вычисленного по данным выборки, оказываются наименьшими. Иными словами, можно лишь оценить степень близости к тому или иному закону распределения в сравнении с другими, а не статистическую непротиворечивость выборочных данных определенному вероятностному закону. Поэтому и утверждения, в изобилии встречающиеся в литературе, о том, что размеры частиц чаще всего имеют логарифмически-нормальное распределение, оказываются несостоятельными. Недаром просмотр большого числа публикаций по вопросам granulometрии показывает, что ни в одной из них эти утверждения не подкреплялись реальными статистическими расчетами.

Распределение Вейбулла. Наиболее строгие оценки параметров α и β в функции (85) можно получить с помощью метода максимального правдоподобия.

Пусть сделана выборка $x_1, \dots, x_N$ из распределения Вейбулла с параметрами α и β . Функция правдоподобия для этого распределения запишется в виде

$$L(x_1, \dots, x_N/\alpha, \beta) = \alpha^N \beta^N \prod_{i=1}^N x_i^{\beta-1} \exp \left(-\alpha \sum_{i=1}^N x_i^\beta \right). \quad (102)$$

Дифференцируем (предварительно прологарифмированную) функцию L по α и β и составляем уравнения правдоподобия для каждого параметра:

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} = \frac{N}{\alpha} - \sum_{i=1}^N x_i^\beta = 0; \quad (103)$$

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \beta} = \frac{N}{\beta} + \sum_{i=1}^N \ln x_i - \alpha \sum_{i=1}^N x_i^\beta \ln x_i = 0. \quad (104)$$

Из (103) сразу находим оценку для $\hat{\alpha}$:

$$\frac{1}{\hat{\alpha}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^{\hat{\beta}}. \quad (105)$$

Используя полученную оценку для $\hat{\alpha}$ в виде (105), выпишем на основании уравнения (104) выражение для оценки $\hat{\beta}$:

$$\frac{\sum_{i=1}^N x_i^{\hat{\beta}} \ln x_i}{\sum_{i=1}^N x_i^{\hat{\beta}}} - \frac{1}{\hat{\beta}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \ln x_i. \quad (106)$$

Правая часть (106) от β не зависит. Поэтому оценку $\hat{\beta}$ можно пайти любым из итерационных методов либо методом «проб и ошибок», после чего оценка $\hat{\alpha}$ определяется сразу по формуле (105).

С учетом специфики гранулометрических анализов, в которых результаты всегда сгруппированы по фракциям независимо от формы их представления — «по весу» или «по счету», выражения (105) и (106) несколько видоизменяются:

$$\frac{1}{\hat{\alpha}} = \sum_{i=1}^n \tilde{x}_i^{\hat{\beta}} p_i; \quad (107)$$

$$\frac{\sum_{i=1}^n \tilde{x}_i^{\hat{\beta}} p_i \ln \tilde{x}_i}{\sum_{i=1}^n \tilde{x}_i^{\hat{\beta}} p_i} - \frac{1}{\hat{\beta}} = \sum_{i=1}^n p_i \ln \tilde{x}_i, \quad (108)$$

где n — число разрядов группировки (число фракций); $\tilde{x}_i$ — середина i -го разряда; p_i — частота, соответствующая i -му разряду.

Следует отметить, что оценка параметров распределения Вейбулла представляет нелегкую задачу. Ей посвящена обширная специальная литература, в которой предлагаются как точные методы оценивания [388—391, 414, 425, 484], так и приближенные, основанные на методе квантилей [392, 436] и построении номограмм [407]. Большой обзор различных приемов оценивания параметров распределения Вейбулла опубликовал С. Д. Даби [389]. Для случая сгруппированных данных оценки параметров $\hat{\alpha}$ и $\hat{\beta}$ можно получить и иным путем, используя, например, выражение для теоретического коэффициента вариации распределения Вейбулла [7].

Распределение Рэля. Параметр σ^2 распределения Рэля вида (75) также можно оценить с помощью метода максимального правдоподобия. Несмещенная оценка σ^2 при этом получается в виде

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N x_i^2. \quad (109)$$

С учетом результатов гранулометрических анализов оценку $\hat{\sigma}^2$ можно вычислять по формуле

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \tilde{x}_i^2 p_i. \quad (110)$$

Экспоненциальное распределение. Если экспоненциальное распределение задается формулой (89), то максимально правдоподобной оценкой параметра θ служит величина

$$\frac{1}{\hat{\theta}} = \bar{x}, \quad (111)$$

или

$$\frac{1}{\hat{\theta}} = \sum_{i=1}^n \tilde{x}_i p_i. \quad (112)$$

Таким образом, по этим формулам можно оценить неизвестные параметры одной из трех функций распределения и сопоставить значения теоретической кривой распределения с выборочными данными (гистограммой, построенной по результатам гранулометрического анализа). Однако по названным выше причинам такое сравнение нельзя отождествлять с проверкой статистических гипотез.

Часто строгую статистическую проверку подменяют графическими приемами сравнения двух распределений с помощью построений на вероятностной бумаге. Однако графические приемы сравнения двух выборочных асимметричных распределений всегда неэффективны, а в случае «близких» законов распределения могут вообще давать неверные результаты. Показателен в этом отношении пример сравнения распределений Парето и логарифмически-нормального. Известно [511], что при некотором подборе параметров этих функций экспериментальные точки вполне правдоподобно располагаются вдоль прямой линии как в системе координат, соответствующей закону Парето, так и в системе, соответствующей логарифмически-нормальному распределению. При более же строгой проверке гипотез о соответствии эмпирического закона одному из двух упомянутых теоретических может оказаться, что обе эти гипотезы или одну из них приходится отвергнуть.

Этот факт лишний раз доказывает, что при проверке соответствия выборочных данных тому или иному закону распределения на уровне «эмпирической непротиворечивости» невозможно оценить достоверность той «содержательной» информации, которую геологи постоянно извлекают таким путем, искусственно ассоциируя словесные построения с определенной функцией распределения. Например, применительно к гранулометрическому составу осадочных образований, как было показано выше, вполне удовлетворительной моделью является распределение Вейбулла и его частный случай — закон Рэля, которые в отличие от логарифмически-нормального распределения имеют по крайней мере седиментологическое обоснование. По всей вероятности, при другой трактовке процесса седиментации кластических частиц можно получить и распределение Парето, также близкое в вероятностном смысле логарифмически-нормальной функции.

Логарифмически-нормальному распределению близко и распределение Вейбулла, которое можно отличить лишь с помощью специальных статистических критериев [394]. Не исключено поэтому, что для многих видов осадков, размер частиц которых считался распределенным по логарифмически-нормальному за-

кону, при более внимательном (а главное, корректном) статистическом анализе окажется, что это эмпирическое распределение не противоречит закону Вейбулла. По крайней мере для результатов гранулометрических анализов, выраженных в числе зерен, это соответствие может быть установлено строгими статистическими методами. Пока же такие анализы еще не выполняются, а потому и в данной работе мы не имеем возможности подкрепить предложенные теоретические модели практическими расчетами *.

ГЛАВА VI

ОФОРМЛЕНИЕ ФРАКЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДКА В СВЕТЕ ТЕОРИИ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ

В данной главе предпринята попытка использования различных модификаций уравнения турбулентной диффузии для решения задач, связанных с процессами формирования фракционной структуры осадка. Обращение к уравнению диффузии, одному из классических уравнений математической физики, объясняется тем, что, с одной стороны, данное уравнение хорошо описывает физику процесса седиментации, а с другой — позволяет связать (для ряда граничных условий) наблюдаемые эмпирические закономерности поведения частиц разных размеров в пределах зоны аккумуляции с конкретными характеристиками процесса, управляющего переносом и осаждением частиц. Причем эти характеристики устанавливаются аналитически и входят в решения соответствующих задач.

На базе теории турбулентной диффузии в принципе можно решать самые разнообразные задачи, варьируя видом исходного уравнения и граничными условиями. Мы ограничимся рассмотрением задач, связанных с установлением закономерностей изменения концентраций частиц фиксированного интервала размеров по мере удаления от источника сноса, а также задач, призванных объяснить характер рассеяния частиц на подводном склоне под воздействием устойчивого волнения моря [495]. Пока еще немного работ, в которых для решения седиментологических задач используется уравнение диффузии. Одним из таких исследований является статья К. И. Хейсканена [427], посвященная описанию процесса осадкообразования с помощью диффузионной модели, в которой в качестве важнейшей переменной выступает фракционный состав осадка, увязывающийся с гидродинамикой турбулентного потока.

* Иногда в литературе попадаются ссылки на гранулометрические анализы, выполненные «по счету». Однако все они являются результатом пересчетов «весовых процентов» на число зерен с учетом плотности кварца. Такие пересчеты являются лишь грубым приближением и для тонких статистических процедур, естественно, не подходят.

ЗАВИСИМОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ЧАСТИЦ В ОСАДКЕ ОТ РАССТОЯНИЯ ДО ИСТОЧНИКА СНОСА

Данная задача имеет широкую сферу приложений. В седиментологии представляет интерес зависимость концентрации частиц определенного размера от длины транспортировки кластического материала водным потоком, который характеризуется вполне определенными гидродинамическими параметрами. При поиске россыпных месторождений важно установить максимальные концентрации полезного компонента как функцию расстояния от коренного источника или смещение максимума концентраций в выявленном ореоле для прогноза местоположения источника и т. п.

Рассмотрим пространство, заполненное несжимаемой жидкостью, перемещающейся со скоростью u . Направим ось x в сторону движения жидкости и, ограничиваясь плоским движением, ось z вертикально вверх. Будем считать, что режим движения жидкости турбулентный, с коэффициентом вертикального турбулентного обмена k . Источник сноса непрерывно (с интенсивностью Q) поставляет кластические частицы, имеющие гидравлическую крупность ω . Будем искать поток частиц Q_0 через единицу площади горизонтальной поверхности, расположенной на некотором (вообще говоря, произвольном) расстоянии под источником, и распределение расстояний от источника, на которых концентрация частиц q гидравлического радиуса ω не превосходит заданную q_0 [251].

При данной постановке задачи предполагается, что частицы, находящиеся на плоскости $z = 0$, являются слоеформирующими. Поэтому теоретически полученное распределение расстояний от источника именно для этого класса частиц следует сравнивать с эмпирически наблюдаемыми распределениями. Кроме того, ясно, что в такой постановке задача может решаться и на минералогическом уровне, сводясь к исследованию распределений концентраций определенного минерала в современных осадках и в древних осадочных толщах как функции расстояния от источника сноса. Возможно и определение расстояния от источника, соответствующего максимальной концентрации полезного компонента на дне потока (например, пикроильменита — спутника алмазов).

Данная задача, по нашему мнению, может иметь существенное значение и в практике инженерно-геологических исследований, связанных с проблемой заиления водохранилищ, а также при палеоседиментологических реконструкциях, нацеленных на восстановление гидродинамических характеристик палеопотоков, и в ряде других практически важных задач.

Итак, требуется найти величину

$$Q_0 = \left(\omega q + k \frac{\partial q}{\partial z} \right) \Big|_{z=0}, \quad (113)$$

где q — концентрация частиц в потоке — есть решение уравнения диффузии, которое применительно к данной задаче представляется в виде

$$u \frac{\partial q}{\partial x} - \omega \frac{\partial q}{\partial z} = k \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}. \quad (114)$$

Задачу решаем при следующих граничных условиях:

$$(uq)_{x=0} = \delta(z-h); \quad (115)$$

$$q|_{x=\infty} = 0, \quad (116)$$

где $\delta(y)$ — дельта-функция Дирака; h — мощность потока. Решение уравнения (114) будем искать в виде

$$q = \varphi(z) \exp \left\{ - \left(\mu^2 + \frac{\omega^2}{4ku} \right) x \right\}. \quad (117)$$

Подставив (117) в (114), получим уравнение для определения $\varphi(z)$:

$$k\varphi'' - \omega\varphi' + \left(\mu^2 u + \frac{\omega^2}{4k} \right) \varphi = 0, \quad (118)$$

откуда

$$\varphi(z) = \exp \left(- \frac{\omega z}{2k} \right) \left[A \cos \sqrt{\frac{u}{k}} z\mu + B \sin \sqrt{\frac{u}{k}} z\mu \right], \quad (119)$$

где A и B — постоянные интегрирования, а μ — некоторый безразмерный параметр. Если заменить $\varphi(z)$ в (117) его выражением (119), то получим так называемое элементарное решение уравнения (114). Для нахождения общего решения элементарное требуется проинтегрировать по μ в пределах от 0 до ∞ , считая при этом A и B функциями от μ . Тогда

$$q = \exp \left[- \frac{\omega}{2k} \left(z + \frac{\omega x}{2u} \right) \right] \int_0^\infty \exp(-x\mu^2) \left\{ A(\mu) \cos \sqrt{\frac{u}{k}} z\mu + \right. \\ \left. + B(\mu) \sin \sqrt{\frac{u}{k}} z\mu \right\} d\mu. \quad (120)$$

Для нахождения функций $A(\mu)$ и $B(\mu)$ используем граничное условие (115). Подставив в него выражение для q в виде (120), получим

$$(uq)_{x=0} = \delta(z-h) = u \exp \left(- \frac{\omega z}{2k} \right) \int_0^\infty \left\{ A(\mu) \cos \sqrt{\frac{u}{k}} z\mu + \right. \\ \left. + B(\mu) \sin \sqrt{\frac{u}{k}} z\mu \right\} d\mu,$$

или

$$\frac{1}{u} \exp \left(\frac{\omega \xi}{2 \sqrt{k u}} \right) \delta \left(\sqrt{\frac{u}{k}} \xi - h \right) = \int_0^\infty \left\{ A(\mu) \cos \xi\mu + \right. \\ \left. + B(\mu) \sin \xi\mu \right\} d\mu, \quad (121)$$

где

$$\xi = \sqrt{\frac{u}{k}} z.$$

Представляя левую часть (121) интегралом Фурье

$$f(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} dx \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) \cos x(t - \tau) d\tau, \quad (122)$$

найдем выражения для функций $A(\mu)$ и $B(\mu)$:

$$A(\mu) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{u} \exp\left(\frac{\omega\eta}{2\sqrt{k}u}\right) \delta\left(\sqrt{\frac{k}{u}}\eta - h\right) \cos \eta\mu d\eta; \quad (123)$$

$$B(\mu) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{u} \exp\left(\frac{\omega\eta}{2\sqrt{k}u}\right) \delta\left(\sqrt{\frac{k}{u}}\eta - h\right) \sin \eta\mu d\eta.$$

Формулы (123) значительно упростятся, если использовать основное свойство дельта-функций, т. е.

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(x) \delta(t - x) dx = f(t). \quad (124)$$

Тогда (123) преобразуются к виду

$$A(\mu) = \frac{1}{\pi \sqrt{k}u} \exp\left(\frac{\omega h}{2k}\right) \cos \sqrt{\frac{u}{k}} h\mu. \quad (125)$$

$$B(\mu) = \frac{1}{\pi \sqrt{k}u} \exp\left(\frac{\omega h}{2k}\right) \sin \sqrt{\frac{u}{k}} h\mu.$$

Подставив (125) в (120), найдем интересующую нас концентрацию частиц в движущемся водном потоке применительно к граничным условиям решаемой задачи

$$q = \exp\left[-\frac{\omega}{2k}\left(z + \frac{\omega x}{2u}\right)\right] \int_0^{\infty} \frac{1}{\pi \sqrt{k}u} \exp\left(-x\mu^2 + \frac{\omega h}{2k}\right) \times \\ \times \cos \sqrt{\frac{u}{k}}(h - z)\mu d\mu, \quad (126)$$

Или, если воспользоваться известным соотношением

$$\int_0^{\infty} \exp(-px^2) \cos qx dx = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{p}} \exp\left(-\frac{q^2}{4p}\right), \quad p > 0, \quad (127)$$

то

$$q = \frac{1}{2\sqrt{\pi k u x}} \exp\left[-\frac{ux}{4k}\left(\frac{h-z}{x} - \frac{\omega}{u}\right)^2\right]. \quad (128)$$

Полученное в виде (128) решение уравнения (114) аналогично сингулярному решению уравнения теплопроводности. Для отыскания требуемого в задаче «потока частиц» через плоскость $z = 0$ в виде функции от x (длины транспортировки кластического материала) подставим (128) в (113). Тогда

$$Q_0(x) = \frac{\sqrt{u}}{4\sqrt{\pi k x}} \left(\frac{h}{x} + \frac{\omega}{u} \right) \exp \left[-\frac{ux}{4k} \left(\frac{h}{x} - \frac{\omega}{u} \right)^2 \right]. \quad (129)$$

Для исследования функции $Q_0(x)$ приводим ее к безразмерному виду, принимая следующие обозначения:

$$y = 4Q_0 \frac{u}{\omega} \exp \left(-\frac{\omega h}{2k} \right) \sqrt{\frac{\pi k}{u}}; \quad \alpha = \frac{2k}{\omega h}; \quad \beta = \frac{uh}{\omega}. \quad (130)$$

Тогда функция (129) путем тождественных преобразований будет иметь удобный для анализа вид:

$$y = \frac{\beta + x}{x\sqrt{x}} \exp \left[-\frac{1}{2\alpha} \left(\frac{\beta}{x} + \frac{x}{\beta} \right) \right]. \quad (131)$$

Здесь α имеет смысл параметра масштаба, а β — параметра сдвига. Полученная функция (131) в интересующей нас области $x > 0$, как легко показать, имеет один максимум. Функция непрерывна и положительна в интервале $(0, \infty)$ и обращается в нуль на концах интервала. Поэтому при условии нормирования на единицу функция $y = f(x)$ будет удовлетворять всем требованиям к плотности вероятности случайной величины x .

Так как x — это расстояние от источника сноса, на котором фиксируется концентрация частиц Q_0 , имеющих гидравлическую крупность ω , то функция $F(x)$ имеет смысл функции распределения расстояний от источника, на которых осаждаются из водного потока частицы заданной размерности при фиксированных гидродинамических характеристиках потока (u и k). Иными словами, при таком подходе реализуется так называемая обратная задача литологии [269], т. е. восстанавливается как бы «история сноса» частиц фиксированного интервала размеров.

Найдем интересующую нас плотность вероятностей $f(x)$.

$$f(x) = c(\beta I_1 + I_2), \quad (132)$$

где

$$I_1 = \int_0^\infty \frac{1}{x\sqrt{x}} \exp \left(-\frac{\beta}{2\alpha x} - \frac{x}{2\alpha\beta} \right) dx;$$

$$I_2 = \int_0^\infty \frac{1}{\sqrt{x}} \exp \left(-\frac{\beta}{2\alpha x} - \frac{x}{2\alpha\beta} \right) dx. \quad (133)$$

Если в I_1 положить

$$\varphi(x) = \frac{1}{x \sqrt{x}} \exp\left(-\frac{\beta}{2\alpha x}\right) \text{ и } q = \frac{1}{2\alpha\beta},$$

то

$$I_1 = \varphi(q) = \int_0^{\infty} \exp(-qx) \varphi(x) dx \quad (134)$$

есть преобразование Лапласа функции $\varphi(x)$. С использованием «Справочника по операционному исчислению» [100] сразу находим

$$I_1 = 2 \sqrt{\frac{\pi\alpha}{2\beta}} \exp\left(-\frac{1}{\alpha}\right). \quad (135)$$

Для вычисления I_2 положим $\varphi(x) = \frac{1}{\sqrt{x}} \exp\left(-\frac{\beta}{2\alpha x}\right)$. Тогда согласно «Справочнику...» [100]:

$$I_2 = \sqrt{2\pi\alpha\beta} \exp\left(-\frac{1}{\alpha}\right). \quad (136)$$

Подставив (135) и (136) в формулу (132), запишем

$$\int_0^{\infty} f(x) dx = 2c \sqrt{2\pi\alpha\beta} \exp\left(-\frac{1}{\alpha}\right) = 1. \quad (137)$$

Откуда

$$c = \frac{\exp(1/\alpha)}{2 \sqrt{2\pi\alpha\beta}}. \quad (138)$$

Таким образом, окончательно интересующая нас плотность вероятностей $f(x)$ запишется в виде

$$f(x) = \frac{\exp(1/\alpha)}{2 \sqrt{2\pi\alpha\beta}} \cdot \frac{(x+\beta)}{x \sqrt{x}} \exp\left[-\frac{1}{2\alpha} \left(\frac{\beta}{x} + \frac{x}{\beta}\right)\right]. \quad (139)$$

Заметим, что $\int_0^{\infty} Q_0(x) dx = 1$, когда $Q_0(x)$ представляется в виде (129). В этом легко убедиться непосредственным вычислением с использованием выражений для преобразований Лапласа соответствующих функций. Поэтому при известных параметрах u , k , h и ω эмпирически наблюдаемые кривые можно сравнивать с теоретически полученной плотностью вида (129). Если же эти параметры неизвестны, то сравнение осуществляется с функцией (139) и по найденным значениям параметров α и β восстанавливаются неизвестные характеристики палеопотоков (скорость, глубина и коэффициент турбулентности).

График функции (139) показан на рис. 34. На рис. 35 приведено сопоставление $f(x)$ при $\alpha = \beta = 1$ с логарифмически-нормальной

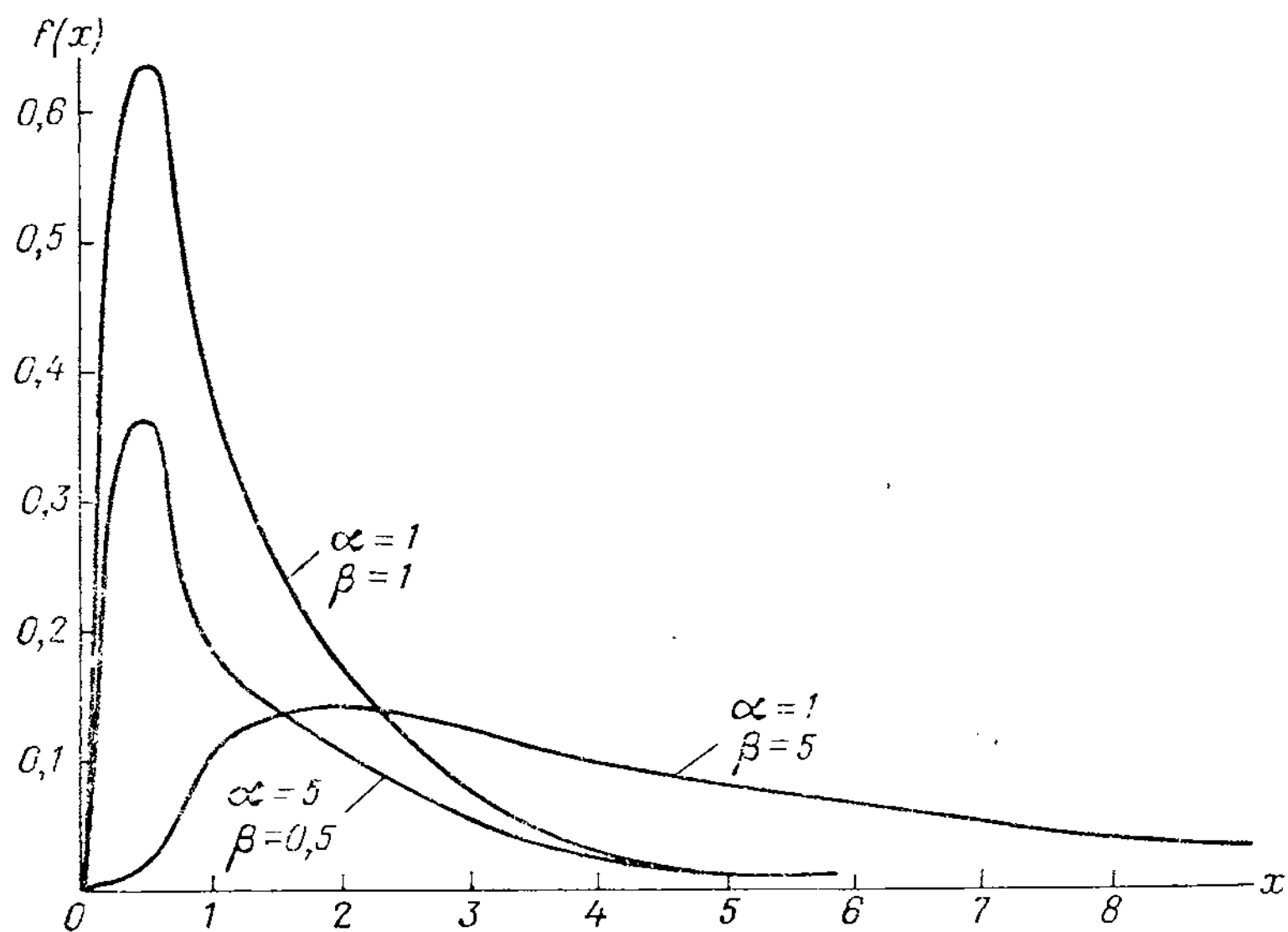


Рис. 34. График функции $f(x)$ вида (139) при разных значениях параметров α и β .

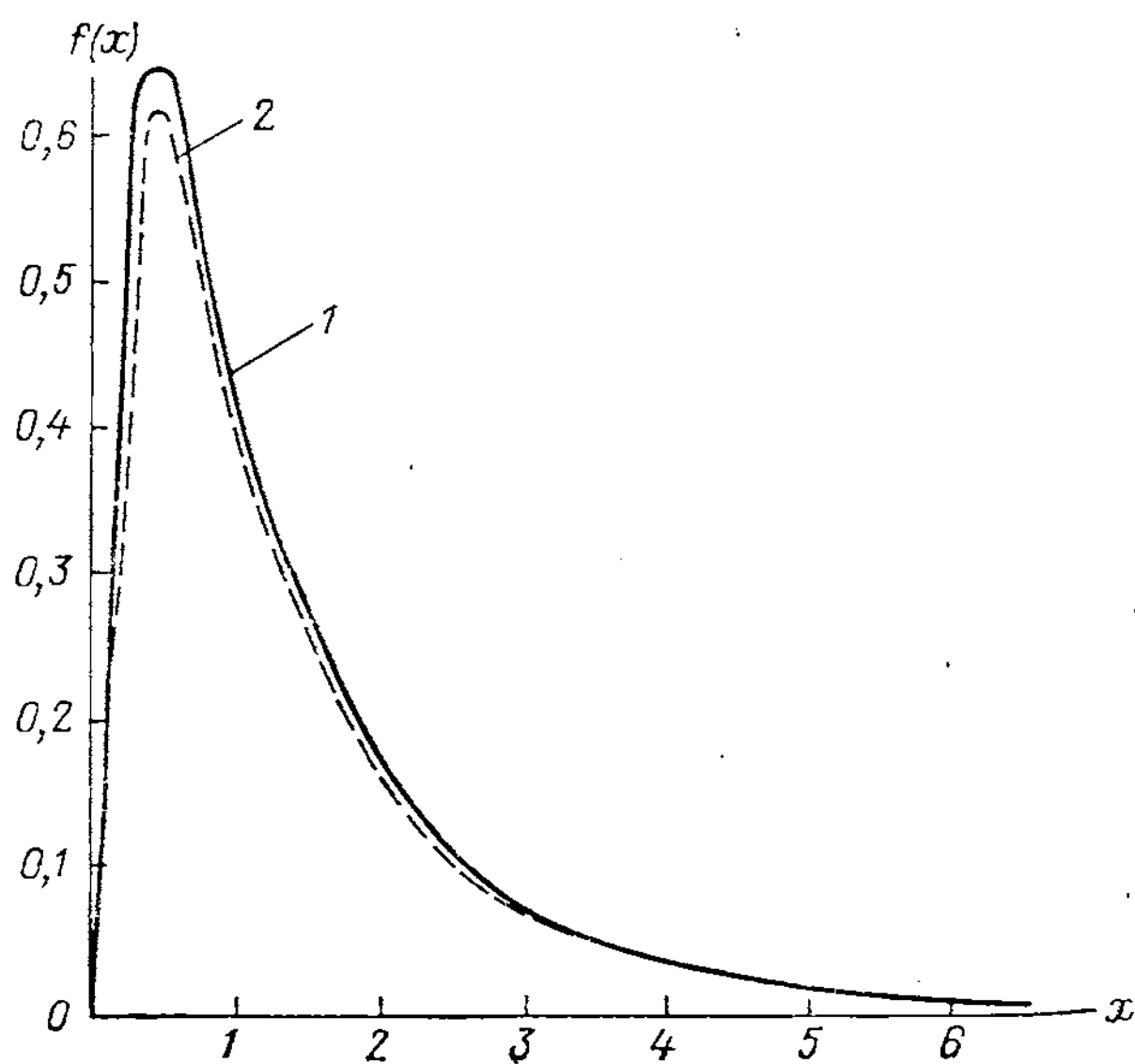


Рис. 35. Сопоставление функции $f(x)$ вида (139) (1) с нормированной логарифмически-нормальной плотностью (2).

плотностью. Можно видеть, что график логарифмически-нормального распределения, у которого математическое ожидание равно нулю, а дисперсия единице, практически совпадает с графиком найденной нами плотности вероятностей $f(x)$ вида (139).

Решение задачи в виде (129) дает возможность получить распределение размеров частиц (точнее их гидравлических крупностей), осаждающихся из потока на фиксированном расстоянии x_0 от источника сноса. Для этого функцию (129) требуется проинтегрировать по ω в пределах от нуля до бесконечности и полученное выражение нормировать на единицу. Имеем

$$Q(\omega) = \frac{\sqrt{u}}{4\sqrt{\pi k x_0}} \int_0^\infty \left(\frac{h}{x_0} + \frac{\omega}{u} \right) \exp \left[-\frac{u x_0}{k} \left(\frac{h}{x_0} - \frac{\omega}{u} \right)^2 \right] d\omega =$$

$$= \frac{A c h}{x_0} I_1 + \frac{A c}{u} I_2, \quad (140)$$

где A — нормирующий множитель,

$$I_1 = \int_0^\infty \exp \left[-\frac{u x_0}{4k} \left(\frac{h}{x_0} - \frac{\omega}{u} \right)^2 \right] d\omega; \quad (141)$$

$$I_2 = \int_0^\infty \omega \exp \left[-\frac{u x_0}{4k} \left(\frac{h}{x_0} - \frac{\omega}{u} \right)^2 \right] d\omega. \quad (142)$$

Для вычисления интеграла I_1 сделаем замену

$$\frac{\sqrt{u x_0}}{2\sqrt{k}} \left(\frac{h}{x_0} - \frac{\omega}{u} \right) = \frac{t}{\sqrt{2}}. \quad (143)$$

Тогда

$$I_1 = 2 \sqrt{\frac{\pi k u}{x_0}} \Phi^* \left(\frac{h \sqrt{u}}{\sqrt{2k x_0}} \right), \quad (144)$$

где $\Phi_{(z)}^* = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z \exp \left(-\frac{t^2}{2} \right) dt$ — нормированная нормальная функция распределения.

Интеграл I_2 вычисляется аналогично:

$$I_2 = \frac{2uh}{x_0} \sqrt{\frac{\pi k u}{x_0}} \Phi^* \left(\frac{h \sqrt{u}}{\sqrt{2k x_0}} \right) + \frac{2ku}{x_0} \exp \left(-\frac{uh^2}{4k x_0} \right). \quad (145)$$

С учетом (144) и (145) запишем окончательно выражение для интересующей нас плотности вероятностей гидравлической крупности частиц

$$Q(\omega) = \frac{\left(\frac{h}{x_0} + \frac{\omega}{u} \right) \exp \left[-\frac{u x_0}{4k} \left(\frac{h}{x_0} - \frac{\omega}{u} \right)^2 \right]}{\frac{hu}{x_0^2} \Phi^* \left(\frac{h \sqrt{u}}{\sqrt{2k x_0}} \right) + \frac{1}{2x_0} \frac{\sqrt{uk}}{\sqrt{hx_0}} \exp \left(-\frac{uh^2}{4k x_0} \right)}. \quad (146)$$

Рассмотрим некоторые приложения развитой выше теории.

1. М. Крикмур [383] изучал закономерности переноса осадков в русловом потоке. Эксперименты ставились на р. Идл (Великобритания). Суть их (в интересующем нас аспекте) заключалась в следующем. На уровне выбранного заранее створа в русло подавались меченые (радиоактивным методом) частицы песчаной размерности (так называемые трассеры) и через определенные промежутки времени (от 2 до 20 дней) и на различных расстояниях

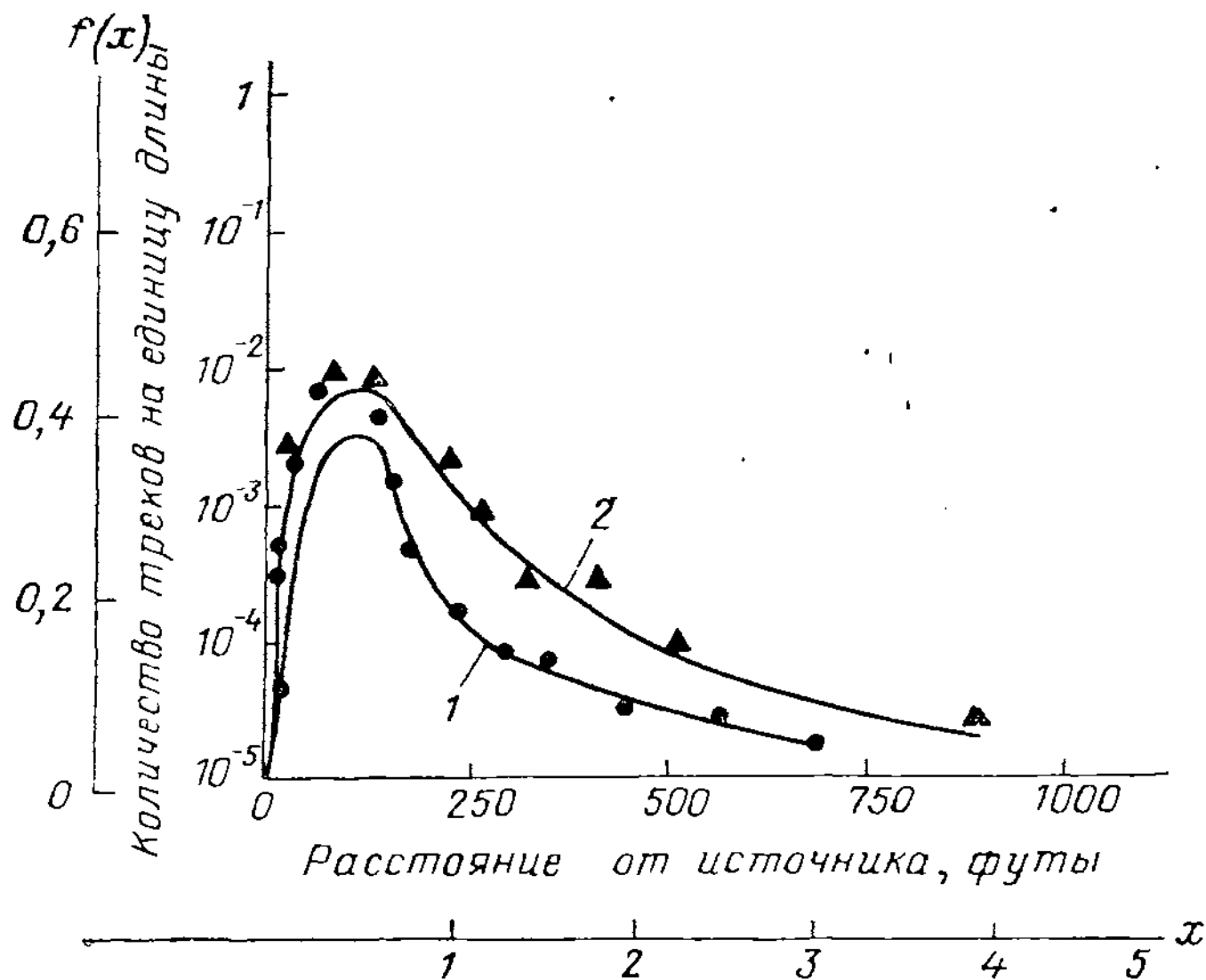


Рис. 36. Сопоставление опытных данных М. Крикмура [383] с теоретически полученной функцией $f(x)$.

1 — $f(x)$ при $\alpha = 5,2$ и $\beta = 0,53$; 2 — $f(x)$ при $\alpha = 2,8$ и $\beta = 2,2$; кружки — наблюдения после 2 и 3 дней; треугольники — наблюдения после 19 и 20 дней.

от створа замерялось число меченых частиц в донных отложениях. Графически полученная М. Крикмуром зависимость приведена на рис. 36. На этом же рисунке показаны теоретические кривые, построенные по формуле (139), которые сопоставляются с двумя эмпирическими зависимостями, соответствующими наблюдениям через 2 и 3 дня и 19 и 20 дней. Для первой кривой $f(x)$ найденные значения α и β равны соответственно 5,2 и 0,53. Для второй кривой $f(x)$ имеем $\alpha = 2,8$ и $\beta = 2,2$. Хорошее сопоставление расчетной кривой с экспериментальными данными свидетельствует о том, что выведенная нами функция связи гидродинамических характеристик потока с концентрацией частиц в донных осадках, удаленных на расстояние x от источника сноса, удачно описывает физику процесса рассортировки терригенного материала однонаправленным водным потоком.

Отметим, кстати, что теоретическую гидромеханику давно интересует проблема «транспорт — осадок». Для ее разрешения предлагались различные модификации краевых задач, выводились сложные уравнения в частных производных, разрабатывались инженерные методы расчетов, основанные на приближенных оценках интересующих исследователя характеристик, и т. д. В этой области много и плодотворно работали М. А. Великанов, И. В. Егiazаров, В. М. Маккавеев, Ф. И. Франкль и другие ученые.

Предложенная нами модель помимо только что описанной задачи может быть использована и в инженерно-геологических целях для оценки интенсивности перемещения наносов в пределах искусственных водоемов, когда инженерное сооружение (например, плотина) рассматривается как основной источник этих наносов.

2. При поиске коренных и россыпных месторождений алмаза существенную помощь оказывает изучение концентраций пироба и пикроильменита, которые являются спутниками алмаза по кимберлитовым телам. Установлено, что по мере удаления от коренного источника концентрация минералов-спутников алмаза в отложениях как современных, так и древних потоков закономерно уменьшается. Причем характер уменьшения концентраций определяется как интенсивностью размыва коренного источника, так и гидродинамикой водного потока, транспортирующего минеральные зерна.

Поэтому интересно знать количественные закономерности распределения минералов-спутников алмаза, которые бы позволили как вычислять расстояние до коренного источника по положению максимума концентраций, так и оконтуривать ореол распространения минералов-спутников, по которым можно с большой точностью прогнозировать положение коренных алмазопосных тел.

Нами использован материал, содержащийся в статье О. Г. Салтыкова и Г. И. Скриплевой [267], которые изучали пикроильменит из пермских, нижнеюрских и современных потоковых отложений Малоботуобинского района Западной Якутии. Зерна пикроильменита извлекали из фракции крупнее 0,5 мм. В современных русловых отложениях пробы отбирали через 2—5 км. Установлено, что большая доля пикроильменита (до 99%) приходится на первый километр от предполагаемого коренного источника. По всей вероятности, процесс рассортировки минеральных зерен водным потоком является неустановившимся, и распределение пикроильменита в современных отложениях еще не дает возможности выявить общую направленность процесса, которую можно было бы контролировать теоретическими расчетами. В древних же отложениях (нижнеюрских и пермских) процесс осадочной рассортировки зерен пикроильменита является установившимся, что позволяет сравнить эмпирически наблюдаемые закономерности с теоретически ожидаемыми концентрациями. На рис. 37 приведено

такое сопоставление для распределения зерен пикроильменита в нижнеюрских отложениях. Полученные при этом значения параметров функции $f(x)$ равны: $\alpha = 5,2$ и $\beta = 5,1$.

На основе формул (130) можно восстановить и гидродинамические параметры палеопотока, в котором реализовано наблюдаемое распределение пикроильменита. При этом значение гидравлической крупности ω пикроильменита легко вычисляется на основе формул Стокса и Аллена, но неизвестными остаются 3 величины: скорость и глубина потока, а также коэффициент турбулентной диффузии k .

Гидравлическая крупность зерен пикроильменита, имеющих размер 0,5—0,8 мм, равняется в среднем 1,25 см/сек. Среднее

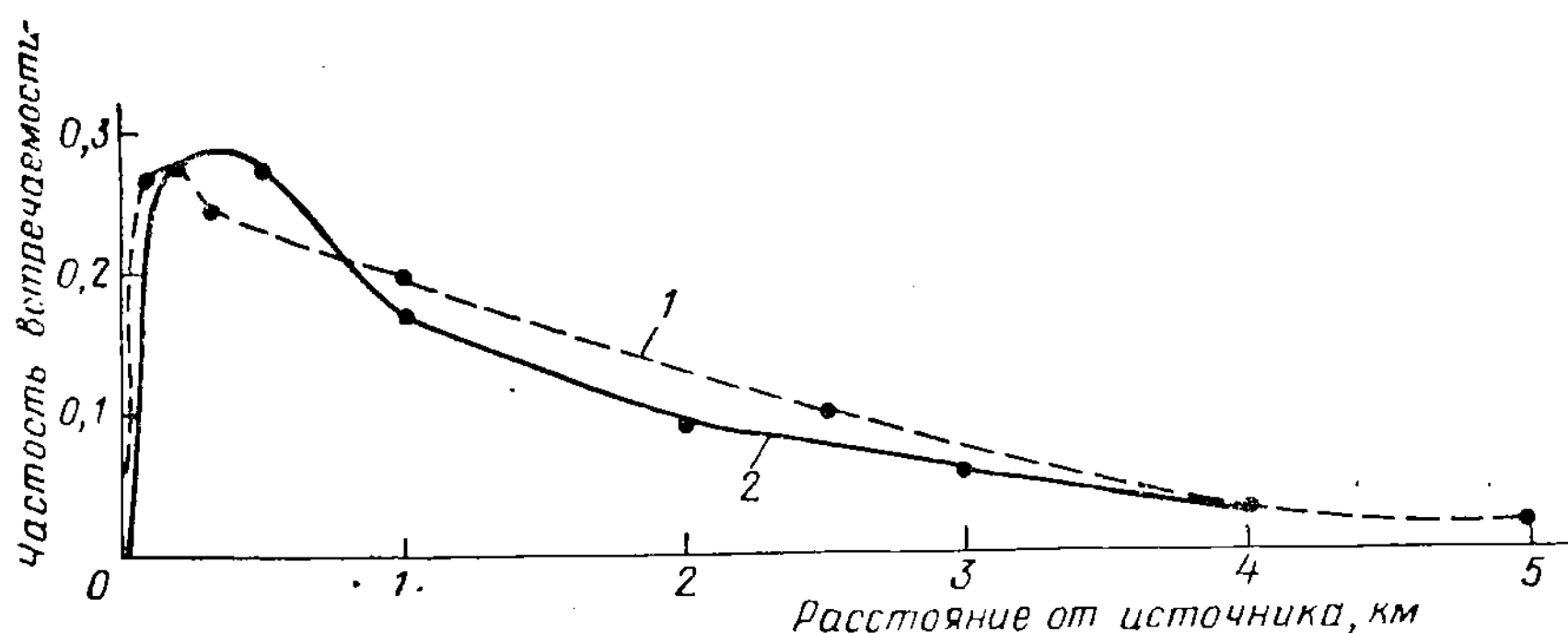


Рис. 37. Сопоставление теоретической (2) и эмпирической (1) кривых распределения пикроильменита в нижнеюрских отложениях Малоботуобинского района Западной Якутии.

значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, имеющего размерность скорости, для морей открытого типа составляет в среднем 1,6 см/сек. Для палеорусел, учитывая придонную пульсацию скоростей, он должен быть по крайней мере не менее названной величины. Поэтому ориентировочные оценки глубины и скорости палеопотока, сформировавшего проанализированное нами распределение пикроильменита, составят: $h \approx 0,6$ и $u = 11,5$ см/сек. Отметим, что вычисленная по формулам (130) мощность потока h не тождественна глубине реки, транспортировавшей зерна пикроильменита. Она соответствует придонной мощности как доли от общей глубины потока, перемещавшего зерна данного размера. Для частиц меньших размеров значения h должны быть большими.

ЗАВИСИМОСТЬ РАССОРТИРОВКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ ОТ ВРЕМЕНИ И ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОГО РЕЖИМА СРЕДЫ

Хорошо известно, что формирование фракционной структуры осадка в прибрежной зоне моря происходит в основном под влиянием устойчивого волнения моря, взмучивающего поверхностный

слой донных отложений и перераспределяющего частицы разных размеров как в направлении, перпендикулярном к береговой линии, так и вдоль побережья. Известное влияние на распределение частиц в осадке оказывают и вдольбереговые течения. Практически неизученными остаются как количественные закономерности связи гидродинамики среды с фракционной структурой осадка, отлагающегося в зоне шельфа, так и роль временного фактора в формировании гранулометрического облика донных отложений.

Нам известен лишь единичный пример экспериментального изучения этого вопроса [495] *. С. П. Мюррей проводил наблюдения над рассортировкой частиц песчаной размерности (0,25; 0,5 и 1,0 мм) на восточном берегу Бузардского залива (Атлантическое побережье США). Суть экспериментов сводилась к следующему.

Путем ситового анализа отделяли зерна песка размером 0,25; 0,5 и 1,0 мм в поперечнике. Затем эти зерна покрывали флюоресцирующими красителями и смешивали вместе в пропорции: 1 кг песка с размером зерен 0,25 мм; 2 кг с размером 0,5 мм и 4 кг с размером зерна 1 мм. Затем в определенных (намеченных заранее) пунктах в заливе в воду опускали изготовленные таким путем навески песка и затем через разные интервалы времени (15 мин, 1 ч и 2 ч) по профилям, ориентированным как вдоль побережья, так и перпендикулярно к береговой линии, отбирали пробы донных осадков и в них определяли концентрацию зерен 3 выделенных размеров. Такого рода выборочные оценки концентраций меченых зерен песка проводили в течение 3 месяцев, после чего удалось построить карты концентраций для частиц 3 исследованных размеров, которые демонстрируют основную тенденцию рассортировки песчаных зерен под влиянием волновой деятельности (рис. 38).

На рис. 38 видно, что разнос мелких песчаных зерен (0,25 мм), контролируемый в основном горизонтальной (придонной) проекцией вектора скорости движения воды, более или менее равномерен во всех направлениях от источника, в то время как крупно-песчаная фракция (1 мм) ориентирована в основном перпендикулярно к береговой линии, т. е. в направлении максимальных значений придонных скоростей движения волн.

Ранее отмечалось [69], что одним из решающих факторов, существенно влияющих на распределение частиц в придонном слое воды и в поверхностном слое осадка, является крупномасштабная пульсация скоростей в теле потока. Поэтому представляет

* Вообще говоря, работ, связанных с изучением процессов рассортировки обломочного материала в прибрежной зоне моря, довольно много. Например, в СССР эти работы давно и успешно проводятся в Институте океанологии АН СССР. Однако в этих исследованиях не фиксируется в явном виде связь процессов, определяющих рассортировку материала, с составом донных осадков. Поэтому мы и использовали в данном случае результаты экспериментов С. П. Мюррея.

интерес рассмотреть механизм перераспределения частиц в осадке, отлагающихся на подводном склоне, в свете теории турбулентной диффузии и сопоставить данные теоретических построений с натурными наблюдениями С. П. Мюррея [495].

Как и при решении первой задачи, будем предполагать, что имеется непрерывный точечный источник интенсивности Q , который поставляет частицы песка в водный поток, движущийся со скоростью u в направлении оси x . Концентрация частиц q на

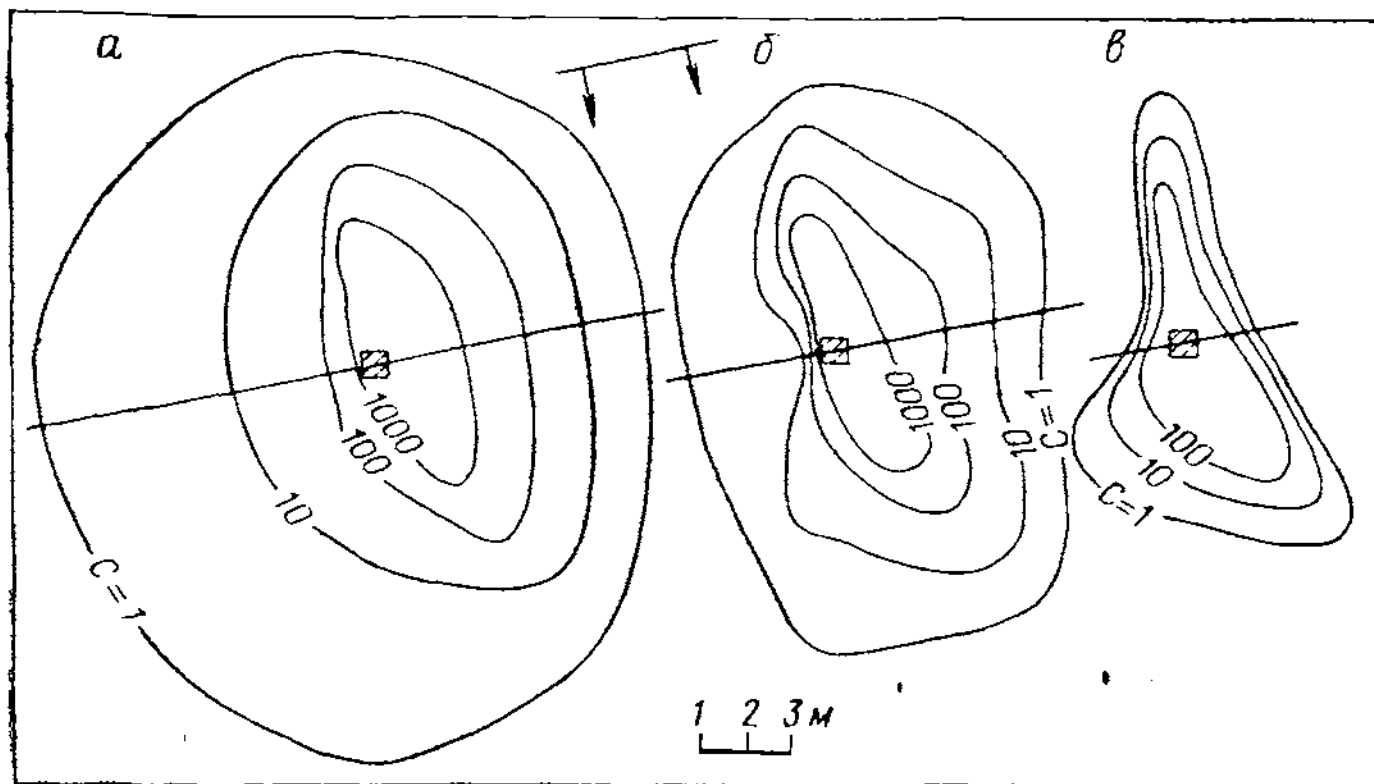


Рис. 38. Карты концентраций меченых зерен песка.

Размеры зерен, мм: a — 0,25, $б$ — 0,5, $в$ — 1,00. Заштрихованный квадрат — источник. Стрелки указывают направление береговой линии [495].

расстоянии x от начала координат есть решение уравнения турбулентной диффузии, которое применительно к волновому режиму движения запишется в виде

$$\frac{\partial q}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \right). \quad (147)$$

Волновой режим движения означает, что проекции скорости потока на оси координат равны нулю, т. е. $u_x = u_y = u_z = 0$ (изотропная турбулентность) и распределение частиц контролируется только коэффициентом диффузии k и основным законом турбулентной диффузии в неподвижной среде

$$p = -k \frac{\partial q}{\partial n}, \quad (148)$$

где p — диффузионный поток, т. е. количество частиц, переносимых водой через единицу площади поверхности в единицу времени; n — нормаль к поверхности в направлении уменьшения

концентрации частиц песка. Граничными условиями задачи могут быть следующие [495]:

$$1) \quad q = \begin{cases} 0 & \text{при } t \rightarrow 0; \\ 0 & \text{при } (x, y \text{ или } z) \rightarrow \infty; \end{cases} \quad (149)$$

$$2) \quad \iiint q \, dx \, dy \, dz = Qt.$$

Второе условие предполагает устойчивое равновесие системы «источник — осадок». Решение уравнения (147) с условиями (149) содержится в монографии Г. Халтинера и Ф. Мартина [419]. Оно имеет вид

$$q = \frac{Q}{4\pi kr} \left[1 - \Phi \left(\frac{r}{4kt} \right) \right], \quad (150)$$

где $\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-t^2) \, dt$ — интеграл вероятностей, а $r =$

$= \sqrt{x^2 + y^2}$ — расстояние от начала координат в условиях плоской задачи. Соотношение (150) так же, как и выражение (128) для концентраций частиц в условиях первой задачи, которую мы решали, показывает, что количество осаждающихся частиц произвольного размера обратно пропорционально расстоянию от источника. Конкретные же законы изменения концентраций как функции длины транспортировки различны и определяются различиями граничных условий в решаемых задачах и модификациями исходного уравнения диффузии.

Кроме того, выражение (150) наглядно доказывает, что зависимость концентраций частиц от времени в условиях волнового режима среды седиментации — «явление временное», так как с ростом t $q \rightarrow Q/(4\pi kr)$, а при $t \rightarrow \infty$

$$q = \frac{Q}{4\pi kr}, \quad (151)$$

т. е. зависимость от времени исчезает. Это подтверждают и полевые эксперименты С. Мюррея [495], который установил, что форма зон, в которых концентрируются частицы размера 0,25; 0,5 и 1 мм, относительно быстро стабилизируется. Время стабилизации определяется гидродинамикой среды (параметрами волн и значениями придонных скоростей), а также размерами частиц. К концу экспериментов очертания изолиний (см. рис. 38) практически не менялись. Кроме того, из формулы (150) видно, что концентрация частиц изменяется равномерно как в направлении оси x , так и y . Это говорит о том, что теоретические изолинии концентраций должны представлять собой концентрические окружности. Этот вывод также хорошо согласуется с наблюдениями С. Мюррея. На рис. 38 видно, что изолинии концентраций частиц 0,25 мм представляют собой почти правильные окружности.

Для более крупных частиц форма изолиний более сложная, напоминающая эллипсы, главные оси которых ориентированы в направлении, перпендикулярном к береговой линии. Это объясняется тем, что в условиях волнового режима среды векторы максимальных придонных скоростей направлены в сторону берега. Меньшие же скорости, ориентированные в других направлениях, недостаточны, чтобы существенно изменить разнос частиц размером 0,5—1,0 мм в других направлениях от источника.

Полученный результат позволяет предположить, что при волновом режиме среды в условиях прибрежной зоны моря всегда существует отличная от нуля проекция горизонтальной составляющей вектора скорости водного потока, которая ориентирована в сторону береговой линии, т. е. если $u_y = u_z = 0$, то $u_x \neq 0$ (случай неизотропной турбулентности).

Дополнив граничные условия (149) предположением о том, что

$$\frac{\partial q}{\partial t} = 0, \quad (152)$$

уравнение турбулентной диффузии запишем в виде

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = k \left(\frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \right). \quad (153)$$

Уравнение (153) с граничными условиями (149) и (152) решено О. Робертсом [516]. Полученное им решение имеет вид

$$q = \frac{Q}{4\pi k r} \exp \left\{ -\frac{ur}{2k} (1 - \cos \theta) \right\}, \quad (154)$$

где угол θ отсчитывается от положительного направления оси x . Видим, что если $u = 0$ или, что то же самое, $\theta = 0$, то соотношение (154) переходит в (151). Численные значения скорости u и коэффициента турбулентной диффузии k существенным образом влияют на направление разноса в прибрежной зоне моря частиц фиксированных размеров. Чем меньше значение k при заданных Q и u , тем более вытянутыми должны быть изолинии концентраций. Значение же коэффициента турбулентной диффузии, естественно, зависит и от размеров частиц, причем с ростом средних размеров зерен относительные значения k уменьшаются. Так С. Мюррей [495], воспроизводя расчеты Г. Халтинера и Ф. Мартина [419], указывает, что $k_{0,25} > k_{0,5} > k_{1,0}$, где $k_{0,25}$ — коэффициент турбулентной диффузии частиц размером 0,25 мм.

Исследования в данном направлении только начинаются. Однако уже сейчас можно сделать твердый вывод о том, что на распределение частиц по фракциям в пределах конкретных гидродинамических зон аккумуляции осадка решающее влияние оказывают динамические характеристики среды седиментации, без учета которых все ретроспективные построения, связанные с реконструкциями условий осадконакопления, теряют доказательную основу.

ОЦЕНКА ФАЦИАЛЬНОЙ ЗНАЧИМОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В учении об осадочных породах гранулометрическая характеристика пород рассматривается как основной индикатор, по которому можно судить о гидродинамике среды осадконакопления. Действительно, каждому геологу еще с учебной скамьи известна схема дифференциации кластического материала, согласно которой (в самом общем виде) крупность зерна в осадках убывает в направлении, перпендикулярном к береговой линии. Причем положение и размер зон, в которых концентрируются конкретные виды осадков (галечник, крупный, средний и мелкий песок, ил и т. п.), определяются как морфологией самого бассейна седиментации, так и рельефом окружающей суши. Считается также, что в каждой фиксированной точке бассейна крупность зерна осадков определяется не столько глубиной бассейна в данной точке, сколько ее расстоянием от береговой линии и рельефом дна.

Все эти положения являются бесспорными, когда с самых общих позиций рассматриваются глобальные закономерности осадконакопления, но они же становятся камнем преткновения, когда на базе гранулометрического состава конкретных типов пород делаются попытки реконструкции конкретных же обстановок (фаций в палеогеографическом смысле) либо условий осадконакопления, т. е. когда гранулометрия пород *вне связи с другими характеристиками* рассматривается как источник для генетических построений ретроспективного плана.

Будем различать 2 уровня генетических реконструкций: восстановление обстановок осадконакопления по информации, доставляемой фракционным составом пород, т. е. выявление неких характеристик (чаще всего статистических), которые призваны «разделять», к примеру, морские (прибрежные) и речные, речные и эоловые, эоловые и морские и т. п. типы отложений, а также реконструкцию условий седиментации, которая должна реализовываться также на базе статистических характеристик гранулометрического состава пород. Иными словами, второй уровень генетических реконструкций предполагает нахождение критериев отличия в гидро- и аэродинамике процессов седиментации, т. е. отделение, к примеру, потоковых отложений, сформированных течениями с низкой эффективной плотностью, от осадков мутьевых потоков и т. д. Думается, что при такой формулировке генетических задач, соответствующих различным этапам фациальных реконструкций [246], требуется дать четкие и недвусмысленные ответы по крайней мере на 3 вопроса.

1. С каким из двух выделенных этапов фациального анализа (с точностью до обстановок или с точностью до условий в гидродинамическом смысле) более точно сопоставляются эмпирически наблюдаемые отличия гранулометрического состава пород?

2. Можно ли найти «диагностирующие» отличия на эмпирическом уровне или требуется разработка теоретических моделей, описывающих оформление гранулометрического состава пород как функцию от неких признаков обстановок либо характеристик гидродинамики и аэродинамики среды накопления осадков?

3. Будут ли найденные отличия в любом из двух отмеченных смыслов в равной мере справедливыми как для современных осадков, так и для терригенных пород геологического прошлого?

Для того чтобы оценить, насколько сложным представляется геологам ответ уже на первый из 3 сформулированных нами вопросов, достаточно сравнить 3 высказывания по этому поводу разных авторов.

«По гранулометрическому составу песков ... нельзя непосредственно определять фациальные условия отложений (в смысле обстановок осадконакопления. — *С. Р.*), так как эти особенности песчаных отложений определяют лишь характер движения среды отложения. Одинаковые же динамические условия среды отложения могут существовать в фациально различных областях» [258, с. 494].

«Предполагается, что каждая обстановка осадконакопления характеризуется только ей присущей динамикой процесса седиментации, отражающейся на размерности зерен, слагающих осадок, соотношении величин различных гранулометрических параметров» [90, с. 123].

Н. Г. Боровко и Н. Н. Боровко [29] вообще не придают значения возможным различиям в обстановках и в условиях осадконакопления, закрепленных в распределении обломочных частиц по фракциям, считая, по-видимому, гранулометрическую характеристику пород чутким индикатором как обстановок, так и условий накопления осадков. Так, эти авторы пишут [29, с. 233]: «Кривые распределения служат не только для сравнения изучаемых песков, но и позволяют выделить среди них различные типы, связанные с отложениями определенного генезиса ... или отражающие особенности накопления в одной и той же фациальной обстановке».

Показательно то, что 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, считая, по-видимому, что она не вызывает сомнений. Поэтому усилия геологов ориентировались в основном на поиски неких универсальных статистических 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» [385] комбинацию статистических параметров. Десятки работ посвящаются длительным спорам по поводу формы представления данных гранулометрических анализов (Ф-шкала Крамбейна, γ -шкала Батурна, метрическая шкала, которые должны характеризовать распределение зерен «по весу» или «по счету»), по поводу форм обработки результатов анализа и способов расчета статистических характеристик, и практически отсутствуют исследования, в которых эмпирические данные по распределению размеров частиц были бы аналитически увязаны с конкретной вероятностной схемой седиментогенеза, приводящей к определенному теоретическому закону распределения, не противоречащему фактическому материалу. Можно сослаться лишь на декларативные высказывания [406], но не на конкретные разработки.

Таким образом, на эмпирическом уровне проблема генетических диаграмм «зашла в тупик». Поэтому выход из «тупика» (если он имеется) можно найти не путем вновь выдвигаемых рецептов по построению генетических диаграмм на материале автора (такой путь уже неоднократно практиковался, но он не принес ощутимых положительных результатов), а посредством дедуктивного анализа проблемы с учетом всех прецедентов ранее проводившихся исследований. Поэтому выдвигаемые положения мы сознательно не иллюстрируем собственным фактическим материалом, ибо на данном (пока чисто эмпирическом) уровне ее разработки никакой новый фактический материал сам по себе не может ее ни подтвердить, ни опровергнуть.

Исходя из изложенного данная глава имеет преимущественно негативный характер, хотя в ней и обсуждаются некоторые позитивные предложения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ С ТОЧНОСТЬЮ ДО ОБСТАНОВОК ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ

Рассмотрим более внимательно первый вариант генетических диаграмм, в которых предлагаются разные комбинации статистик, разделяющие осадки различных фаций в палеогеографическом смысле, т. е. по обстановкам осадконакопления. Внимательный просмотр литературы по этому вопросу показывает, что делались попытки генетического разделения лишь незначительного числа фациально различных типов осадков, причем преимущественно песчаной размерности. К ним относятся прибрежные пески (морские и озерные), речные пески, а также эоловые отложения. В ряде случаев предпринимались усилия по детализации этих

обстановок путем выделения, к примеру, в классе речных отложений пойменных, русловых и дельтовых фаций. Таким же образом детализируются прибрежно-морские и эоловые образования.

Содержательной основой генетических диаграмм на уровне обстановок осадконакопления является предположение о том, что каждая обстановка характеризуется специфической направленностью в изменении гидродинамических характеристик среды (скорости, спектра турбулентности и т. п.), которая при достаточно устойчивом во времени режиме 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 эмпирических распределений 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.

Некоторые геологи [8, 524] справедливо полагают, что прежде всего должны быть изучены особенности распределения частиц по фракциям в разных с гидродинамических позиций обстановках осадконакопления. Но эта мысль справедлива лишь «в общем». В частности же, для того чтобы решить эту задачу на эмпирическом уровне, необходимо 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 соотнесения найденных особенностей распределения частиц по фракциям определенным обстановкам осадконакопления. Эти же критерии оказываются главными 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 лишается смысла), что на эмпирическом уровне сделать невозможно по крайней мере с той же детальностью, с которой решалась прямая задача на современных осадках.

Возможно возражение, что данный призыв игнорирует постулаты статистики, согласно которым для суждения о каких-либо характеристиках генеральной совокупности вовсе не обязательно исследование всех ее объектов, а достаточно изучить представительную выборку. Однако в данном случае такая логика «не рабо-

тает» по той причине, что объектами так называемой «генеральной совокупности» выступают палеообстановки, а опробуются они на современных осадках. Поэтому при отсутствии надежного оператора, переводящего суждения о современных обстановках на обстановки геологического прошлого, т. е. при отсутствии дедуктивной системы диагностики, требуется надежное (и в этом смысле полное) опробование всех представителей диагностируемых обстановок с тем, чтобы их современные представители найденными характеристиками описывались достаточно устойчиво. Тот же факт, что даже для неполно опробованных выборок всегда находятся требуемые комбинации статистик эмпирических распределений гранулометрического состава, которые разделяют обстановки осадконакопления, еще не означает, что эта же комбинация разделит те же виды обстановок, но опробованных на других выборках, и тем более, что найденные характеристики окажутся надежными для диагностики обстановок геологического прошлого.

Посмотрим далее, как же практически пытаются решить данную проблему. Г. М. Фридман [404, 405] ранее предлагал отличать речные пески * от прибрежных (морских или озерных) по асимметрии S_k и стандартному отклонению σ эмпирических распределений гранулометрического состава, но в то же время считать, что столь же хорошо данные отложения диагностируются по асимметрии и коэффициенту сортировки S_0 . В более поздней публикации [406] он значительно расширил потенциальные возможности генетических диаграмм такого плана, считая, что речные и прибрежные (морские) пески уверенно разделяются как по среднекубическому отклонению и стандарту, так и по кубу стандартного отклонения и среднекубическому отклонению; как по асимметрии и стандартному отклонению, так и по среднему размеру зерен $\bar{x}$ и стандартному отклонению. Заметим, кстати, что результаты гранулометрических анализов Г. М. Фридман представлял в шкале Φ (с дробностью $1/4\Phi$), а статистики оценивал по методу моментов.

За асимметрию как основной критерий для разделения прибрежно-морских и речных песков ратуют К. К. Мэйсон и Р. Л. Фолк [481], выражая анализы в шкале Φ и в весовых процентах, а статистики определяя приближенным квантильным методом. В. С. Колдаик [455] также утверждает, что наиболее информативной характеристикой является асимметрия, но в комбинации либо с коэффициентом сортировки, либо со стандартным

* Понятие «речные пески» — собирательное, поскольку в него включаются русловые, косовые, пляжные, старичные, пойменные и другие фациальные типы речных песков, каждый из которых, строго говоря, характеризуется свойственным только данной обстановке гидродинамическим режимом. Однако большинство литологов ограничивает данное понятие только русловыми песками. Но тогда стирается различие между прибрежно-морскими песками зоны односторонних придонных течений и речными песками в данном понимании.

отклонением, либо с эксцессом. Причем в отличие от предыдущих авторов он считает, что квантильные оценки неубедительны для разделения прибрежно-морских и речных песков, а наилучшие результаты получаются с использованием моментных оценок. Еще одно решение этой задачи предлагают Р. Мойола и Д. Визер [494]. Они установили на материале 120 образцов современных осадков, что наиболее чувствительны к разделению речных и прибрежно-морских (пляжных) песков средний размер зерен и стандартное отклонение, причем вычисленные в масштабе $1/4$ Ф по приближенным графическим квантильным формулам Р. Л. Фолка и В. С. Уарда [402]. Если к тому же добавить, что те же типы отложений Л. Б. Рухин [257] предлагал разделять по среднему размеру зерен $\bar{x}$ и сортировке, выраженных уже 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 частиц должны быть выражены наиболее четко. Г. М. Фридман [404] предлагает их разделять по среднему размеру зерен и стандартному отклонению от среднего, а также по среднему значению и асимметрии. В то же время К. К. Мейсон и Р. Л. Фолк [481] считают, что достаточно сравнить коэффициент сортировки, чтобы разделить эоловые и речные пески. Этот вывод поддерживают А. Т. Буллер и Дж. Макманус [378]. Однако если К. К. Мейсон и Р. Л. Фолк сделали это заключение при использовании Ф-шкалы, а сортировку оценивали по квантильной формуле Р. Л. Фолка и В. С. Уарда (см. табл. 4), то эти авторы свое заключение основывают на представлении гранулометрических анализов в метрической шкале, а сортировку рассчитывают по формуле Траска.

Оценивая достоверность результатов, которые получаются с помощью генетической диаграммы Л. Б. Рухина, Н. М. Страхов [287, с. 153], в частности, заметил: «Эоловые пески не просто не имеют своего генетического поля, они перекрывают поле речных песков. Это значит, что среди ископаемых песков гранулометрически мы не можем однозначно различить не один, а два типа: эоловые и речные пески». Наконец, наиболее путаные рекомендации, что, впрочем, вполне естественно, делаются в отношении разделения прибрежных песков и эоловых отложений. Это объясняется значительной схожестью в физике процессов седиментации в водной и воздушной среде. Данные фациальные типы песков предлагается разделять по асимметрии и эксцессу [404, 481], по стандартному отклонению и среднему размеру зерен [404, 412], по асимметрии и среднему размеру зерен [412], просто по асимметрии [481] и т. д.

Несмотря на очевидные неувязки результатов, получаемых разными авторами, многие геологи упорно ищут критерии для разделения разных обстановок осадконакопления, причем не ограничиваясь просто «речными» или «прибрежно-морскими» условиями,

а пытаюсь их значительно детализировать. Так, Р. Мойола и Д. Визер [494] с помощью оценок среднего и стандартного отклонения, вычисленных по методу квантилей в масштабе $1/4\Phi$, разделяют фракционный состав прибрежных и континентальных дюн. Показательно то, что выбор масштаба Φ -шкалы теоретически не обосновывается, а потому в одних случаях эффективным оказывается масштаб $1/4\Phi$, в других — $1/2\Phi$, а в третьих — Φ . Позитивные результаты при этом получаются только после многократного (по существу слепого) перебора не только масштабов шкалы гранулометрических анализов, но и методов расчета статистических характеристик и различных их комбинаций, наносимых на парные генетические диаграммы. Таким же, по существу, путем Дж. Р. Хайлс [415] пришел к заключению, что грядовые и дюнные пески уверенно разделяются по среднему размеру зерен и асимметрии, вычисленных как с помощью метода моментов, так и с помощью приближенных квантильных оценок. Еще большей детальности пытались достигнуть Дж. Р. Хайлс и Дж. Х. Хойт [416] при изучении гранулометрического состава осадков долины Джорджия (Австралия). Они выделяют фации заболоченных соленых лагун и барьерно-островные. Первая включает эстуарии и осадки приливных каналов, тогда как барьерные фации включают в себя дюны, литораль, прибрежно-неритические фации и отложения береговых каналов. Причем оказывается, что такая детальность фациального анализа достигается только с помощью асимметрии в комбинации либо со стандартным отклонением, либо со средним размером зерен (данные анализов в Φ -единицах, статистики оценены по методу моментов). С той же детальностью реализуют фациальные реконструкции Ч. Ройс [522] в пределах фации речных отложений, П. Ландим и Л. Фрайкс [472], разделяя фацию ледниковой морены, и другие геологи.

Таким образом, можно заключить, что помимо принципиальных содержательных трудностей, на которых мы остановимся далее, достоверность генетических диаграмм, построенных с точностью до обстановок осадконакопления, определяется и выбором масштаба гранулометрической шкалы, и формой представления результатов гранулометрического анализа (в весовых процентах или в числе зерен), и способами вычисления статистических характеристик эмпирических кривых распределения частиц по размерам, и рядом других факторов. Естественно, что каждый из этих вариантов приводит к существенно иным результатам. Так, Дж. Чепшель [380] проанализировал фактический материал, содержащийся в работах, в которых рекомендуется асимметрия в качестве параметра, наилучшим образом разделяющего пляжные и дюнные пески, и показал, что это «разделение» является функцией от способа расчета этой характеристики.

Ряд геологов [34, 524 и др.] выход из создавшейся ситуации видят в том, что пытаются усложнить исходные комбинации статистик, предлагающиеся для разделения обстановок

осадконакопления. Так, А. А. Вакулин и А. В. Смирнов [34] вместо генетической диаграммы CMd Р. Пассеги рекомендуют строить объемную диаграмму $CMdS_0$, присоединив к двум параметрам Р. Пассеги коэффициент сортировки Траска. При этом оказывается 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 усложнить парные генетические диаграммы? Ответ, думается, 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 морская) требуют 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 постулировали, что фракционный состав осадков чутко отображает гидродинамику среды осадконакопления, но конкретную гидродинамику в конкретном же бассейне седиментации. Общность же обстановок в палеогеографическом смысле еще не означает тождественности гидродинамического режима их единичных представителей.

В еще большей мере усложнен принцип построения генетической диаграммы в работе индийского геолога Б. К. Саху [524]. Пытаясь с помощью единой диаграммы разделять турбидиты, аллювиальные отложения, прибрежно-морские осадки, золотые пески и отложения песчаных пляжей, он соотнес эти типы образований с определенной направленностью гидродинамики среды осадконакопления. Критериями же для разделения этих осадков он предлагает использовать квантильное стандартное отклонение σ_1 , вычисленное по методике Р. Л. Фолка и В. С. Уарда, и величину $(S_{K_G}/S_{M_z}) S_{(\sigma_1^2)}$, где S_{K_G} — стандартное отклонение эксцесса, S_{M_z} — стандарт среднего размера зерен и $S_{(\sigma_1^2)}$ — стандарт дисперсии. Генетическая диаграмма Б. К. Саху показана на рис. 39. Сам Б. К. Саху утверждает, что из всех возможных комбинаций статистик предлагаемая им оказалась наиболее информативной. Можно только догадываться, в каком числе и какого вида сочетания статистических характеристик фракционного состава осадков учитывали в такого рода переборе.

Помимо формального усложнения комбинаций статистических характеристик выход из содержательного тупика, в котором оказались генетические диаграммы, многие геологи видят в пересчете анализов из весовых процентов в число зерен [227]. Но это также лишь кажущееся решение проблемы. Действительно, достаточно посмотреть на рис. 16, чтобы убедиться, что выражение

результатов гранулометрических анализов в числе зерен — один из возможных путей преобразования информации о распределении зерен, по фракциям. Встав на него, необходимо доказать (а сделать это невозможно), что это единственный путь к получению единственного же разделения обстановок осадконакопления. При этом, разумеется, надо обосновать единственность и выбора размерной шкалы, и метода расчета статистических характеристик, и, наконец, выбранного их сочетания, рекомендуемого для целей генетического анализа обстановок седиментации. Помимо этого,

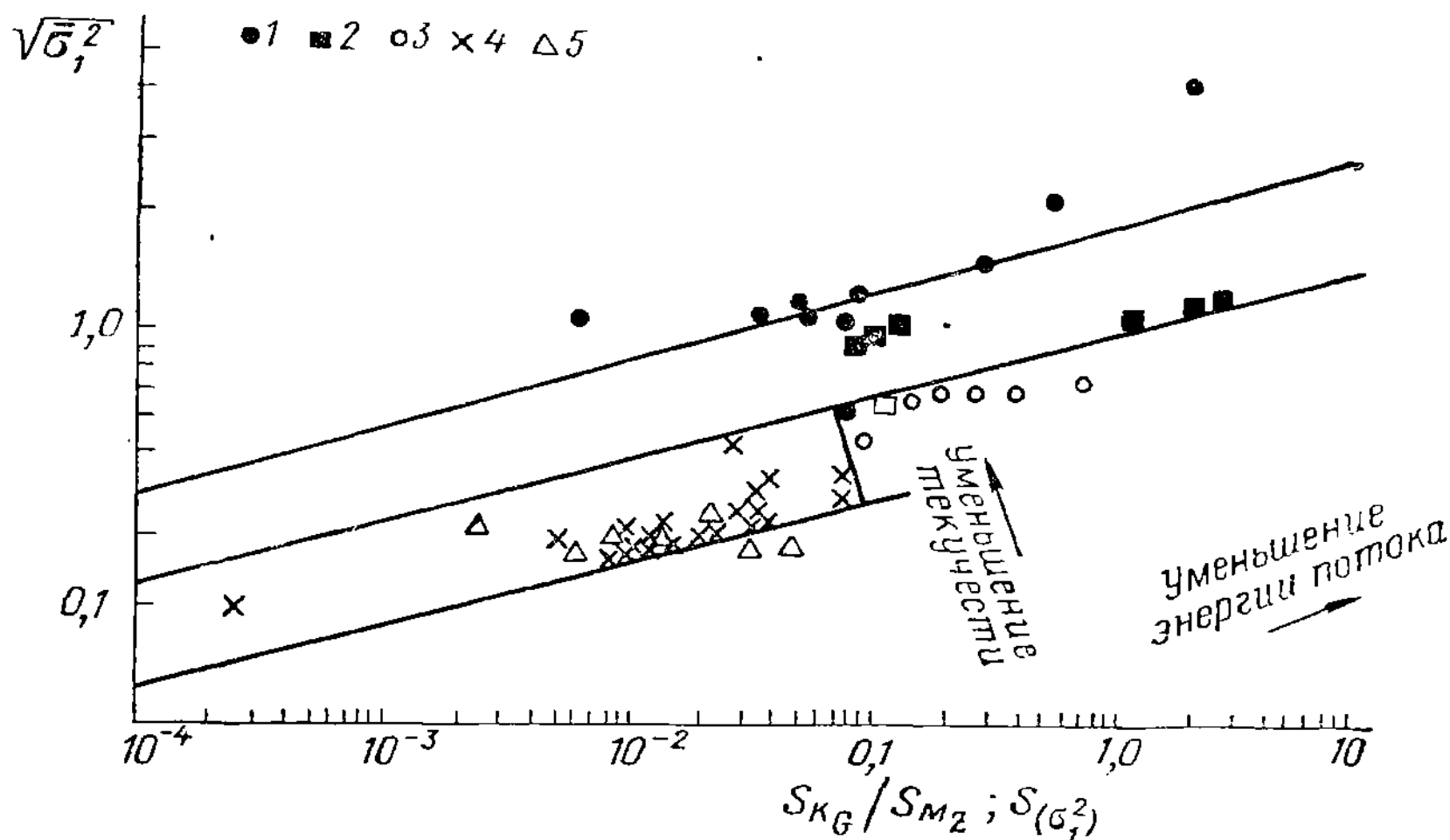


Рис. 39. Генетическая диаграмма Б. К. Саху [524].

1 — турбидиты; 2 — отложения речных потоков; 3 — отложения прибрежно-морских условий; 4 — отложения песчаных пляжей; 5 — эоловые пески.

предлагаемые способы пересчета на число зерен опираются на заведомо нереальные предположения — шарообразная форма всех частиц, имеющих к тому же постоянную плотность. Выражение анализов в числе зерен должно быть не следствием пересчетов, а результатом новой методики гранулометрического анализа, в процессе выполнения которого зерна, попадающие в каждую фракцию, должны подсчитываться автоматически.

Одной из важнейших проблем, которая возникает при разработке генетических диаграмм, является проблема экстраполяции результатов, полученных на конкретном фактическом материале, представляющем опробование небольшого числа конкретных представителей диагностируемых обстановок осадконакопления. Далее мы покажем, что эта проблема на чисто эмпирическом уровне, т. е. на уровне перебора статистических характеристик фракционного состава, не решается, хотя только ради нее и имеют реальный смысл все попытки, связанные с разработкой генетических диаграмм, по крайней мере на материале современных осадков. Ибо

без ее решения становится принципиально невозможным перенос выработанных рекомендаций на диагностику обстановок осадконакопления геологического прошлого. Пока же все рецепты построения генетических диаграмм с точностью до обстановок осадконакопления имеют только региональный смысл, т. е. они работают на материале, который лег в их основу и не подходят для диагностики тех же видов обстановок, 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 [498] пытались реконструировать палеогеографическую обстановку формирования нубийских песчаников из оазиса Кхарга. С этой целью использовались диаграммы К. Мэйсона и Р. Фолка, Г. М. Фридмана и другие. Позитивного результата не получено.

А. В. Смирнов и Г. М. Яриков [274] на материале 4758 гранулометрических анализов аллювиальных отложений р. Волги и заведомо морских образований раннемелового возраста пытались разделить эти обстановки с помощью диаграммы Л. Б. Рухина [257]. В итоге большинство точек (56,8%) попали в «поле недостоверности», 17,6% — в поле, характерное для русловых речных потоков, и ни одна точка не попала в поле, характерное для морских образований. В итоге авторы пришли к 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» [274, с. 53]. Число подобных примеров можно было бы значительно увеличить.

Многие геологи, в частности Л. Б. Рухин [257], Ф. Шепард и Р. Янг [536], Б. К. Саху [524], Б. Гринвуд [412], Дж. Е. Клован [454] и другие, пришли к выводу, что сами по себе статистические характеристики фракционного состава осадков (медианный размер зерен, стандартное отклонение от среднего, асимметрия, эксцесс и т. д.), а также любые их парные сочетания не дают возможности диагностировать обстановки осадконакопления. Это заключение явилось основой для перехода от парных генетических диаграмм к многомерным статистическим методам типа факторного анализа и метода дискриминантных функций, нацеленных на решение той же задачи. Однако и этот подход, хотя в ряде случаев и приводил к положительным результатам (такие результаты зачастую получались и с помощью парных генетических диаграмм), в целом оказался безуспешным [10, 349, 412, 454, 472, 498, 524, 544 и др.].

Таким образом, дать определенный ответ на вопрос, как же разделить по статистикам эмпирических распределений фракцион-

ного состава разные генетические типы отложений (с точностью до обстановок осадконакопления), невозможно.

«Отсутствие заметных успехов в решении рассматриваемой проблемы, несмотря на большое количество работ по гранулометрии и огромный фактический материал, накопленный к настоящему времени, ставит под сомнение саму возможность выработки каких-либо единых, пригодных для всех случаев критериев фациально-генетического истолкования гранулометрических данных» [332, с. 100] (курсив наш. — С. Р.). Можно заключить, что фациальный анализ с точностью до обстановок осадконакопления, базирующийся на различиях статистических характеристик кривых распределения фракционного состава, не дает и в принципе, очевидно, не может дать надежных результатов их генетического разделения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ С ТОЧНОСТЬЮ ДО РЕЖИМА ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Г. Уолкер [567] на материале более 1600 гранулометрических анализов пирокластических пород, отобранных в Италии, Греции, на Азорских островах, в Новой Зеландии, Гватемале и Чили, показал, что распределение размеров частиц с точностью до типа кривой совпадает независимо от того, выпадают ли частицы из воздуха (рис. 40, А) или из водной среды (рис. 40, В).

И. Смолли и С. Вита-Финзи [542] изучали механизм лёссовобразования на уровне фракционного состава пород, формировавшихся в условиях разных процессов. В результате было установлено, что типы кривых распределения частиц по размерам существенно зависят от механизма исходного процесса: ледниковое истирание частиц песка (рис. 41, а) или эоловая абразия (рис. 41, б).

Эти результаты эмпирически подтверждают положение о том, что фракционная структура осадка в основном оформляется под влиянием только процессов седиментации в широком смысле, включая перемыв, переотложение и истирание частиц в процессе их транспортировки водными или воздушными потоками. Различным механизмам процесса (например, однонаправленное течение с турбулентным спектром скоростей, с одной стороны, и приливно-отливные течения — с другой; седиментация в спокойной среде (отстойнике) и в процессе таяния движущегося ледника и т. п.) должны соответствовать и разные кривые распределения размеров частиц независимо от того, в какой среде (воздушной или водной) или обстановке (речной, прибрежной зоне моря и т. п.) реализуется конкретный механизм седиментации.

Данное положение легло в основу генетических диаграмм, в которых уже реконструируются не обстановки, а условия (режим процесса) осадконакопления, т. е., иными словами, делается упор на характер процесса седиментации, а не на обстановки, в палео-

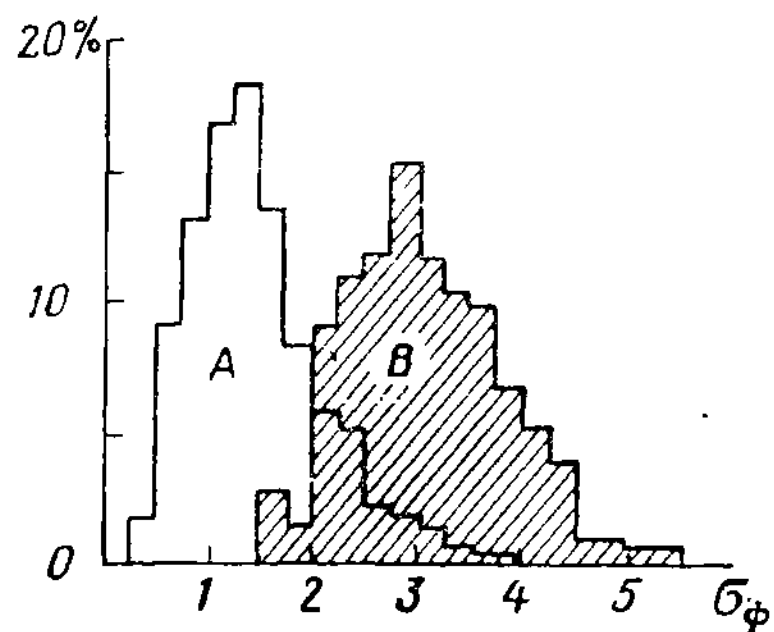


Рис. 40. Распределение в шкале σ_ϕ гранулометрического состава пирокластических осадков [567].

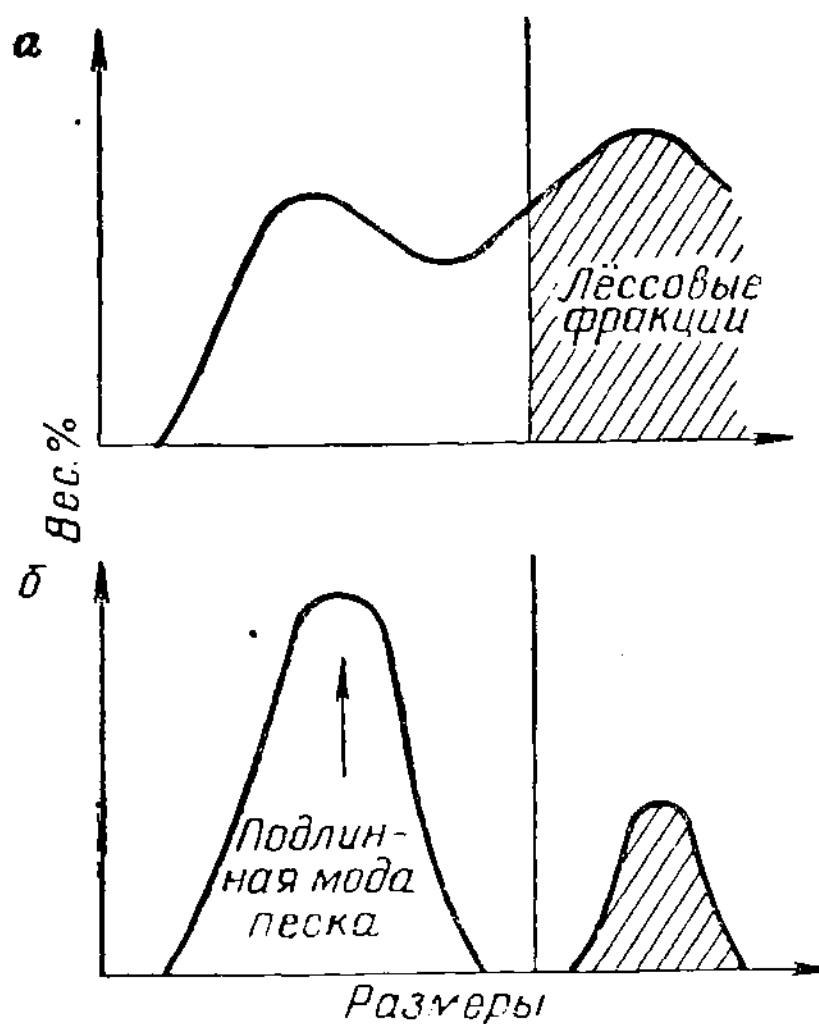


Рис. 41. Зависимость кривой распределения частиц по размерам от механизма дробления песчаных зерен, формирующих частицы лёссовой фракции [542].

a — ледниковое дробление (истирание);
б — эоловая абразия (заштриховано — эоловые фракции).

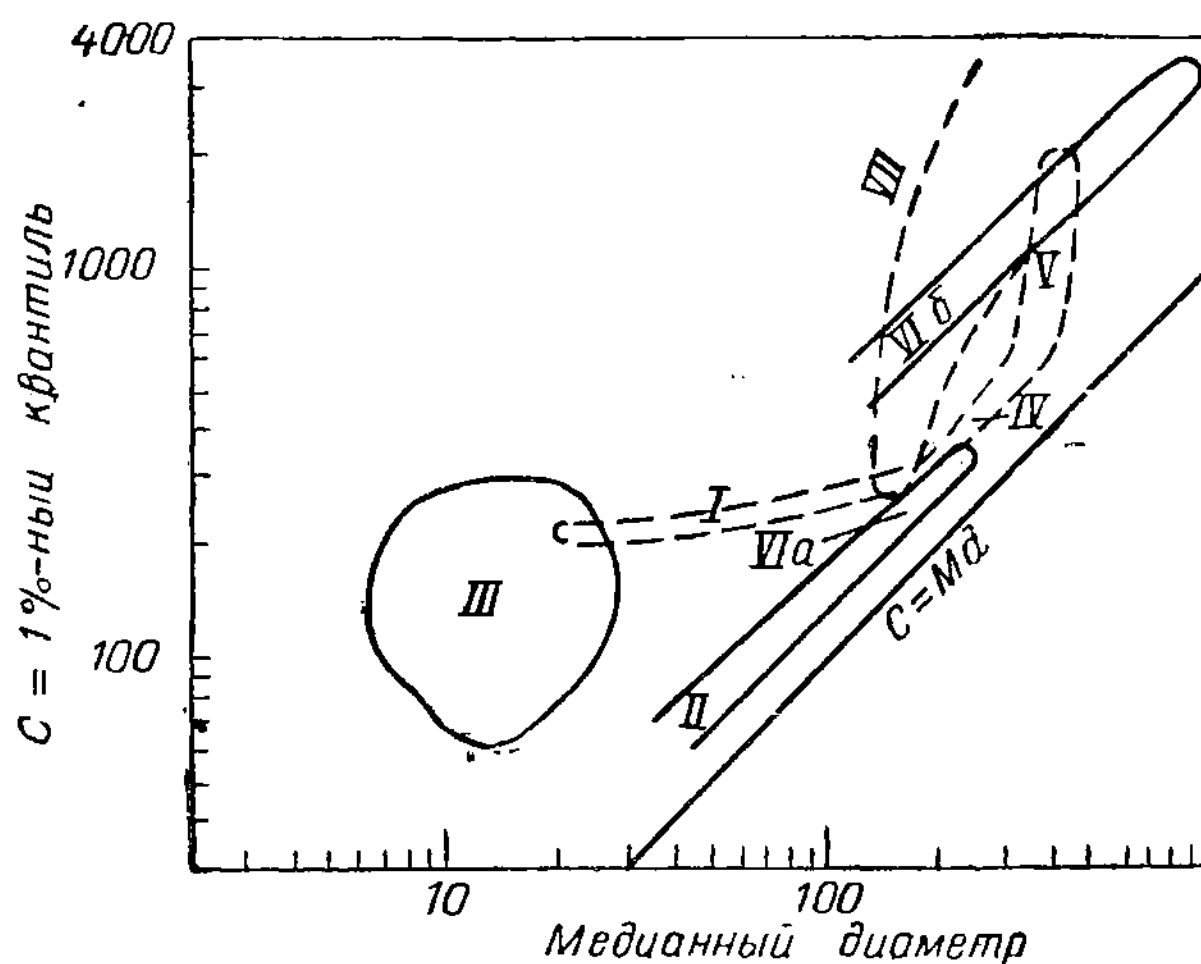


Рис. 42. Генетическая диаграмма CMd (в шкале Ф) Р. Пассеги [506].

Интерпретация режимов осадконакопления: I, IV, V — реки, донные течения; II, VIa, VIb — мутьевые потоки; III — осадки «спокойной воды»; VII — пляжи.

географическом смысле, в которых данный процесс мог иметь место. Наглядной иллюстрацией может служить диаграмма Р. Пассега [506], которая в литературе обычно именуется «генетической диаграммой SMd » (рис. 42). S означает 1%-ный квантиль, который должен характеризовать как бы максимальную грузоподъемность потока, а Md — (как обычно) медианный размер зерна, т. е. 50%-ный квантиль.

Сразу же отметим, что и диаграмма Р. Пассега, вообще говоря, нацелена на восстановление обстановок осадконакопления в палеогеографическом смысле (см. рис. 42). Однако принцип выделения этих обстановок — чисто гидродинамический, и названия обстановок (берег моря, реки и т. д.) по существу обобщают определенный режим процесса седиментации — седиментация в «спокойной воде», в условиях одноподвиженного потока как с эффективной плотностью, равной нулю, так и с положительным значением эффективной плотности и т. п. Такой принцип построения генетической диаграммы выгодно отличается от принципов, положенных в основу парных диаграмм, рассмотренных нами в предыдущем пункте, не только потому, что Р. Пассега удачно выбрал статистические характеристики фракционного состава осадков S и Md , но и в связи с тем, что гидродинамический принцип, положенный в ее основу, позволяет использовать эту диаграмму и для тех групп отложений, которые хотя и не нашли прямого отражения в зонах, выделенных Р. Пассегой, но которые тем не менее могут найти свое место на этой диаграмме благодаря общности гидродинамики этих процессов и процессов в уже выделенных зонах.

Сам Р. Пассега указывал, что его цель — установить соотношения между структурой осадков и процессами седиментации в большей мере, чем между структурой и обстановками накопления осадков в целом; и эту цель по крайней мере в первом приближении можно считать достигнутой.

Остановимся далее более обстоятельно на степени достоверности выделяемых на диаграмме Р. Пассега генетических полей. Ясно, что наиболее достоверно поле III — седиментация в «спокойной воде», поскольку эта зона практически не связана с вариациями гидродинамических характеристик, которые могут приводить к сильному перекрытию полей. Значительно в меньшей мере достоверно поле, напоминающее хоккейную клюшку и обозначенное на диаграмме цифрами I , IV и V , т. е. реки и донные течения. Сам Р. Пассега характеризовал эти поля пробами, отобранными из рек Миссисипи, Индиги (штат Южная Каролина, США) и Ниобрара. «Донные течения» опробовались в оз. Маракайбо, в Венесуэльском и Мексиканском заливах и в пределах шельфа Берингова моря. Ясно, что выборка явно недостаточная и не потому, что в ней приведено весьма незначительное число конкретных представителей этих режимов седиментации, а потому, что эти режимы надо характеризовать, по возможности, в пре-

делах всего доверительного интервала изменения гидродинамических характеристик. Ясно, что чем мощнее, к примеру, скоростной режим реки, тем большей компетентностью будет обладать переносимый ею водный поток и тем более грубые осадки будут ею транспортироваться; и, наоборот, реки с малыми скоростями движения по своей транспортирующей способности будут приближаться к «спокойной воде» (или, как ее иначе называют, к пелагической суспензии или отстойнику). Поэтому при более тщательном опробовании представителей режима однонаправленного потока не исключено, что очертания фигуры (*I*, *IV*, *V*) несколько изменятся.

Не вызывает полного доверия и ориентация фигур (*II*, *VIa* и *VIe*), обозначающих мутьевые потоки. Дело в том, что для их построения Р. Пассега использовал только лабораторные данные Ф. Кюнена и несколько проб глубоководных песков Атлантики. Все же прочие объекты (плиоценовые турбидиты Калифорнии, олигоценовые пески Колорадо, Венесуэла, и песчаники Дакоты, штат Вайоминг) являются весьма проблематичными в смысле их происхождения за счет деятельности мутьевых потоков. Для эталонирования генетической диаграммы необходимы объекты, в отношении режима образования которых нет сомнений, а потому положение выделяемых как «поля мутьевых потоков» зон на генетической диаграмме Р. Пассеги скорее можно объяснить общей логикой, увязывающей все диагностируемые зоны в аспекте введенных в анализ статистических характеристик фракционного состава *C* и *Md*, чем обоснованностью фактическим материалом.

Следует также отметить, что значениям квантиля $C = 1\%$ в диаграмме Р. Пассеги можно доверять только в случае совершенной обработки кластического материала средой аккумуляции, да и то при достаточном числе анализов, позволяющих оценить устойчивое значение *C* для данного типа отложений. Впоследствии было предложено [507] вместо одной диаграммы *CMd* строить четыре: *CMd*, *FMd*, *LMd* и *AMa*, где *F*, *L* и *A* — весовое содержание в анализе зерен размером < 125 , 31 и 4 мкм соответственно. Такой детализацией стремятся еще теснее увязать фракционный состав осадков со способом транспортировки частиц разных размеров.

С помощью диаграмм Р. Пассеги многие геологи [142, 204, 349, 377, 378, 385, 472, 522, 540 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. Приведем некоторые примеры. С. Ф. Ройс [522] пытался детализировать фацialsные условия осадконакопления в классе только речных отложений на основе диаграммы Р. Пассеги. При этом он пошел по пути аналогий, т. е. полям мутьевых потоков, «русловых потоков» и «спокойной воды» поставил в соответствие «непосредственно русловую», «пойменную» обстановку, а также

обстановку «водосборных площадей». Такой подход, как и следовало ожидать, не дал хороших результатов. Все точки просто перекрыли два поля диаграммы Р. Пассеги, не конкретизировав по

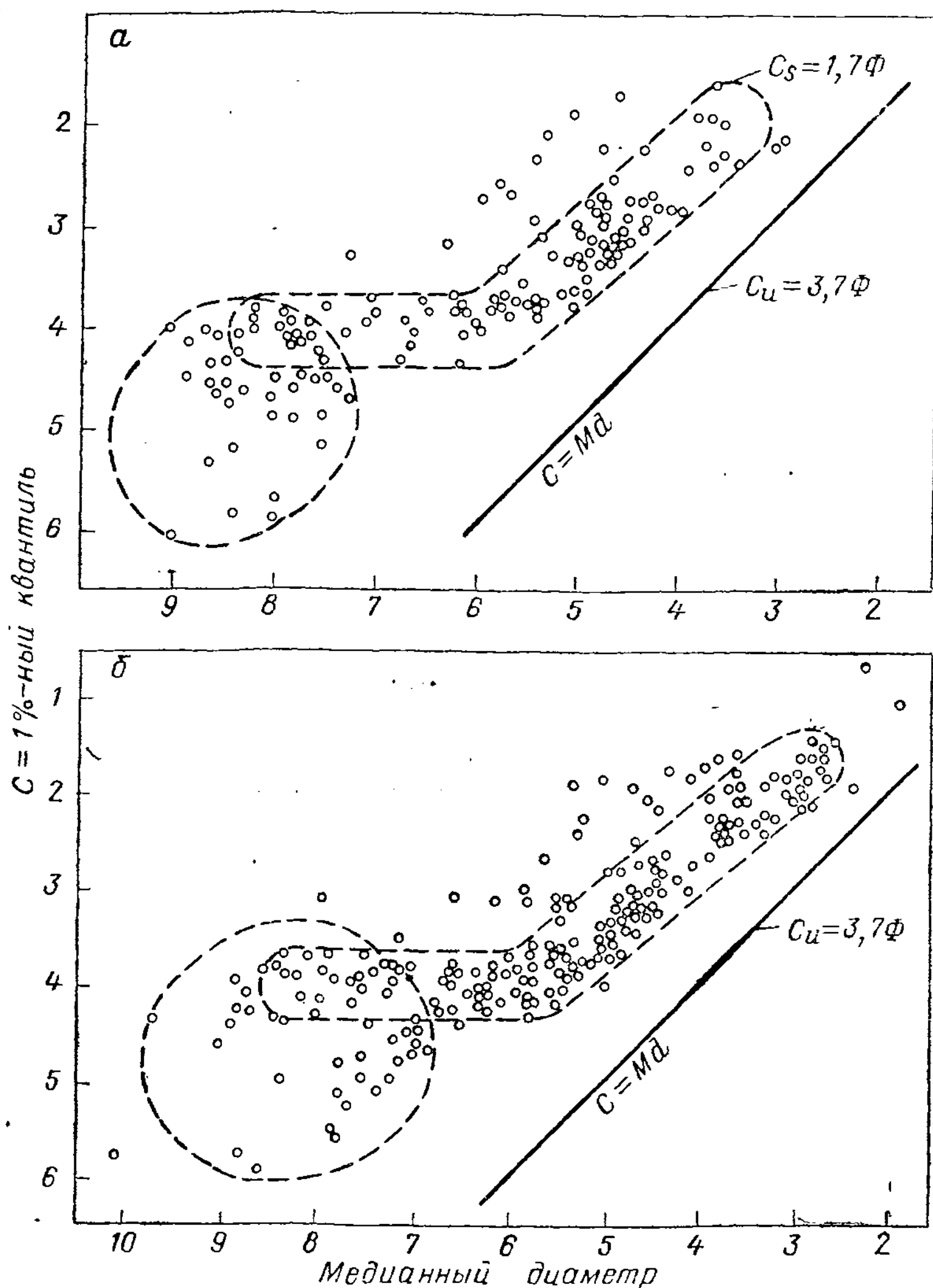


Рис. 43. Генетические диаграммы SMd (в шкале Φ), детализирующие фации речных отложений [522].

a — отложения р. Тонга, *б* — аллювиальные отложения палеоценовой формации Сентинел-Батт (Северная Дакота, США).

существо выделенных речных фаций (рис. 43), хотя распределение точек на диаграмме (рис. 43, б) палеоценовой формации Сентинел-Батт хорошо увязывается с расположением точек, соответствующих речным отложениям р. Тонга (рис. 43, а).

Подчеркнем в связи с этим следующее обстоятельство. Диаграмма Р. Пассеги в том виде, в каком он ее сам построил, на все случаи жизни, естественно, не годится, тем более для решения задач детальных фациальных реконструкций, какими занимался С. Ф. Ройс. Р. Пассега указал прежде всего принцип построения генетической диаграммы, но не канонизировал раз и навсегда поля, соответствующие различным режимам седиментации кластических частиц. Для выделенных С. Ф. Ройсом фаций речных образований на «диаграмме SMd » должны были обозначиться свои поля, либо по данному набору параметров S и Md эти фации не различаются, что, по-видимому, и имеет место.

Кроме того, надо заметить, что построение диаграмм типа SMa Р. Пассеги имеет реальный смысл только в тех зонах, где отсутствует существенное поступление песчаного материала за счет размыва древних (реликтовых для данной обстановки) пород, ибо в этом случае за счет активных гидродинамических процессов произойдет смешение современных осадков и частиц песка, вымытых из древних отложений, что неизбежно скажется на соотношении параметров S и Md .

Убедительные результаты получили Р. М. Ландим и Л. А. Фрейкс [472]. Они пытались с помощью диаграммы Р. Пассеги детализировать режим седиментации частиц в пределах аллювиальных конусов выноса и ледниковых отложений (рис. 44). Можно видеть, что точки, соответствующие русловым потокам (аллювиальные конусы выноса), действительно попали в поле потоков непрерывного действия, а точки, обозначающие ледниковые образования, так же, как и ряд точек аллювиальных конусов выноса (грязевые потоки), легли в поле «мутевых потоков» диаграммы Р. Пассеги. Очевидно, это объясняется схожестью механизма процессов переноса частиц в условиях грязевых и мутевых потоков. Существенным результатом данного исследования можно считать то, что при детализации режимов переноса и седиментации частиц в рассмотренных отложениях, авторы не опирались на ориентацию генетических полей диаграммы Р. Пассеги, а оконтурили свои поля, соответствующие исследованным ими фациальным типам осадков.

С помощью генетической диаграммы Р. Пассеги удалось также детализировать режимы транспортировки и седиментации частиц разных размеров в условиях эстуария Жиронды [349], значительно детализировать условия образования донных осадков в Чукотском море [204], существенно уточнить фациальные условия осадконакопления в пределах аллювиальных конусов выноса Западной Калифорнии [377], а также решить ряд других важных и интересных седиментологических задач.

Оценивая в целом попытки реконструкции режимов осадконакопления с помощью генетических диаграмм, например типа SMd Р. Пассеги, можно отметить, что данный подход представляется весьма перспективным, тем более если его сравнивать

с генетическими диаграммами с точностью до обстановок осадконакопления в палеогеографическом смысле, поскольку ясно, что в сходных обстановках могут быть сформированы гранулометрически различные типы отложений и в то же время в различных обстановках можно зафиксировать гранулометрически единый тип осадков, что является очевидным следствием конвергенции природных процессов оформления гранулометрического облика осадка.

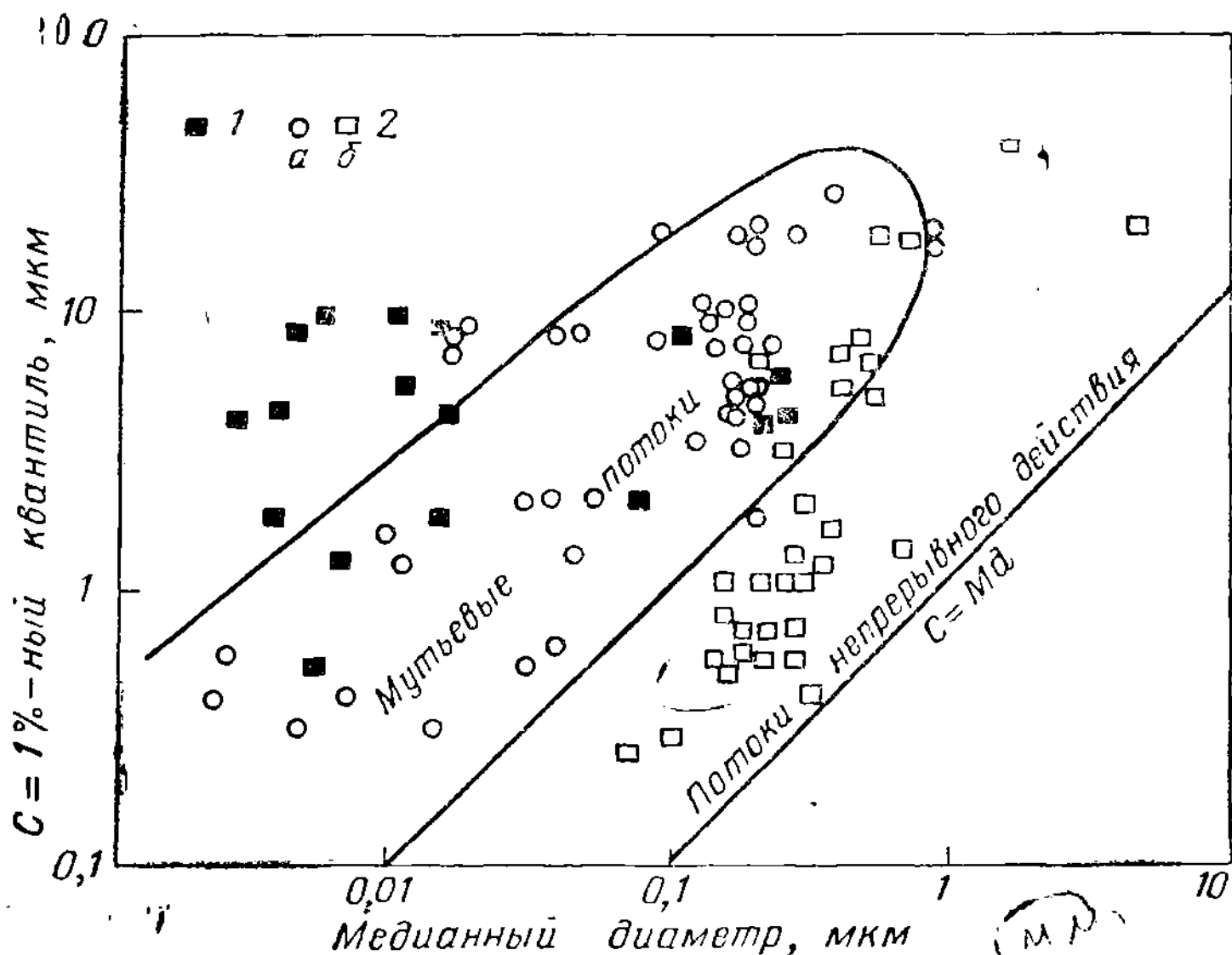


Рис. 44. Генетическая диаграмма $СМd$, построенная на материалах ледниковых отложений и аллювиальных конусов выноса [472].

1 — ледниковые отложения; 2 — аллювиальные конусы выноса (а — грязевые, б — русловые потоки).

В. В. Лонгинов [180, с. 66] справедливо заметил, что работа Р. Пассега «представляется довольно удачной попыткой использовать некоторые, хотя бы даже и спорные, положения литодинамики шельфа для анализа современных и ископаемых осадков. К сожалению, таких работ пока еще очень мало. Возможно, в этом и нельзя винить литологов или седиментологов, так как еще очень скромны литодинамические представления о закономерностях движения материала на шельфе. Но все же пример успешного использования (на материале Адриатического моря и во многих других ситуациях, на которых мы останавливались. — С. Р.) хотя бы гипотетических и чисто качественных представлений, успешный анализ гранулометрического распределения осадков, отыскание характерных параметров, отражающих механизм перемещения осадка с данным гранулометрическим составом, — все это заслуживает применения в работах по литологии шельфа».

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ФАЦИАЛЬНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПО ДАННЫМ ГРАНУЛОМЕТРИИ

Из существа вопросов, рассмотренных в данной главе, должно быть ясно, что генетические диаграммы с точностью до обстановок осадконакопления в палеогеографическом смысле не в состоянии решить ту основную задачу, ради которой они строятся. Постараемся обосновать это положение с иных позиций.

Существенное влияние на характер распределения частиц по фракциям оказывают два фактора: интенсивность обработки кластического материала (при прочих равных условиях) в процессе его транспортировки в конечные водоемы стока и длительность пребывания осадка в зоне активного воздействия гидродинамических факторов среды седиментации. В зависимости от разной комбинации этих условий гранулометрия как бы «фиксирует в себе» либо гидродинамику подвижной среды, переносящей осадок в зону аккумуляции, либо гидродинамику среды седиментации, либо, наконец, характер разрушения (дробления) материнских пород источника сноса. Поэтому достоверность результатов фациального анализа по данным гранулометрии является прежде всего функцией от достоверности наших знаний о значимости воздействия отмеченных факторов или их комбинаций на конечное распределение частиц по фракциям.

Вернемся к затронутому в гл. IV тезису о представительности выборок, по которым в конечном счете строят конкретные диагностирующие процедуры. Дело в том, что, как показывает накопленный к сегодняшнему дню опыт диагностики обстановок осадконакопления по статистикам эмпирических распределений фракционного состава осадка, данная задача более или менее успешно решается только на так называемом региональном уровне. Имеется в виду достаточно надежное опробование конкретных обстановок (прибрежные зоны конкретного моря, аллювий конкретных рек, дюнные пески конкретных дюн), на базе которого вырабатываются рекомендации, относительно успешно решающие данную задачу, т. е. каждый последующий образец, представляющий один из опробованных объектов, с достаточно высокой вероятностью попадает в соответствующее поле на генетической диаграмме. И не случайно найденные комбинации статистик оказываются не в состоянии разделить те же виды обстановок, но опробованных на других их конкретных представителях.

Действительно, если бы мы хотели найти статистики, которые бы разделяли прибрежно-морские и речные пески, и сформировали исходные выборки таким образом, что прибрежно-морскую зону охарактеризовали бы пробами, отобранными с побережий Финского залива. Бискайского залива и побережья Тихого океана в районе Камчатки, а речная обстановка была бы охарактеризована пробами из нижнего течения р. Амазонки, верховьев р. Енисея и из р. Смоленки (Васильевский остров г. Ленинграда), то

совершенно очевидно, что кажущаяся общность обстановок осадконакопления полностью погасилась бы различиями в гидродинамике их конкретных представителей, и четких рекомендаций по диагностике данных типов отложений получить бы не удалось.

Иными словами, если заранее известно, какие обстановки осадконакопления разделяются, то в принципе возможно, перебрав все мыслимые варианты, найти ту (причем, не единственную) комбинацию статистических характеристик, которая «разделит» эти обстановки. Однако используя ту же найденную комбинацию статистик, но на материале неизвестных заранее обстановок, можно не добиться желаемого результата, а если они и разделятся, то нельзя утверждать, что получены именно те обстановки, которые эталонированы найденной комбинацией статистик на материале современных осадков.

С другой стороны, если предположить, что задача диагностики обстановок осадконакопления ставится корректно, т. е. разделяются только конкретные представители диагностируемых обстановок без экстраполяции полученных рекомендаций, то и в данном случае решение задачи может осложняться рядом факторов. Прежде всего это касается времени, в течение которого осадок находился в сфере активного воздействия среды седиментации до его окончательного захоронения. Ясно, что один и тот же гранулометрический облик осадка может сформироваться как в относительно спокойной среде, но за достаточно продолжительный отрезок времени, так и в среде с активным гидродинамическим режимом за сравнительно короткий промежуток времени. Восстановить же временной фактор или, как его иначе называют, фактор унаследованности, практически невозможно. Он же оказывается главным препятствием при перенесении рекомендаций, полученных на современных осадках, на породы геологического прошлого, а только в этом аспекте и имеют реальный смысл все усилия по генетическому разделению песков на гранулометрическом уровне.

Рассмотрим следующий пример. Предположим, что речной песок, вынесенный в прибрежную зону моря в период весеннего половодья, достаточно быстро оказался захороненным под вышележащими морскими отложениями. (Многочисленные примеры аномально больших скоростей осадконакопления можно найти, например, в монографии Р. Широка [339].) Если не проводить фациальные реконструкции по комплексу признаков, а ограничиться лишь данными гранулометрических анализов, то может оказаться, что точки, соответствующие речным пескам, на генетических диаграммах действительно попадут в поле «речных отложений», тогда как в разрезе они фиксируются как типично морские образования без видимых переходов к континентальным осадкам.

Задача диагностики обстановок осадконакопления по данным гранулометрии имеет своего смыслового аналога в петрологии

при использовании петрохимических данных для диагностики конкретных магматических формаций (магматических комплексов). Так же, как и в литологии, данная задача вполне успешно решается только на региональном уровне, да и то с учетом возраста и тектонической позиции представителей конкретного формационного вида. Однако как только эта задача ставится на уровень глобальных обобщений, то влияние региональной специфики конкретных формаций оказывается соизмеримым с эффектом формационной принадлежности и задача оказывается практически неразрешимой [2].

Реконструкция обстановок осадконакопления 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 в исследуемых обстановках. Следовательно, задача диагностики обстановок осадконакопления в принципе должна ставиться только на глобальном уровне, т. е. в аспекте нахождения критериев отличия по особенностям распределения частиц по фракциям всех видов обстановок в палеогеографическом смысле, а не только их конкретных представителей. Такая задача, вообще говоря, могла бы решаться двумя путями: либо путем полных выборок, т. е. опробованием всех без исключения современных конкретных представителей диагностируемых обстановок, что, как уже отмечалось, нереально; либо путем теоретического осмысливания проблемы, т. е. построением моделей каждой из рассматриваемых обстановок в таком виде, чтобы из них однозначно выводились параметры среды, имеющие однозначный же образ в гранулометрическом составе осадков. Этот путь не удается пока реализовать уже по содержательным соображениям, на которых мы также останавливались.

Таким образом, создается действительно безвыходная для данной задачи ситуация. С одной стороны, реконструкция обстановок осадконакопления на материале современных отложений (если эта работа является промежуточным звеном перед решением той же задачи на ископаемых осадках) может в принципе ставиться только в глобальном масштабе, с другой — ее постановка на глобальном уровне невозможна. Если восстанавливать не обстановки, а условия осадконакопления, которые могут быть инвариантными множеству обстановок в палеогеографическом смысле [239, 453], то задача диагностики, как мы видели на примере генетической диаграммы Р. Пассеги, решается более успешно. Однако и в данном случае имеется ряд факторов, которые снижают надежность получаемых результатов. Прежде всего это касается выделения так называемых эталонных условий (режимов процессов транспортировки и седиментации кластических частиц)

и разработки критериев, с помощью которых можно соотносить конкретную выборку с теми или иными «условиями». В этом смысле диаграммы, предложенные Р. Пассегой, можно рассматривать лишь как первый опыт решения данной задачи, а не как достоверные рецепты фациального анализа по данным гранулометрии. Дело в том, что коль скоро реализуется седиментологический этап фациального анализа [246], то и задача восстановления условий осадконакопления должна ставиться в терминах седиментологии, т. е. на уровне построения аналитических моделей процессов седиментогенеза, а не формально — на базе статистик эмпирических распределений фракционного состава, как это сделано у Р. Пассеги. Требуется аналитическая увязка факторов гидродинамики среды седиментации с эмпирически наблюдаемыми распределениями частиц по размерам.

При разработке такого рода аналитических моделей наиболее сложной нам представляется увязка гидродинамических параметров с гетерогенным составом осадков, каждая из элементарных популяций которого является однозначно зависимой лишь от узкого диапазона изменения скоростей взвешенного потока, и временем, в течение которого среда воздействует на осадок. Отметим также, что выделение элементарных популяций осадка по способу транспортировки частиц разной размерности (например, донная, сальтационная и суспензионная популяции) не является однозначным индикатором ни гидродинамики среды, ни обстановок осадконакопления. Действительно, размеру частиц можно поставить в однозначное соответствие только их гидравлическую крупность, т. е. скорость оседания частиц данного размера в неподвижной воде. Элементарные же популяции выделяются по способу транспортировки, и если известна продольная составляющая скорости потока, то тогда элементарные популяции осадка могут быть действительно выделены однозначно; а если нет, то задача оказывается однозначно неразрешимой. Поэтому выделение этих элементарных популяций на материале древних осадков, которыми в настоящее время многие геологи пытаются обосновать свои палеоседиментологические реконструкции, представляется необоснованным.

Даже в аналитических моделях седиментогенеза, к сожалению, нельзя учесть фактор унаследованности фракционного состава пород, которые уже запечатлели в себе (в более ранней геологической предыстории) гидродинамику среды и затем вновь оказались размытыми. Если при этом размываются осадочные породы континентального происхождения и образующийся осадок выносятся в конечный водоем стока, где и захороняется, то в сформированной при этом типично морской стратификации терригенные породы на уровне фракционного состава должны иметь континентальный облик речных или эоловых осадков. Таким образом, фактор унаследованности оказывается одной из основных причин, создающих предпосылки принципиальной непроверяемости ре-

зультатов фациального анализа по данным гранулометрии на уровне реконструкции обстановок осадконакопления в палеогеографическом смысле.

Если вновь обратиться к аналогичной задаче в области петрохимии, где рассматриваются условия становления химизма магматических формаций, то уже эта задача в принципе решается и на уровне глобальных обобщений, поскольку характер процессов магматической дифференциации (в камере, в глубинном очаге и т. д.), вообще говоря, лишь в малой мере зависит от регионального характера проявления этих процессов. Итак, фациальная значимость гранулометрии осадочных образований целиком определяется этапностью фациальных исследований (палеогеографический или седиментологический этапы), с одной стороны, и корректностью постановки задач фациальной диагностики осадков в рамках каждого этапа — с другой. На сегодняшний день можно с уверенностью говорить о том, что общие (глобальные) рецепты реконструкции обстановок осадконакопления не дали, да и в принципе не могли дать надежных результатов. Более или менее достоверные рецепты касаются реконструкции обстановок на региональном уровне, когда опробуются и затем сравниваются на эмпирическом материале сходные в структурно-морфологическом и как следствие этого в гидродинамическом отношении обстановки накопления осадков. Однако сравнение современных обстановок имеет смысл только опорной базы при реставрации обстановок осадконакопления геологического прошлого. С учетом же фактора «унаследованности», оценить меру влияния которого на гранулометрию осадков в каждом конкретном случае не представляется возможным, актуалистический подход, являющийся методологической основой таких исследований, оказывается неприемлемым, и фациальный анализ на базе гранулометрии превращается в систему неконтролируемых методик, результаты которых в равной мере могут быть подтверждены или отвергнуты новым фактическим материалом, обработанным по той же системе признаков.

Перспективным представляется седиментологический этап фациальных исследований, когда конкретный эмпирический тип распределения частиц по размерам является следствием конкретной же седиментологической модели, из которой он вытекает, поскольку в данном случае в модель могут быть включены значения определенных характеристик среды (скорости течения, коэффициенты турбулентности и т. п.), существенно влияющие на механизм седиментации в исследуемом бассейне. Помимо этого, открывается возможность численного решения задач палеогеографических реконструкций с получением данных о глубинах палеобассейнов, скоростей палеопотоков и т. п., т. е. построение теоретических основ «динамической палеогеографии» в понимании А. В. Хабакова [311].

В заключение несколько замечаний методического характера. В последние годы все ведущие литологические лаборатории страны

переходят на дробные (19- и 33-фракционные) гранулометрические анализы. Безусловно, такие анализы значительно точнее рисуют картину распределения частиц по размерам, чем старые 6-фракционные анализы, и в связи с этим позволяют уточнить объем элементарных популяций частиц (не в смысле способа транспортировки, а в пределах определенного диапазона размеров) и выявить положения зон дефицитных размеров на границах этих популяций.

С учетом же общей генетической направленности исследований гранулометрического состава пород все те проблемы, которые были выявлены при использовании 6-фракционных анализов, остаются и при 19- и 33-фракционных анализах. Более того, при дробных анализах вскрываются в явном виде те проблемы, которые при 6-фракционных анализах были затуманены. Речь идет о полимодальности кривых распределения частиц по размерам, которая является следствием дефицитов на границах популяций. Это создает дополнительные сложности и резко увеличивает ошибки при расчете статистических характеристик эмпирических кривых распределения.

Что же касается выводов, которые мы сделали в отношении генетических диаграмм, то и при использовании дробных ситовых анализов они безусловно остаются в силе.

ГЛАВА VIII

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО МОРФОЛОГИИ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМУ СОСТАВУ РИФЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПРОБЛЕМЫ

Палеоседиментологические реконструкции помимо анализа гранулометрического состава осадочных пород реализуются главным образом на основании исследований текстурных характеристик, среди которых ведущее положение занимают рифельные структуры, или, в частности, знаки ряби. Объясняется это тем обстоятельством, что волны на поверхности сыпучей среды являются непосредственным отражением волновой или поступательной деятельности водных масс и, как нам представляется, дают возможность восстановить гидродинамические характеристики по морфологии и фракционному составу рифелей. Все прочие широко известные разновидности текстур, такие, например, как косая слойчатость, допускают палеоседиментологические реконструкции лишь самого общего характера, т. е. оценку режима

и направлений потоков, без конкретизации результатов с точностью до гидродинамических параметров.

Так уж получилось, но физике процессов седиментогенеза, и в частности механизму формирования текстур пород, геологи уделяли недостаточно внимания. С развитием тектонических концепций осадко- и слоенакопления (М. М. Тетяев, В. В. Белоусов и другие), объяснявших режим этих процессов только с позиций колебательных движений земной коры, «...представление об образовании осадков как результате накопления в реальной, вполне определенной среде потускнело» [115, с. 3]. Действительно, В. В. Белоусов [22] трактует механизм формирования слоев как результат миграции береговой линии при тектонических осцилляциях, в процессе которых осадок, поступивший в бассейн седиментации, активно обрабатывается волнами, а следовательно, его состав усредняется, и в таком усредненном состоянии он сбрасывается ниже базиса действия волн, там устойчиво, и захороняется. Где в этом описании остается место для процессов текстурообразования, оказывается неясным.

Наиболее наглядным и в этом смысле более определенным представляется механизм образования знаков ряби. Подметив закономерности, лежавшие, что называется, «на поверхности», геологи констатировали, что симметричные знаки ряби образуются под действием морских волн, главным образом в условиях побережья или даже только побережья (В. И. Попов), а асимметричные знаки ряби — это результат деятельности морских течений или одноподправленных русловых потоков [314]. На этом и заканчивались установленные закономерности. Более того, механизм процессов рифелеобразования кажется настолько прозрачным, что при палеогеографических реконструкциях, опирающихся на текстурный анализ, наличие в породах тех или иных разновидностей знаков ряби дает основания без колебаний диагностировать соответствующую обстановку. Весьма показательно в этом отношении следующее высказывание: «...текстурные формы поверхностей слоев, возникновение которых связано с течениями и волновыми колебаниями на мелководье, детально описаны в литературе. Эти формы, названные бороздами течения, волноприбойными знаками и знаками ряби, широко распространены как в современных, так и в более древних отложениях. *Механизм их образования хорошо изучен*» [281, с. 96] (курсив наш. — С. Р.).

Однако когда этими формами занялись океанологи и физики, т. е. специалисты, которые в первую очередь и могли детально изучить механизм образования рифельных структур, выяснилось, что в этом механизме значительно больше неясных моментов, которые еще требовали своего объяснения, чем действительно подкрепляемых теорией фактов, а те «хорошо изученные» закономерности, на которых мы останавливались, на поверку оказались весьма сомнительными.

Приведем еще одно высказывание по этому вопросу: «Не вызывая большого интереса у механиков (из-за отсутствия математического аппарата), а также у физиков, волны на поверхности сыпучей среды изучались до сих пор гидрологами, геологами и географами, подход которых к этим волнам всецело определялся нуждами каждой из этих наук. Все это отнюдь не благоприятствовало успешному исследованию природы волн и привело к появлению многочисленных спекулятивных теорий и схем» [345, с. 211]. И далее: «Кo всему этому следует еще отметить весьма низкий уровень большинства работ... Поэтому обилие литературного материала в данном случае следует считать скорее отрицательным фактом, ни в коей мере не способствующим прояснению изучаемого явления» [там же, с. 219]. К сожалению, с этими мыслями Б. А. Шуляка приходится согласиться.

Впервые брешь в устоявшихся представлениях об условии формирования ряби пробил американский геолог О. Ф. Эванс еще в 1941 г. [398], который считал, что традиционные различия между осцилляционными или симметричными волноприбойными знаками и знаками ряби, образованными течениями, нуждаются в пересмотре на том основании, что внимательный анализ волновой ряби вдоль побережий современных морей показал, что волны могут образовывать как симметричные, так и асимметричные знаки ряби. Однако мысль О. Ф. Эванса была забыта на несколько десятилетий, и только в 60-х годах благодаря накоплению огромного числа фактов, добытых океанологами, и постановке точных экспериментов в лабораторных условиях геологи стали пересматривать традиционные представления [358, 555].

По всей вероятности, справедливо следующее заключение: знаки ряби, продуцируемые течениями, всегда имеют асимметричный профиль, но если у ряби асимметричный профиль, то это еще не означает, что она сформирована течением. Поэтому в отношении палеогеографических реконструкций наиболее сложны рифели с асимметричным профилем, наличие которого не дает возможности делать однозначные выводы.

Второй вопрос, который также долгие годы считался очевидным, это глубина формирования рифельных структур. Дело в том, что волноприбойные знаки, как это следует из самого названия этих форм, образуются под действием морских волн, и потому считалось, что гипсометрический уровень их формирования определяется глубиной проникновения волнения и по крайней мере не превышает шельфовых глубин (100—200 м). Такой вывод также значительно сужал, а во многих случаях даже искажал палеогеографические реконструкции по информации, доставляемой этими текстурами. И в данном случае решающее слово сказали океанологи.

Фотографии дна, выполненные в разных точках акватории Мирового океана и на разных глубинах, убедительно доказывают, что рифели могут формироваться на любой глубине,

а решающим фактором, предопределяющим их возникновение, являются не абсолютные отметки океанского дна, а его топография и тектоническая позиция, от которых зависят возникновение глубоководных донных течений и местных тектонических подвижек, вызывающих моретрясения и как следствие этого образование внутренних волн, продуцирующих знаки ряби. Единственными местами океанского дна, для которых возможность возникновения рифелей остается дискуссионной, являются районы абиссальных равнин, характеризующиеся спокойным ровным рельефом и практически повсеместным отсутствием сильных донных течений, связывающих эти участки ложа океана с шельфом и континентальным склоном. Типичными осадками абиссальных равнин являются глубоководные илы.

Косвенным доказательством подвижности вод на больших глубинах служат рифели, а зачастую подвижность вод удается замерить непосредственно. Так, с батискафа «Архимед» в Курило-Камчатском желобе на глубине 9300 м обнаружены признаки донного течения со скоростью не меньшей 10 см/сек, а при погружении батискафа «Триест» в желобе Романш отмечены следы размывающего действия течений на глубине до 7000 м [180]. Большое количество фотографий, выполненных на разных глубинах Мирового океана, на многих из которых отчетливо видны знаки ряби, приведено в монографии Н. Л. Зенкевича [121].

Таким образом, на сегодняшний день можно лишь утверждать, что рифельные структуры действительно формируются на любых глубинах океана и, по всей вероятности, рябь, образованная на глубинах за пределами шельфа, своим происхождением обязана преимущественному действию донных течений. Однако невозможность непосредственного анализа физики процессов рифелеобразования на больших глубинах значительно сужает познавательные возможности исследований, а о механизме этих процессов в первом приближении судят по аналогии с процессами, продуцирующими рябь в руслах рек. Можно заключить, что из всего многообразия периодических деформаций сыпучей среды наиболее полно исследованы волновые формы, хуже — русловые формы, еще хуже — эоловые макроформы.

Русловые и эоловые рифельные структуры образуются в результате деформаций песчаной поверхности однонаправленными водными и воздушными потоками, характеризующимися к тому же изменяющимся поперек сечения потока спектром турбулентных пульсаций скорости. И несмотря на то что в области динамики русловых процессов много и успешно работали и продолжают работать такие крупные ученые, как Р. А. Бэттольд, В. А. Ванини, М. А. Великанов, В. Н. Гончаров, И. В. Егiazаров, А. В. Караушев, И. И. Леви, В. М. Маккавеев, К. И. Россинский, Б. А. Фридман, Ф. И. Франкль, Г. А. Эйштейн и многие другие, физика процессов рифелеобразования в условиях речных русел изучена недостаточно.

Какие же задачи могут решать геологи на основании изучения рифельных структур? Для того чтобы ответить на этот вопрос, необходимо вспомнить вводную часть монографии, где рассматривались различные схемы ретросказания при реставрации процессов геологического прошлого. Известные на сегодняшний день механизмы образования рифелей, которые будут описаны в последующих разделах этой главы, позволяют думать, что ретросказание в данном случае с успехом может реализоваться по схеме прямой экстраполяции в прошлое на основе использования актуалистического принципа познания. Единственное, что не удастся преодолеть, если использовать только данные по рифельным структурам без привлечения других признаков, это неоднозначность решения обратных задач.

Действительно, мы уже знаем, что асимметричные знаки ряби могут образовываться как в морских, так и в континентальных условиях (русловые рифели), причем как под действием волн, так и при участии донных течений. При палеоседиментологических реконструкциях всегда приходится решать обратные задачи, т. е. восстанавливать условия и обстановки в палеогеографическом смысле формирования рифелей, доказать однозначность решения которых не представляется возможным.

При симметричных знаках ряби неопределенности такого плана отсутствуют, но зато возникает проблема (которая, разумеется, имела место и при анализе асимметричных рифелей) определения глубин бассейна, на которых шло формирование ряби. Данная задача даже при наличии осцилляционной ряби также не решается однозначно. Поэтому при палеоседиментологических исследованиях, опирающихся на морфологию и гранулометрический состав рифелей, возможна оценка только гидродинамических характеристик среды на основании специально разработанных для этих целей методов.

В последующих разделах главы мы постараемся обосновать выдвинутые здесь положения.

ФИЗИКА ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ РИФЕЛЕЙ

Механизм процессов формирования периодических рифельных структур наиболее полно изучен применительно к осцилляционным рифелям, образующимся под влиянием волновой деятельности в условиях мелководья. Рифели в этом случае являются как бы позитивным изображением проекции морских волн на дно, а их периодичность должна отражать периодичность прохождения волн разной амплитуды. Поэтому для более глубокого понимания механизма процессов генерирования рифелей необходимо вкратце остановиться на физической стороне морского волнения, теория которого применительно к глубокому морю и мелководью содер-

жится в капитальной монографии В. В. Шулейкина [343] и в более сжатой форме в учебнике Ф. П. Шепарда [333]. Как это часто бывает, специалисты, разрабатывающие теорию морских волн, не вполне удовлетворены современным состоянием этой проблемы. И если применительно к глубокому морю эта оценка кажется слишком строгой, по крайней мере в аспекте интересующей нас проблематики, то в отношении волн мелководья она безусловно справедлива. Ф. П. Шепард [333, с. 53] отмечает, что «несмотря на интерес, проявляемый учеными к этому вопросу (теории морских волн. — *С. Р.*) на протяжении длительного времени, понимание природы волн и волнового движения остается все еще на низкой стадии развития в основном из-за нелинейных свойств и сложной геометрии водной поверхности, образуемой морскими волнами».

Динамика береговой зоны (включая расчеты деформации волн, оценки потери энергии волн на мелководье, а также общую кинематику волн мелководья) изучена еще недостаточно. Общей физически обоснованной теории этих явлений пока нет, т. е. теории, из которой бы вытекали расчетные формулы, подтверждаемые фактическим материалом. Пока же в основном ограничиваются эмпирическими или в лучшем случае полуэмпирическими зависимостями с введением множества поправочных коэффициентов, которые резко изменяются при попытке использовать эти зависимости в иных природных условиях. Кроме того, при изучении процессов переноса воды волновым потоком, т. е. явления, которое оказывается определяющим при перемещении осадков вдоль побережья и перпендикулярно к нему, а также при формировании волновой ряби, помимо теоретических исследований преобладают наблюдения в седиментационных лотках и весьма незначителен удельный вес соответствующих экспериментов в природных условиях, которые в данном случае оказываются решающими при проверке теоретических построений.

Такое в значительной мере скептическое отношение к данной проблеме нам представляется оправданным, если учесть, что применительно к задачам палеоседиментологических реконструкций полуэмпирические, а тем более эмпирические соотношения оказываются непригодными, ибо при решении обратных задач условиями, для которых они получены, не задаются, а их восстанавливают. Восстановить же условия протекания процесса без знания численных коэффициентов, естественно, невозможно.

Из классических соотношений для элементов волн глубокого моря наибольший интерес для наших целей представляет зависимость радиуса орбиты волны r от длины волны λ и расстояния от поверхности моря b , которое является переменной величиной и при увеличении которого радиус орбиты волны быстро убывает по экспоненциальному закону [342]:

$$r = r_0 \exp \left(-2\pi \frac{b}{\lambda} \right). \quad (155)$$

Эта зависимость выведена из классического уравнения движения при условии неразрывности в форме Лагранжа. Уравнение (155) показывает, что даже при сильном волнении моря энергия волн проникает лишь на конечную глубину, конкретная величина

Рис. 45. Схема влияния дна на волнение моря [342].

$$A_{\eta=0} = \frac{h}{2 \operatorname{sh} kH} \quad \text{и} \quad B_{\eta=0} = 0. \quad (156)$$

которой определяется длиной волны λ . Чем больше λ , тем больше и r , а при фиксированном λ и $b \rightarrow \infty$ $r = 0$. Глубина проникновения волн всегда меньше $\lambda/2$. На глубине $b = -\lambda/2$ все характеристики волн уменьшаются в 23 раза, а на глубине $b = -z$ уже в 1000 раз [345].

дна приблизительно в 2 раза превосходит ту амплитуду, которая возникла бы на той же глубине H , если бы там не было дна, т. е. прекращение вертикальных колебаний частиц воды у самого дна ($B = 0$) неизбежно вызывает удвоение горизонтальных перемещений частиц на этом уровне. Ясно поэтому, что именно поверхностные волны в условиях мелкого моря и могут оказать реальное влияние на формирование периодических рифельных структур песчаного дна.

Однако рифели явно осцилляционной природы зафиксированы и на больших глубинах, куда даже при самом сильном волнении моря поверхностные волны проникнуть не могут. Для понимания волновой природы этих рифелей необходимо знать механизм возникновения и распространения волн другого типа, в частности воли цунами [284]. Из теории волн цунами известно, что при сильных землетрясениях (моретрясениях) возникают волны, которые охватывают всю толщу воды (от дна до поверхности) наподобие приливной волне. Скорость их распространения также эквивалентна скорости приливных волн. Если моретрясение составляет 1 импульс, то возникает так называемая уединенная волна; если импульсов несколько — цунами. Гипотезу о том, что знаки ряби на дне океана вызываются подводными землетрясениями, поддерживают многие ученые. Так, Н. Ульянов [502] с ее помощью интерпретировал появление ряби на глубинах от 1000 до 3700 м в тех местах, где донные течения отсутствуют (наблюдения с батискафа «Триест» в Средиземном море). В частности, на тех же глубинах зафиксирована и перекрестная (ромбоидальная) рябь, происхождение которой может быть объяснено следующим образом. Зернистые осадки отлагаются на дне моря без участия течений или при наличии слабых течений без образования знаков ряби. Сейсмический удар обуславливает вибрацию дна и возникновение рифелей, которые консервируются слоем позднейших осадков. Новый сейсмический удар снова порождает вибрацию дна, которая происходит в ином направлении, чем предыдущая, и этим обуславливается образование перекрестной (ромбоидальной) ряби. Так как образовавшаяся рябь не разрушается, она погребается под новым слоем осадков и, таким образом, захороняется, переходя в «ископаемое» состояние. Следовательно, данный механизм предполагает образование ряби за счет колебаний внутренних, придонных слоев воды, вызванных сейсмическими толчками.

Однако этот процесс можно описать и исходя из классической теории волн, согласно которой на больших глубинах (> 1000 м) знаки ряби могут образоваться волнами, длина которых соизмерима с глубиной бассейна. Для больших глубин этим условиям отвечают волны цунами. Б. А. Шуляк [344] приводит следующий расчет. Если длина волны цунами 100—300 км, то для них любые глубоководные участки океана, вообще говоря, являются «мелкой водой». Пусть волна цунами имеет высоту 5 м, длину 300 км,

а период 25 мин, тогда на глубине 5 км ей будет соответствовать эффективная срывающая скорость потока около 10 см/сек, что достаточно для продуцирования периодических рифельных структур из песка с $Md < 0,2$ мм. Важно подчеркнуть, что период волн цунами значительно превосходит время образования рифельных структур, следствием чего является асимметричный профиль этих донных форм. Поэтому рябь, образованная на значительных глубинах, по крайней мере заведомо больших, чем глубина проникновения обычных или даже штормовых ветровых волн, всегда имеет облик русловой ряби независимо от типа создающего их потока.

Теоретическими исследованиями и натурными наблюдениями подтверждается и существенное влияние на образование ряби приливно-отливных процессов, т. е. волн, распространяющихся в морской среде и вызываемых действием силы тяжести на шельфе и континентальном склоне [379]. В частности, натурные наблюдения в приливно-отливном прол. Пикеринг-Пасидж показали, что в процессе движения гравитационных волн возникают местные турбулизирующие завихрения, наиболее сильно проявляющиеся в направлениях, параллельных и нормальных к среднему направлению течения. Эти завихрения, как установлено [550], перемещают значительное количество песчаного материала вдоль впадин ряби. Измерялась и скорость перемещения самой ряби. Она менялась от 0,45 до 2,8 см за 5 мин, составляя в среднем для 40-минутных наблюдений 1 см за 5 мин. Эта миграция рифелей связана с вариациями скорости волочения зерен от 1,53 до 3,83 см/сек при средней скорости на расстоянии 1 м от дна от 35,5 до 42,1 см/сек. Интересные натурные наблюдения в зал. Пюджет (США) за перемещениями ряби под действием отливных течений провели Н. Качель и Р. Стернберг [449]. Передвижение ряби по дну определялось стереофотографированием с интервалами 5 мин. По мере роста скорости течения высота ряби увеличивалась от 1,5 до 3,4 см, а длина волны — от 14,5 до 31,5 см. Скорость миграции ряби составляла 0,0025—0,022 см/сек.

Данные о перемещениях как мелких (рябь), так и крупных (песчаные валы) форм подвижного рельефа морского дна представляют большой интерес, поскольку они сопровождаются замерами непосредственно в природных условиях гидродинамических характеристик среды и, таким образом, проливают свет на связь численных значений этих характеристик с фракционным составом донных осадков, при которых формируются и в дальнейшем перемещаются знаки ряби. Если не обсуждать пока механизм формирования периодических рифельных структур, то независимо от трактовки этого механизма важнейшим показателем гидродинамической активности среды является скорость потока, при которой начинаются смещения на дне частиц разных размеров, т. е. конкретные значения так называемой начальной критической скорости $u_{кр}$. Однако несмотря на важность этого вопроса можно

констатировать, что в настоящее время сколько исследователей, столько и теорий, точнее, эмпирических формул [179].

Долгие годы популярным был подход Г. Хьюльстрема к определению значений $v_{кр}$ для частиц разных размеров, но сегодня он сохранил лишь чисто исторический интерес. Метод В. Н. Гончарова [82], используемый также для оценки $v_{кр}$, основан на предположении, что для отрыва частиц от дна основным фактором является подъемная сила потока, возникающая в пограничном слое благодаря наличию градиента скорости. Итог — очередная полуэмпирическая формула. Свои эмпирические соотношения для определения величин срывающих скоростей в разные годы предлагали И. К. Никитин, М. А. Великанов, И. И. Леви, В. С. Кнороз, Л. С. Клячко, Г. У. Менард, Ж. Ларра, Ф. Биро, Р. Бэгнольд и многие другие ученые. Все эти соотношения отличались лишь опытными коэффициентами, фиксировавшими различные условия эксперимента, крупность частиц, уклон и шероховатость дна и т. д.

Приведем несколько примеров рекомендуемых значений срывающей скорости для частиц разных размеров. Г. У. Менард называет цифры $v_{кр} = 24$ см/сек, при которой начинается формирование рифелей из песка с $Md = 0,5$ мм, а Дж. Лаутон считает, что при $v_{кр} = 20 \div 40$ см/сек начинается формирование рифелей даже из более мелкого песка с $Md = 0,2$ мм [180]. В. В. Лонгинов [179] еще более снижает значения $v_{кр}$, полагая, что уже при $v_{кр} = 15 \div 20$ см/сек образуются рифели из песка с $Md = 0,2$ мм. Данные по срывающим скоростям при образовании ветровой золы содержатся в работе М. Е. Бельгибаева и О. Е. Семенова [24], которые моделировали рябь в аэродинамической трубе. По результатам их экспериментов при скорости воздушного потока $v = 4$ м/сек начинается перенос частиц супеси. При $v = 6$ м/сек закладываются основы ряби. При $v = 7 \div 9$ м/сек возникает четко выраженная ветровая рябь. Наконец, при $v > 10$ м/сек ветровая рябь разрушается.

Таким образом, практически важной критической скоростью в волновом потоке следует считать скорость начала рифелеобразования на ровном дне. Не зная же конкретные значения $v_{кр}$, трудно описать физически обоснованную картину образования периодических рифельных структур, а тем более решать обратные седиментологические задачи, т. е. восстанавливать гидродинамику среды по морфологии и вещественному составу рифелей.

Б. А. Шуляк [345], наиболее глубоко изучавший физику процессов рифелеобразования, считает, что следует различать те граничные значения $v_{кр}$, при которых меняется механизм взаимодействия волнового потока и дна. Таких граничных значений $v_{кр}$ три: $v'_{кр}$ — начальная сдвигающая скорость; $v''_{кр}$ — критическая скорость, соответствующая отрыву частиц от поверхности дна, при которой частицы начинают перемещаться во взвешенном состоянии или сальтацией; $v'''_{кр}$ — критическая скорость стирания

образованных ранее подвижных форм донного рельефа, в частности рифелей. Так, для песка с $Md = 0,25$ мм $v'_{кр} = 18 \div 20$ см/сек, для эолового потока $v'_{кр} \approx 350 \div 400$ см/сек. Для песка той же размерности соотношения между различными граничными значениями критических скоростей имеют вид: $v''_{кр} \approx \approx 2v'_{кр}$ и $v'''_{кр} \approx 3v'_{кр}$. Б. А. Шуляк [345] справедливо полагает, что для волнового потока значения $v^i_{кр}$ зависят прежде всего от характера донной поверхности и предыстории процесса взаимодействия потока и дна. Так, если донная поверхность деформирована, то значения $v'_{кр}$ понижаются почти в 2 раза. На рис. 46 показана зависимость сдвигающих скоростей от размера частиц.

Формула, по которой Б. А. Шуляк [345] предлагает оценивать величину сдвигающей скорости, имеет вид

$$v'_{кр} = \sqrt{2,2 \frac{\rho' g d}{\rho} + \left(\frac{6\mu}{\rho d} \right)^2} - \frac{6\mu}{\rho d}, \quad (157)$$

где ρ' и ρ — плотность осадочных частиц и воды; g — ускорение свободного падения; d — размер частиц; μ — вязкость воды.

Существенно отличается формула, которую для тех же целей предлагают П. Д. Комар и М. С. Миллер [457]:

$$\frac{\rho (v'_{кр})^2}{(\rho' - \rho) g d} = 0,3 \sqrt{\frac{d_0}{d}}, \quad (158)$$

где d_0 — орбитальный диаметр движения частиц воды при волнении, который находится из уравнения

$$d_0 = \frac{h}{\sin H (2\pi H/\lambda)}. \quad (159)$$

Коэффициент 0,3 в формуле (158) появился при сопоставлении вычисленных значений $v'_{кр}$ с экспериментальными данными Р. Бэгнольда. Соотношение (158) имеет существенный недостаток, так как для определения $v'_{кр}$ необходимо знать все гидродинамические характеристики волнения (159), что не дает возможность использовать эти теоретические результаты на материале древних осадков. В этом отношении метод Б. А. Шуляка нам представляется более работоспособным, по крайней мере при решении задач палеоседиментологии, нацеленных на реконструкцию гидродинамики среды по рифельным структурам. По уравнению (158) П. Д. Комар и М. С. Миллер построили график начала движения в условиях волнового потока кварц-полевошпатовых зерен ($\rho' = 2,65$ г/см³) размером до 10 мм (рис. 47).

Для понимания физики процессов, формирующих знаки ряби, важен еще следующий эмпирически установленный факт: в среднем во взвешенном состоянии * перемещается обычно не более 20% влекомого потоком кластического материала, а около 80%

* Имеется в виду распределение частиц в вертикальном сечении потока.

частиц сосредоточено в придонной части потока, т. е. в слое в несколько десятков сантиметров от дна, но именно эта часть осадков наиболее интенсивно взаимодействует с донными отложениями, в связи с чем и начинается при прочих условиях формирование рифелей. Отметим, кстати, что различным значениям скорости волнового потока соответствуют и разные режимы взаимодействия в системе «поток — дно», в результате чего последовательно формируются подвижные формы рельефа на поверхности донных осадков: рябь — слабоволнистая поверхность — «дюны» — сильноволнистая поверхность [545]. Каждая последовательная форма соответствует большим значениям скорости потока. На рис. 48 показана зависимость образующихся форм подвижного донного рельефа от скорости и глубины потока, из которой наглядно можно видеть описанную закономерность. Данные соотношения важны не только в теоретическом, но и в практическом отношении, поскольку при достаточно отчетливой морфологии

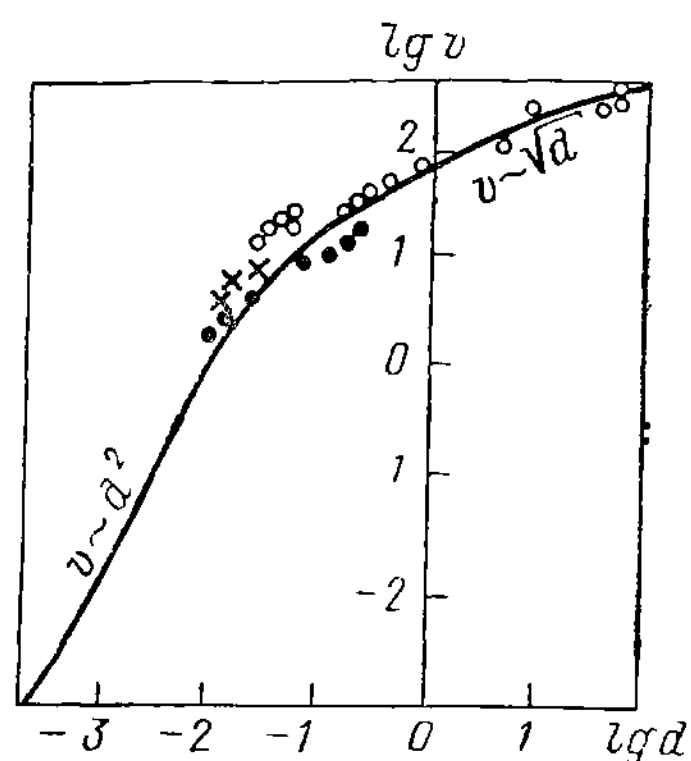


Рис. 46. Зависимость сдвигающих скоростей потока от размера частиц донных отложений [345].

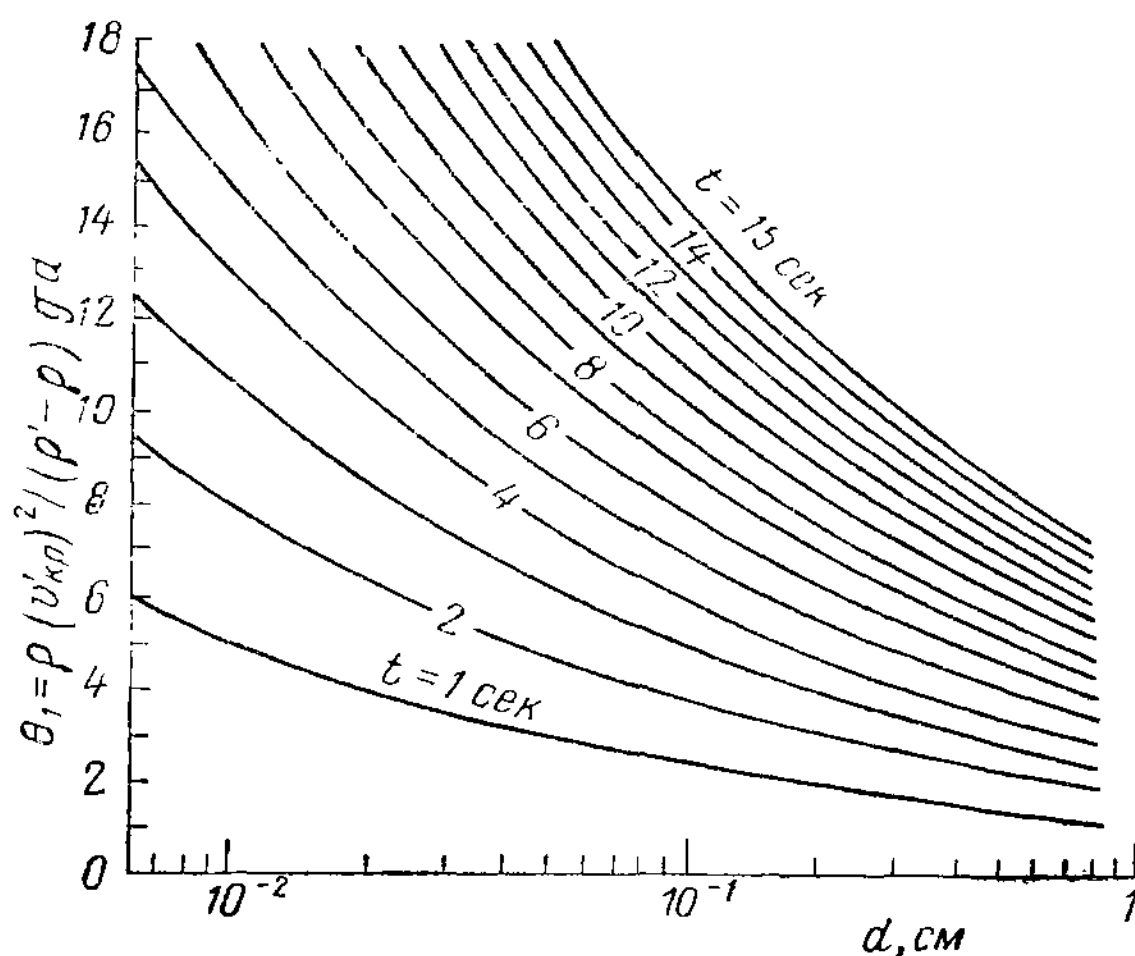


Рис. 47. Порог движения кварц-полевошпатовых песков в условиях ламинарного пограничного слоя.

t — период волны [457].

текстурных форм в древних отложениях можно с определенной долей надежности реконструировать и скоростные характеристики потока, разумеется, в том случае, если другими методами удастся

определить батиметрический уровень формирования этих осадков.

Таким образом, с учетом всех сделанных выше замечаний можно остановиться на детальном описании механизма рифлеобразования. В настоящее время существуют 2 конкурирующие гипотезы: турбулентная, которая восходит еще к Рейнольдсу, и «вихревая», которую выдвинул и усиленно развивает Б. А. Шуляк.

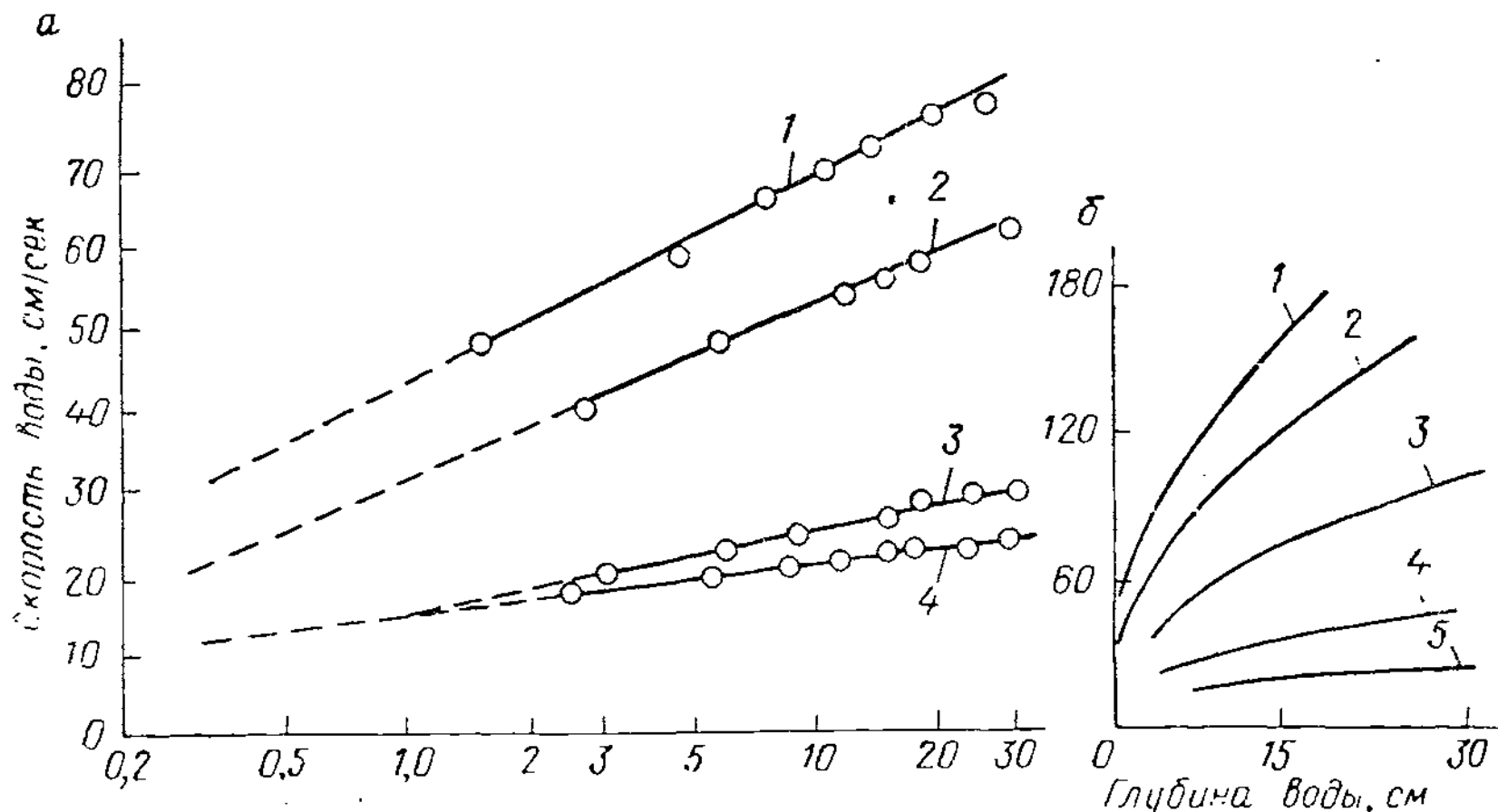


Рис. 48. Соотношение между скоростью потоков и глубиной воды при формировании рифельных структур.

а — по лабораторным данным Дж. Хармса [424]: 1 — «дюны», 2 — рябь высокоэнергетических потоков, 3 — рябь низкоэнергетических потоков, 4 — перенос осадков отсутствует; б — по обобщениям А. Джоуплинга [443]: 1 — антидюны, 2 — устойчивые волны, 3 — переходные типы текстур, 4 — «дюны», 5 — рябь.

Наибольший вклад в развитие турбулентной гипотезы внесли исследования М. А. Великанова, В. М. Маккавеева, Б. А. Фридмана и других ученых. Сущность ее заключается в следующем. В любом потоке с турбулентным спектром скоростей имеются крупномасштабные структурные образования, наличие которых приводит к упорядоченным пульсациям мутности потока. Размер первичных форм подвижного рельефа дна определяется главным образом гидродинамическими характеристиками потока, т. е. глубиной и скоростью, а влияние фракционного состава донных отложений сказывается лишь посредством влияния шероховатости дна на поле скоростей. Окончательная же форма и размеры рифельных структур определяются уже и гидродинамикой потока, и составом донных осадков [191]. Считается также, что крупномасштабные структурные образования оказывают существенное влияние при передаче механизма воздействия скоростного поля потока на донные осадки. «Роль мелких вихрей и соответствующих им высокочастотных пульсаций скорости сводится к раскачиванию лежащих на дне твердых частиц, которые отрываются

от дна под действием низкочастотных пульсаций, обладающих максимальной энергией» [191, с. 37].

Существенным недостатком турбулентной гипотезы является то, что из нее все же не следует в явном виде механизм образования именно рифельных структур. То, что волновой и поступательный потоки характеризуются турбулентным спектром скоростей, сомнений не вызывает, но вот каким образом наличие турбулентного скоростного режима влияет на образование рифелей и каков физический механизм этого процесса, остается неясным. Поэтому более приемлемой нам представляется «вихревая» гипотеза Б. А. Шуляка [345], которая, разумеется, не отрицает турбулентный режим движения потока, но зато центр тяжести от крупномасштабных структурных образований в теле потока смещает в сторону локальных пульсаций скорости и соответствующих им мелких структурных вихрей.

Сущность гипотезы Б. А. Шуляка заключается в следующем. Основную роль в механизме образования и динамике периодических рифельных структур играет локальное возрастание скоростей над вершинами возвышений. Причем независимо от соотношений между глубиной потока и высотой возвышений в непосредственной окрестности их высот сужение сечения потока приводит к локальному возрастанию придонных скоростей. При сильном возмущении потока происходит разрыв непрерывности тангенциальных составляющих скорости, вследствие чего образуется струя со значительно большей энергией взаимодействия с дном, что приводит к развитию присоединенных (локальных) вихрей. По мере роста интенсивности взаимодействия потока с дном вращательным движением охватывается вся область потока над ложбиной. При этом скорость вращения частиц жидкости с радиусом, равным радиусу кривизны ложбины, оказывается одного порядка со скоростью в струе. Образование периодических рифельных структур начинается с роста отдельных локальных неровностей дна, высота которых достаточна для того, чтобы скорости потока, меньшие $v_{кр}$, вдали от этих неровностей при подходе к ним превысили значения $v_{кр}$. С ростом высоты неровностей дна увеличивается общее турбулизирующее возмущение потока, что ведет к еще большему росту скоростей над возвышениями, а следовательно, и в вихревой области. Механизм последовательного роста возвышений, приводящий к периодическим рифельным структурам, показан на рис. 49.

Скорость генерации рифелей зависит, таким образом, от первоначальных неровностей дна и высоты волн. Сами же рифели образуются тогда и только тогда, когда на дне уже имелись начальные флюктуационные возвышения, способные создать условия локального повышения скорости потока. Эти начальные флюктуационные возвышения создаются волнами на первоначально ровном, но шероховатом дне. Важно отметить, что «взаимосвязанный» рост рифелей, размеров турбулентной области потока и скоростей

в ней ограничивается условием равновесия между количеством песка, поступающего на вершину рифеля, и количеством песка, сносимого с нее путем волочения и взмучивания. Этим равновесием определяются высота и шаг рифелей при данной крупности песка, величине придонных скоростей и периоде волн» [345, с. 62].

При перемене направления движения в волне (в следующем полупериоде) перемещение песка будет происходить в обратном направлении. Если в потоке прямые и обратные скорости сим-

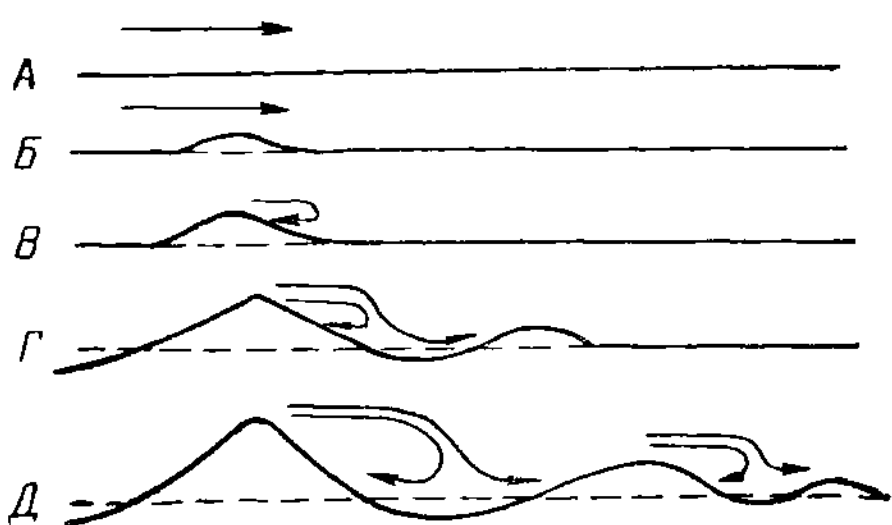


Рис. 49. Схема генерации рифелей волновой ряби [345]. Прямой стрелкой показано направление вектора скорости в первой фазе волны.

А — ровное дно, флюктуационные возвышения отсутствуют; Б — ровное дно с одним флюктуационным возвышением; В — флюктуационное возвышение превысило критическую высоту; Г — в струе потока, обтекающей рифель, вихри скорости достигли сдвигающих величин; Д — первое возвышение достигло предельной высоты; второе выросло до размеров предыдущего (Г). Началось образование третьего возвышения, расстояние между возвышениями увеличилось вместе с ростом их высоты.

метричны, то суммарный перенос песка равен нулю, центр тяжести рифеля не изменится, а профиль волновой ряби будет иметь симметричный вид. Следовательно, шаг рифелей, их высота и характер профиля знаков ряби определяются в первую очередь скоростным режимом потока. Даже волновой поток, чаще всего продуцирующий осцилляционные симметричные знаки ряби, при несимметричной направленности векторов скоростей в разные полупериоды волн способен создавать и асимметричный профиль ряби. Не исключена возможность возникновения дополнительных гребней (рифелей) в ложбинах и на вершине основных рифе-

лей, а при наложении на волновой поток течений со скоростями, значительно превышающими $v_{кр}$, периодические системы рифелей могут преобразоваться и в более крупные уже типично русловые формы: валы течений и различные промежуточные дюнообразные формы. Таким образом, с позиций сегодняшнего состояния наших знаний о физике процессов формирования периодических рифельных структур можно заключить, что традиционные представления геологов о том, что симметричные знаки ряби являются однозначными индикаторами волнового процесса в условиях побережья, а асимметричная рябь указывает на однонаправленный поток типа донного течения или русла реки, нуждаются в пересмотре. Для того чтобы палеогеографические реконструкции, базирующиеся на морфологии и гранулометрическом составе ряби, приобрели доказательную основу, требуется обоснованная увязка характеристик ряби (в частности, различных индексов) с типом потока, ее продуцировавшего. При этом станет возможным и решение задач динамической палеогеографии [311], нацеленных на рекон-

струкцию параметров потока по вещественным характеристикам сформированной им ряби. Однако даже при такой постановке задач восстанавливать глубины бассейна по морфологии рифельных структур не удается.

СИСТЕМАТИКА РИФЕЛЬНЫХ ФОРМ

Дж. Хармс [424] деликатно заметил, что деление знаков ряби только на симметричные (осцилляционные) и асимметричные (поточные) соответствует уровню знаний начала XIX в. Поэтому в данной работе мы приведем иную систематику, соответствующую крайней мере второй половине XX в., хотя не исключено, что и она в некоторых отношениях окажется неудовлетворительной.

Следует отметить, что при разработке такого рода систематик рифельных форм возможны 2 подхода: морфологический и динамический (генетический). Последовательная реализация каждого из них в принципе может привести к разработке весьма совершенных и гибких классификаций рифельных форм. Неурядицы и неясности начинаются тогда, когда пытаются найти однозначное соответствие между этими систематиками, т. е. когда произвольной периодической рифельной структуре, выделенной по чисто морфологическим признакам, пытаются найти однозначное соответствие в генетической систематике, сопоставив с ней соответствующий тип водного или воздушного потока.

Наглядной иллюстрацией может служить систематика, по отношению к которой так неуважительно высказался Дж. Хармс. Действительно, деление ряби на симметричную и асимметричную является примером хорошей (не очень, правда, гибкой) морфологической систематики. С другой стороны, выделение двух генетических типов ряби — волновой и поточной — также вполне верно в рамках генетической систематики. Но когда попытались установить однозначное соответствие между этими систематиками, проведя равенство между симметричной и волновой рябью, а также между асимметричной и поточной, оказалось, что такой подход не только не прибавил нового знания, но, напротив, отбросил качество палеогеографического анализа по рифельным структурам на уровень XIX в.

Причину такой оценки легко понять, если вспомнить содержание предыдущей главы, где рассматривались возможности восстановления обстановок и условий осадконакопления по фракционному составу пород. Там было показано, что гранулометрия терригенных пород не является однозначным индикатором обстановок нахождения осадков, поскольку в одних и тех же условиях могут формироваться осадки, имеющие разный гранулометрический облик, и в то же время в разных обстановках можно зафиксировать осадки, тождественные с точностью до характеристик их фракционного состава. Основным фактором оказалась

конвергенция гидродинамики среды в отношении распределения частиц по размерам (фракциям).

В данном случае налицо та же ситуация: волновой режим способен продуцировать как симметричную, так и асимметричную рябь; потоковая же рябь всегда асимметрична. Помимо этого, рябь может образовываться на разных глубинах — от нескольких сантиметров (в районе песчаных пляжей) до тысяч метров (в глубоководных каньонах и проливах, в пределах континентального

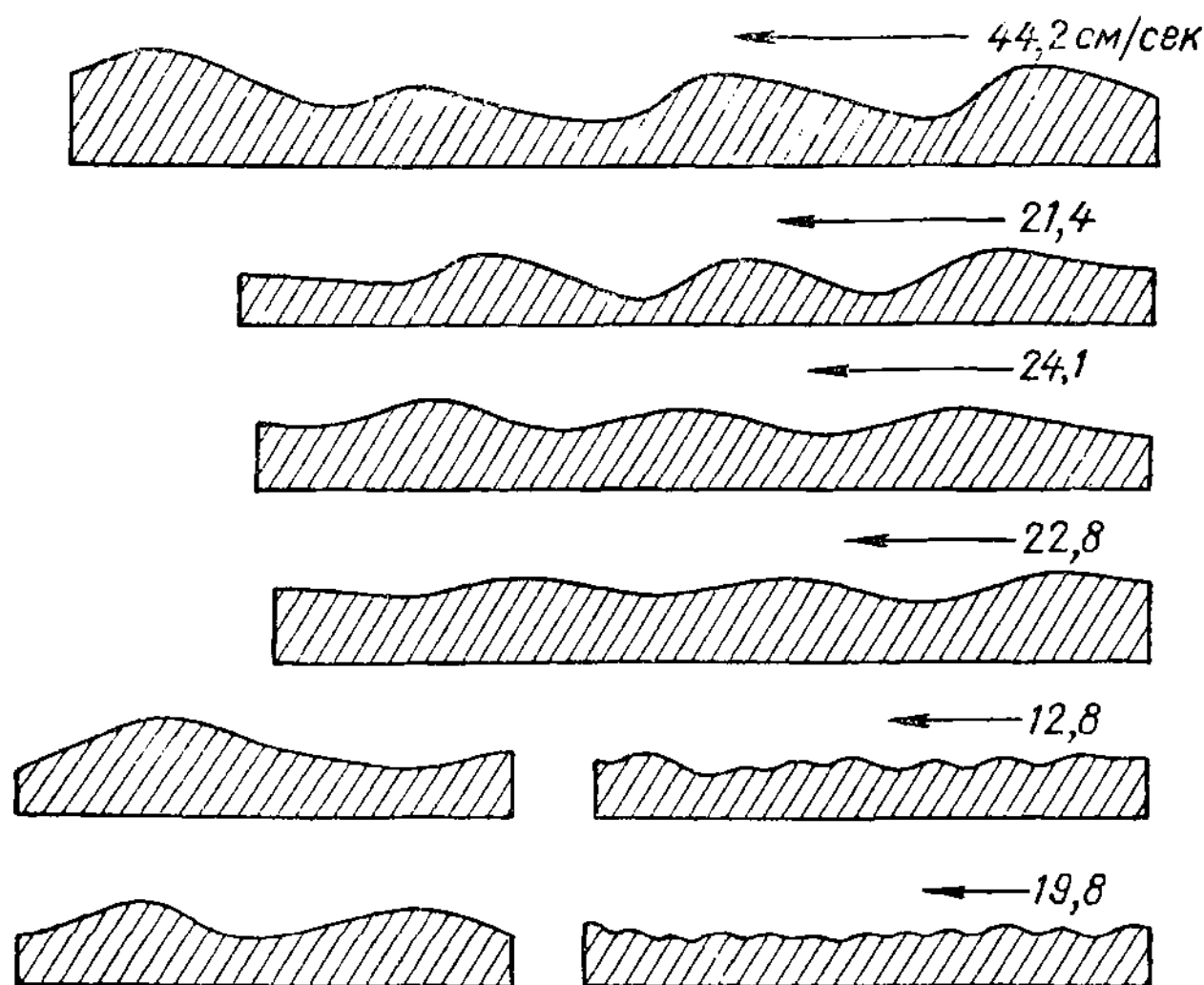


Рис. 50. Профили ряби, продуцированные течениями (вверху), комбинированными потоками (в середине) и волнами (внизу). По результатам экспериментов в прямоточном лотке Дж. Хармса [424].

Стрелки указывают направление течений и вектора скорости на уровне 3 см от дна.

склона океанов и т. п.). Причем решение обратной задачи, т. е. восстановление глубины бассейна по морфологии и гранулометрическому составу знаков ряби, оказывается невозможным, поскольку одна и та же рябь (даже имеющая асимметричный профиль), которая характеризуется к тому же одним и тем же индексом и тем же медианным размером зерен, может образовываться в широком диапазоне глубин. И здесь определяющей оказывается конвергенция гидродинамики среды по отношению к морфологическому облику образуемой ряби. Профили знаков ряби, которые генерируются течениями, комбинированными потоками и волнами, показаны на рис. 50, а на рис. 51 представлены 2 систематики знаков ряби — морфологическая и динамическая (генетическая) по режимам процессов, генерирующих рябь. Можно видеть, что однозначного соответствия между этими систематиками получить не удастся.

У. Ф. Теннер [555] предложил устанавливать соответствие между морфологией ряби и режимом породившего ее процесса по численному значению различных индексов. Наиболее популярны, как известно, 2 индекса: индекс ряби RI , т. е. отношение длины ряби (расстояние между двумя смежными рифелями) к ее высоте, и индекс симметрии ряби RSI , т. е. отношение большего склона к длине меньшего склона. В дополнение к этим У. Ф. Теннер предложил оценивать еще 5 индексов: непрерывности, раздвоения, прямизны и 2 индекса параллелизма. Не останавливаясь

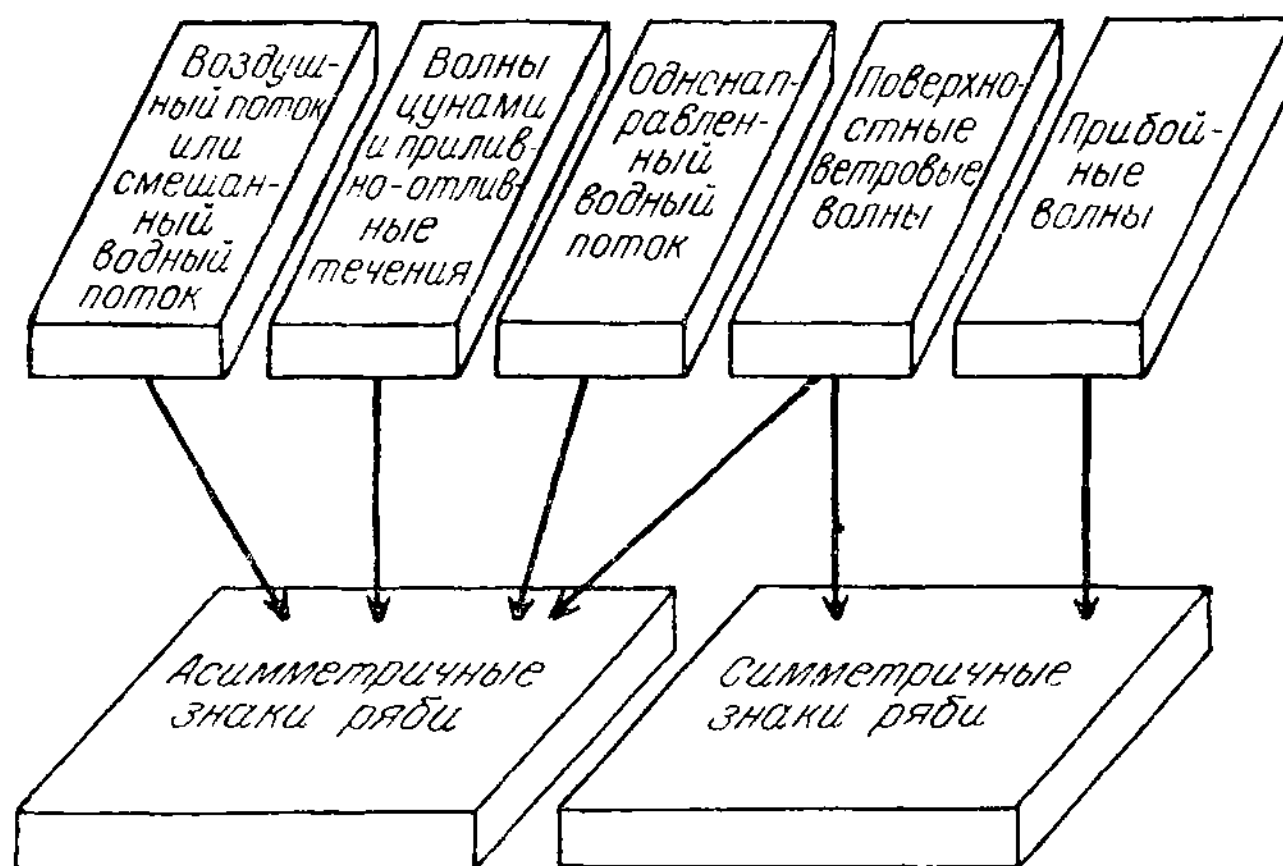


Рис. 51. Взаимосвязь процессов, формирующих периодические рифельные структуры, и морфологического облика знаков ряби.

на содержательной стороне этих новых индексов, которые так и не получили должного признания, отметим лишь, что всякое введение новых формальных характеристик, пусть даже и имеющих морфологическую направленность, должно сопровождаться анализом связи этих характеристик с гидродинамикой среды таким образом, чтобы определенный диапазон изменений численных значений индексов соответствовал не только единственному режиму процесса, но и параметрам этого режима (скорости, глубине потока и т. п.). В противном случае любая формальная характеристика теряет содержательную основу и ни в коей мере не способствует решению задач палеоседиментологии.

Что же касается индекса ряби и индекса симметрии ряби, то эти характеристики более четко увязаны с гидродинамикой среды. Действительно, мы видели, что высота ряби изменяется не беспредельно: при фиксированном гранулометрическом составе осадков она точно соответствует энергии потока (скорости и глубине), а длина ряби в первом приближении может интерпретироваться как длина горизонтальной оси эллипса, соответствующего профилю волны в мелком море [см. формулу (156)]. Кроме того, если

индекс симметрии ряби в точности равен единице, то это означает симметрию процессов генерации рифелей в первом и втором полупериодах волны, что, вообще говоря, может иметь место только при волновом режиме. Однако и в данном случае четкая увязка морфологических характеристик ряби с гидродинамикой среды еще не означает столь же четкой увязки этих характеристик с режимом процесса, генерировавшего рябь. Наиболее уверенно интерпретируемая в этом отношении формальная характеристика (индекс симметрии ряби) и та не имеет однозначного образа в пространстве условий осадконакопления.

Так, У. Ф. Тепнер [555] проанализировал большой фактический материал по морфологии знаков ряби, образованной в разных обстановках осадконакопления и под действием разных режимов процессов генерации рифелей. В результате он установил, что индекс симметрии ряби RSI изменяется в следующих пределах: для ряби прибоя $1 \leq RSI \leq 1,5$; для волновой ряби $1 \leq RSI \leq 3$; для ряби течений $RSI \geq 2,5$ и, наконец, для ветровой ряби $2 \leq RSI \leq 4$. Можно видеть, что даже этот индекс не дает возможности однозначно диагностировать режим процесса формирования знаков ряби. Лишь в частном случае, когда $RSI \approx 1$, можно быть уверенным, что анализируемая рябь имеет волновой генезис.

СВЯЗЬ МОРФОЛОГИИ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗНАКОВ РЯБИ С ГИДРОДИНАМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ СРЕДЫ

Как уже отмечалось, в ряде случаев морфологический облик знаков ряби позволяет реконструировать тип и направление движения водного потока, первоначальную ориентацию слоев (кровлю или подошву) и в отдельных случаях качественную гидродинамику среды, т. е. относительно спокойный или активный режим в сравнении с другими слоями, в которых также фиксируются рифельные структуры. Что же касается восстановления параметров потоков по характеристикам сформированных ими периодических рифельных структур, то это является сложной и практически трудно разрешимой задачей. Она может быть решена применительно к волновому режиму, и только в том случае, если он формирует рябь с четко выраженной периодичностью. Для поступательных потоков решение этой задачи оказывается неоднозначным, а с учетом невозможности проконтролировать решения другими методами и выбрать из них то единственное, которое соответствует конкретной анализируемой ситуации, приходится считать, что применительно к однонаправленным водным потокам (течения и русла рек) задача восстановления параметров потока по морфологии и фракционному составу сформированных им знаков ряби является неразрешимой [344].

Описанная задача, как легко понять, относится к категории обратных задач. Прямой же задачей является установление аналитических связей параметров волнового режима с морфологическими характеристиками ряби. Она решается как путем моделирования в седиментационных лотках [344, 345, 456], так и путем наблюдений в натурных условиях. Как в первом, так и во втором случае теоретической базой прямой и обратной задачи является классическая теория волн, элементы которой мы привели в начале главы. Из той же теории следует, что при известных параметрах волны (период, длина и высота) и при фиксированном размере частиц донных отложений можно оценить глубину воды, соответствующей началу рифелеобразования. Такие расчеты провел В. В. Лонгинов [179] для фракции частиц песка 0,1—0,25 мм (табл. 15). Можно видеть, что даже при сильном волнении моря поверхностные волны способны продуцировать рябь только в зоне шельфа.

ТАБЛИЦА 15

Глубины воды, соответствующие началу рифелеобразования, по В. В. Лонгинову [179]

Период волны, сек	Длина волны, м	Высота волны, м		
		1	3	6
4,5—4,6	32	10,7	16,3	—
6,4—6,6	64	17,9	28,4	36,2
9,1—9,5	128	28,8	51,0	65,2
12,8	256	—	—	116,3

Прежде чем описать решение отмеченной обратной задачи более подробно, отметим, что предпринимались попытки и упрощенного толкования, когда путем введения гипотетических характеристик типа «скорости отложения терригенного материала из суспензий», «темпа транспортировки осадка волочением по дну» и т. д. оценивались углы наклона хребтиков ряби (рифелей) с целью интерпретации режимов палеотоков [352] или реконструировался орбитальный диаметр образующих рябь придонных волн по данным о длине ряби и медианном диаметре зерен осадка [361]. Как уже отмечалось, постановка обратной задачи в таком виде некорректна.

Из известных в настоящее время подходов к восстановлению параметров водной среды по характеристикам волновой ряби выделяются вероятностный, который развивается в основном американским геологом У. Ф. Теннером [557], и детерминированный, который превалирует в работах большинства исследователей, но в наиболее полном и законченном виде он содержится в трудах Б. А. Шуляка [344, 345]. Что касается вероятностного подхода к решению данной задачи, то следует отметить, что он

не дает возможности восстановить численные значения параметров волн для каждого конкретного случая, но зато устанавливается связь (в статистическом смысле) заданных характеристик волнения с замеренными морфологическими признаками волновых рифелей.

У. Ф. Теннер [557] реализовал данный подход на материале многих озер США, включая Великие озера, а также на основе непосредственных наблюдений в Мексиканском заливе. При этом исходные данные наблюдений он разбил на 5 категорий: а) прибрежные точно контролируемые эксперименты; б) частично контролируемые эксперименты (мелкие озера и открытое море); в) несколько выборочных наблюдений из других объектов, близких к наблюдаемым пределам изменчивости замеряемых характеристик в опробованных ранее объектах; г) замеры морфологических признаков ряби в древних отложениях (морисонские песчаники юрского возраста). Данные наблюдений обрабатывались с использованием регрессионного анализа. По первой группе данных (прибрежная волновая рябь) фиксировались и донные волнения: длина и период волны, а также орбитальная скорость частичек воды.

Резонно предполагалось, что существует определенная связь между длиной ряби S (расстояние между смежными рифелями) и характеристиками волнения: длиной волны λ , высотой волны h , глубиной воды H , а также медианным размером зерен донных осадков $\lg Md$. Методами регрессионного анализа установлено, что наибольшая зависимость существует между S и λ (55,4%), наименьшая — между S и $\lg H$ (37%). При фиксации двух независимых переменных те же зависимости принимают вид

$$S = f(\lambda, \ln Md) \approx 82\%;$$

$$S = f(h, \ln Md) \approx 75\%;$$

$$S = f(\ln Md, \ln H) \approx 69\%;$$

$$S = f(h, \ln H) \approx 55\%.$$

Окончательные уравнения регрессии, учитывающие наиболее тесно связанные величины, У. Ф. Теннер получил в виде

$$S = 4,04 \ln Md + 1,65 \ln H + 0,47\lambda - 24,15; \quad (160)$$

$$S = 4,20 \ln Md + 0,58\lambda - 19,64. \quad (161)$$

Полученные таким путем уравнения регрессии У. Ф. Теннер использует для оценки регрессионных зависимостей для «восстанавливаемых» характеристик h , H , λ . Например, из уравнений (160) и (161) можно найти, что

$$\ln H = 14,64 + 0,61S - 2,45 \ln Md - 0,28\lambda; \quad (162)$$

$$\lambda = 33,77 + 1,72S - 7,22 \ln Md. \quad (163)$$

Построив таким образом систему из 4 уравнений с 4 неизвестными, можно найти оценки интересующих характеристик волнения.

Эти оценки, безусловно, будут иметь смысл средних величин, справедливых только в пределах всей исследуемой выборки. Это одновременно и достоинство (поскольку найденные характеристики, несомненно, устойчивы в рамках анализируемых условий седиментации) и недостаток статистического подхода, так как статистические оценки характеристик волнения не дают возможности использовать полученную информацию для расчета величин тех же параметров, но по данным, не входившим в исходную выборку.

По материалам полученных уравнений регрессии У. Ф. Теннер построил любопытную диаграмму (рис. 52), дающую возможность приблизительно оценивать высоту волн и глубину воды по данным о длине ряби и медианном размере зерна осадков. Диаграмма эта построена по материалам современных осадков и не годится для практического использования при решении палеоседиментологических задач, поскольку для оп-

ределения высоты волны h или глубины воды H требуется помимо длины ряби S и медианного размера зерен Md знать одну из этих характеристик. Это еще одно неизбежное следствие представления исходной информации в терминах регрессионного анализа (см. левую вертикальную ординату диаграммы на рис. 52).

Детерминированный подход к задаче восстановления гидродинамических характеристик среды по параметрам волновой ряби наиболее полно, как уже отмечалось, изложен в исследованиях Б. А. Шуляка. Он установил [345], что для всех видов волн на поверхности сыпучей среды справедлива зависимость общего вида

$$S_i = \alpha_i G_{iv}^{\pm n} (u_i \pm u'_{кр i}) t_i, \quad (164)$$

где S_i — шаг периодичности (расстояние между рифелями); G_{iv} — динамическая часть зависимости; u — скорость потока; $u'_{кр}$ — сдвигающая скорость; t — характеристика с размерностью времени; i — индекс вида волн; n — показатель степени.

Наиболее физически обоснованным оказывается решение обратной задачи для волновых осцилляционных знаков ряби. Причем

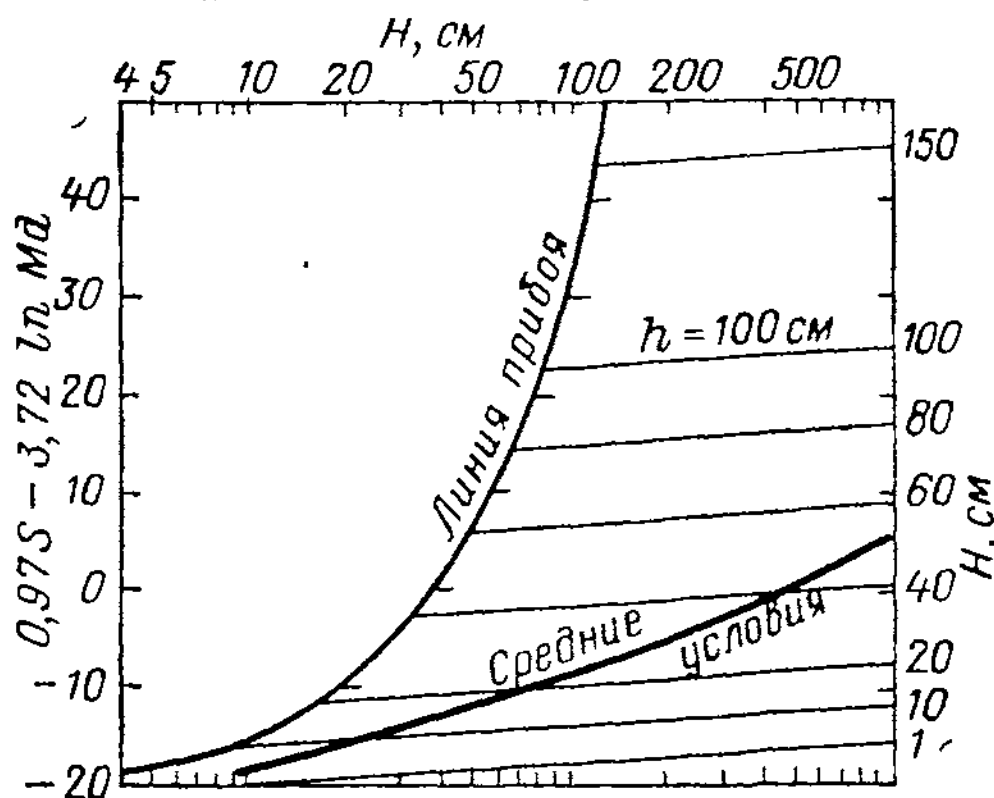


Рис. 52. Диаграмма, иллюстрирующая связь между длиной ряби и медианым размером зерна, с одной стороны, и гидродинамическими характеристиками (высотой волны и глубиной воды) — с другой [557].

при ее решении принципиально возможно оценивать лишь 3 характеристики — высоту и период волны, а также глубину воды (потока), которая, кстати говоря, лишь в частном случае соответствует глубине бассейна. Часто же эти понятия необоснованно отождествляются.

В результате экспериментов в 15-метровом канале шириной $(0,5 \times 0,8)$ м² с кварцевым песком ($Мd = 0,25$ мм) Б. А. Шуляк [345] установил следующие зависимости:

$$\lambda_p = 0,128 (u' + u^*) T; \quad h_p = 0,023 (u' + u^*) T, \quad (165)$$

где

$$u' = \pi h / (T \operatorname{sh} kH)$$

максимальная величина горизонтальной составляющей придонной скорости жидкости: $u^* = u'_{кр}$ — первая критическая скорость взаимодействия потока и дна. Высота рифелей h_p и длина ряби λ_p с глубиной потока H изменяются по закону $1/(\operatorname{sh} kH)$ и, следовательно, зависят только от величины сдвигающей скорости u' . От периода волн T λ_p и h_p зависят линейным образом. Если учесть размер частиц $Мd$, то эмпирическое соотношение для длины ряби приобретет вид

$$\lambda_p = C_1^* (Мd)^{0,3} (u' + u'_{кр}) T. \quad (166)$$

Для приближенных оценок параметров волн по характеристикам ряби можно пользоваться номограммой, которую Б. А. Шу-

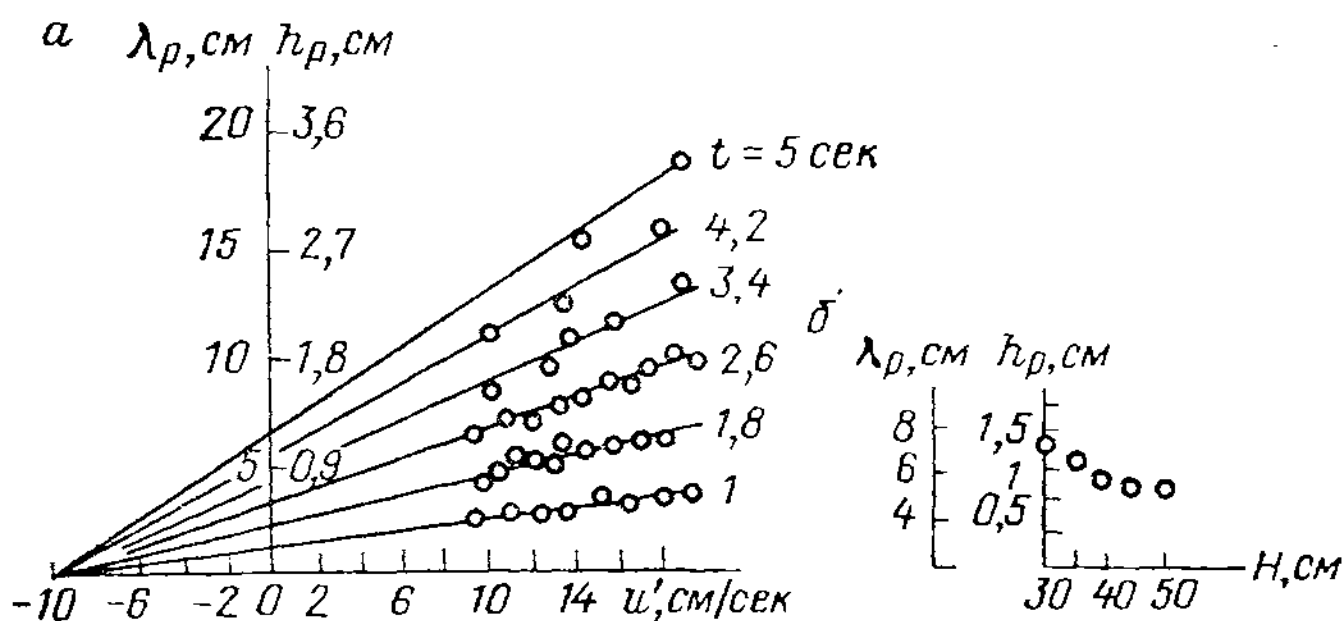


Рис. 53. Графики зависимости параметров волновых рифелей от орбитальных скоростей, периода волн и глубины потока [345].

ляк [345] построил по результатам своих лабораторных исследований (рис. 53).

Закапчивая краткий обзор существующих в настоящее время подходов к реконструкции характеристик среды седиментации по морфологии и гранулометрическому составу рифелей, необходимо отметить, что ни статистический, ни детерминированный пути решения этой задачи не являются вполне удовлетворительными применительно к аналогичным объектам геологического прошлого по следующим соображениям.

1. При статистическом методе решения задачи требуется увязка морфологии рифелей с параметрами волнения, фиксируемыми непосредственно во время эксперимента. Именно эти характеристики затем входят в конечную систему уравнений регрессии, по которым и восстанавливаются интересующие исследователя параметры (высота и длина волны, глубина потока и т. д.). Однако коэффициенты, входящие в уравнения регрессии, справедливы лишь для опробованного комплекса условий и, вообще говоря, не годятся при использовании этих уравнений применительно к объектам геологического прошлого, где эти «условия» восстанавливаются. Полученные таким путем оценки можно рассматривать только как приближенные значения требуемых характеристик, а не как их истинные величины. Положительно то, что статистический подход исключает влияние единичных значений параметров рифелей на конечные величины гидродинамических параметров, которые по крайней мере в пределах опробованного комплекса условий являются достаточно устойчивыми.

2. Детерминированный метод решения той же задачи по существу не дает явной связи образуемой рифельной структуры с гранулометрией составляющих ее осадков. Кроме того, наличие в расчетных формулах эмпирических коэффициентов, которые также справедливы только применительно к условиям конкретного эксперимента, не позволяет рекомендовать и этот метод для точных расчетов гидродинамических параметров на объектах геологического прошлого. Его можно использовать только как алгоритм, дающий оценки порядка изменений параметров, но не точные их величины.

3. Как первый, так и второй методы лишь косвенно опираются на теорию волн, а по существу конечные расчетные формулы являются итогом либо эмпирических обобщений, либо экспериментальных работ. Ситуация та же, что и при восстановлении условий осадконакопления по фракционному составу осадков, когда найденные рецепты оказываются справедливыми только для опробованных выборок, но не годятся ни для других неопробованных представителей тех же условий, ни для перенесения этих рецептов на породы геологического прошлого.

В заключение остановимся на одном, чрезвычайно важном для палеоседиментологических реконструкций вопросе, касающемся возможности определения глубин бассейнов седиментации по морфологии и гранулометрическому составу знаков ряби. При этом под глубиной бассейна следует понимать батиметрический уровень накопления слоев, в которых фиксируются диагностирующие глубину признаки. Такими признаками могут быть колониальные кораллы, распределение в осадках микроорганизмов (фораминифер, радиолярий и т. п.), минералогические критерии (глауконит и шамозит) и, наконец, структурные и текстурные критерии гидродинамики бассейна. Интересно отметить, что все перечисленные признаки являются косвенными, позволяющими

оценить только нижний предел глубины, но не саму глубину, поскольку диапазон их изменения чрезвычайно велик — от нескольких сотен до тысяч метров. В этом плане текстурные признаки пород, в частности знаки ряби, как бы фиксирующие гидродинамику среды, характеризуются меньшим диапазоном изменчивости, но зато страдают другим недостатком: они являются функционально связанными с множеством гидродинамических параметров и при направленном изменении одной или нескольких характеристик может сформироваться рябь того же облика, что и при изменении другой комбинации гидродинамических параметров, и в первую очередь глубины бассейна. Иными словами,

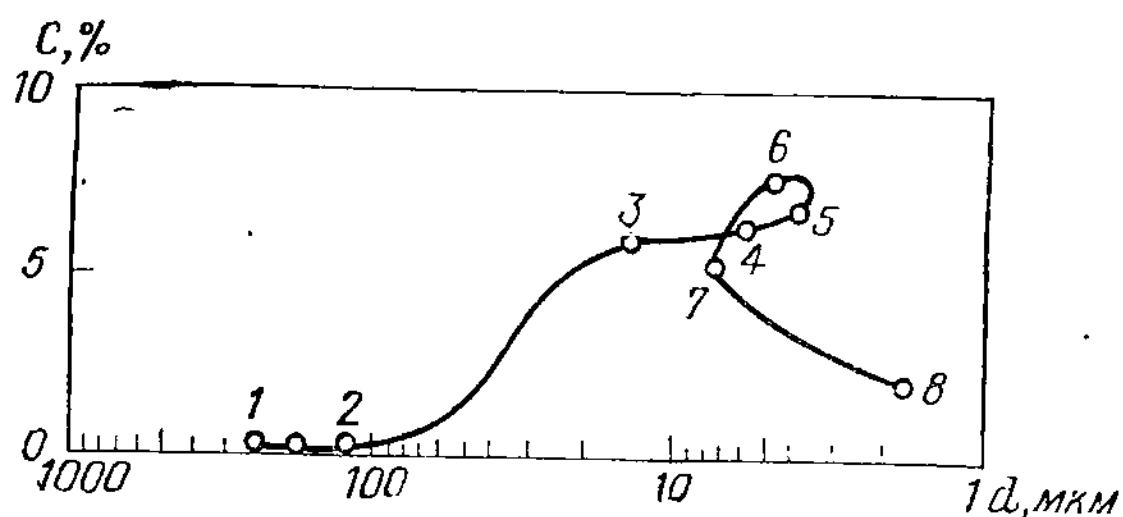


Рис. 54. Диаграмма, иллюстрирующая общее соотношение между содержанием органического вещества и размером зерна осадка в донных отложениях южнее Калифорнии [418].

1 — пляжи; 2 — отмели; 3 — бассейн Лос-Анджелес; 4 — прибрежные впадины; 5 — бассейны средних глубин; 6 — мелководные бассейны; 7 — континентальный склон; 8 — глубокое море.

морфология и вещественный состав рифельных структур конвергентны относительно глубин их формирования. О важности проблемы восстановления глубин бассейнов по косвенным признакам свидетельствует и то, что ей был посвящен специальный номер журнала «Морская геология» («Marine Geology», 1967, т. 5, № 5/6).

Неоднозначность восстановления глубин по единичным признакам заставляет искать наиболее информативные их комбинации, сужающие диапазон изменчивости глубин. Одной из таких комбинаций является зависимость содержания органического вещества от гранулометрического состава донных осадков (рис. 54). Связь эта далеко не линейная, и, по-видимому, необходима комбинация большего числа характеристик, чтобы минимизировать степень неоднозначности при реконструкции глубин древних бассейнов. Различные методы оценки глубин осадконакопления освещаются в работах В. Е. Хаина [314], Дж. Р. Аллена [352], С. А. Мороза [195], Г. А. Каледы [130] и других авторов.

И. А. Одесский [205] предпринял попытку восстановить глубины палеобассейнов по морфологии и гранулометрическому

составу знаков ряби, увязав в едином функциональном соотношении влияющие на морфологию ряби начальную энергию волнения, глубину бассейна и размер зерен донных осадков. Как мы уже показали, все эти характеристики неоднозначно определяют глубину формирования знаков ряби, а значит, и глубину бассейна в общем случае восстановить нельзя. Существует лишь связь характеристик ряби с глубиной потока (либо глубиной воды), но не с глубиной бассейна, которая лишь в условиях мелководья соответствует глубине потока. Помимо этих чисто содержательных соображений можно указать и на то, что при выводе своей конечной формулы, однозначно увязывающей глубину бассейна с длиной рифеля и медианным размером зерна, И. А. Одесский допустил ошибку математического характера, устранение которой приводит к тому, что задача оказывается нерешаемой, что и должно быть на самом деле, если исходить из современных представлений о физике процессов рифелеобразования.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ЭЛЕМЕНТЫ ВЕРОЯТНОСТНОЙ ТЕОРИИ СЛОЕНАКОПЛЕНИЯ

ГЛАВА IX

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ТРАКТОВКА ПРОЦЕССА И ВЫТЕКАЮЩИЕ ИЗ НЕЕ ВЕРОЯТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ

ГИПОТЕЗЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Прикладные задачи литологии и тектоники, для решения которых требуются либо реконструкция динамических условий осадконакопления, либо восстановление первоначальной мощности накопленных осадков, либо, наконец, оценка длительности формирования фиксированной части разреза, представляющей интерес для стратиграфии, опираются на вполне конкретные представления об условиях формирования слоистой толщи, так как от этих представлений зависит прежде всего интерпретация полученных результатов.

Однако, несмотря на то, что проблему образования слоистости геологи признают одной из кардинальных проблем теоретической геологии, в ее решении получены пока лишь самые общие результаты. Эта общность заключается не столько в неразработанности схем слоенакопления применительно к отдельным типам слоистых образований, сколько в том, что постановка и решение проблемы в самом общем и притом неформализованном виде не дают возможности на основе принятой схемы процесса получать новые характеристики, которые оказались бы интересными не только в теоретическом, но и в практическом отношении.

Хорошо известно, что с рядом осадочных горных пород, а значит, и со слоями (как формой их залегания) связаны многие ценнейшие полезные ископаемые. И если изучение структурных и вещественных особенностей пород, а также распределения в них промышленных концентраций отдельных элементов позволяет вскрыть существенные черты механизма их образования, то изучение закономерностей пространственного размещения, условий залегания, взаимосвязи полезного ископаемого с вмещающими породами немислимо без анализа структурно-вещественных особенностей слоистых толщ.

Внимательное рассмотрение наиболее распространенных в настоящее время схем или гипотез слоенакопления показывает, что

они составляют 2 группы: гипотезы, опирающиеся преимущественно на тектонические представления, и гипотезы, целиком основанные на седиментологической трактовке процесса, в которых тектоническая составляющая присутствует лишь опосредованно.

Для целей данной работы существенный интерес представляет выявление на основе анализа геологических гипотез слоенакопления тех факторов, которые характеризовали бы прежде всего механизм процесса, а не причины и первоисточники этого механизма. Такой подход объясняется тем, что построение вероятностной схемы слоенакопления должно базироваться на конструктивных геологических предпосылках, которые можно извлечь только из тех схем процесса, которые рассматривают главным образом его внутреннюю структуру, т. е. механизм, а не среду, в которой он протекает.

Разумеется, такое противопоставление механизма процесса слоенакопления и среды, т. е. фациальных условий в палеогеографическом смысле, выглядит на первый взгляд искусственным, так как хорошо известно, что внешние условия во многом определяют морфологический облик слоистой толщи, характер текстурных особенностей отдельных слоев, их минеральный и химический состав и т. п. Тем не менее столь же хорошо известно, что сходные типы стратификаций, идентичные текстуры, не говоря уже о более детальных характеристиках вещественного состава пород, могут сформироваться в совершенно различных фациальных обстановках, в несхожих с геоструктурных позиций бассейнах осадконакопления.

Первой схемой слоенакопления, выдержавшей испытание временем, явилась хорошо известная схема Н. А. Головкинского [81]. И хотя в дальнейшем она неоднократно подвергалась заслуженной критике, так как по существу трактовала «желаемое как действительное», непроизвольно подменяя процессы слоенакопления миграцией фаций в пространстве под влиянием колебательных движений земной коры, схема Н. А. Головкинского не потеряла своей научной актуальности вплоть до настоящего времени. Последующие гипотезы слоенакопления явились не более чем детализациями концепции Н. А. Головкинского. К ним относятся схемы слоенакопления А. А. Иностранцева и И. Вальтера, получившие впоследствии права «закона фаций», схемы М. М. Тетяева [300], В. В. Белоусова [21, 22], Ю. А. Жемчужникова [110] и др.

Общим у всех перечисленных схем является толкование слоенакопления как процесса смещения фациальных зон накопления осадка в фиксированной точке бассейна седиментации под влиянием колебательных движений земной коры. У В. В. Белоусова [22] это смещение трактуется как последовательное поступление новых порций осадка в зону «пространства возможного накопления», расположенную ниже «базиса действия волн», где якобы и реализуется устойчивое накопление осадка. При опускании дна

бассейна происходит смещение фациальных зон в сторону берега и в данную точку бассейна поступают частицы осадка меньшей размерности, формирующие слой другого литологического состава и т. д. «Окончательная мощность отложений в условиях сложных колебаний с чередованием опусканий и поднятий будет равна сумме движений земной коры» [22, с. 56]. Из приведенного высказывания В. В. Белоусова с очевидностью следует идея о всеобщей компенсации прогибания накоплением осадочного материала, которая долгое время была господствующей в нашей научной и учебной литературе. И лишь тонкий фациальный и палеогеографический анализ конкретных типов отложений, осуществленный многими исследователями, заставил пересмотреть аргументацию идеи В. В. Белоусова [347].

Вполне современной, хотя прошло уже более 20 лет с момента ее опубликования, является концепция Н. Б. Вассоевича [38—40], который в отличие от перечисленных исследователей представлял процесс слоенакопления не в таком схематизированном и претендующем на однозначность решения виде. Н. Б. Вассоевич выделил «миграционную слоистость», образование которой происходит при миграции береговой линии, управляемой тектоническими осцилляциями дна бассейна седиментации, и «мутационную», формирующуюся при фиксированном положении берега, т. е. при полном затухании тектонического фактора факторами седиментологическими. В выделении второго, а именно мутационного, типа слоистости и состоит, на наш взгляд, основное значение концепции Н. Б. Вассоевича. Эта идея вновь (впервые это сделал Н. А. Головкинский) заставила геологов обратиться к проблеме слоенакопления, которая многими уже считалась решенной, и с новых, значительно более глубоких позиций подойти к интерпретации разнообразных типов стратификаций.

К мутационной можно отнести ленточную слоистость — варвы [355, 477, 478], слоистость турбидитов [467] и ряд других характерных типов слоистости. Истолкование, например, флишевой слоистости как мутационной приводит к «мутьевой» гипотезе образования флиша, которая объясняет многие бывшие неясными морфологические особенности флишевого многослоя [237, 239, 250, 323, 467].

Параллельно с чисто тектоническим подходом к решению проблемы слоенакопления интенсивно развивается седиментологическое направление, сторонники которого считают тектонический фактор как бы «разрешающим» течение процесса, но не определяющим ни характер наслоения, ни морфологию текстур слоя, ни собственно механизм слоеобразования и слоенакопления. По существу седиментологическое направление нацелено на объяснение прежде всего механизма процесса формирования слоистости и притом преимущественно мутационного типа.

В этом плане широко известны работы Ф. Кюнена [470], Дж. Аллена [353], П. Джоплинга [447] и многих других преиму-

щественно зарубежных исследователей. А. Джоплинг в своих исследованиях опирается на концепцию «седиментационной единицы», которую он определяет как мощность слоя осадка, отложенного при постоянных физических условиях. Видоизменяя эти условия, ему удается получать в лотке косую слойчатость, наклоненную против течения [445], косую слойчатость клиновидного типа и горизонтальную параллельную слоистость [444]. Ф. Кюнел [470], видоизменяя состав осадка, скоростной режим потока и время, в течение которого поддерживался данный скоростной режим, успешно моделировал в круговой лотке практически все наблюдаемые типы слоистости древних турбидитов.

Таким образом, с геологической точки зрения четко различаются 2 взаимодополняющих друг друга подхода к решению проблемы слоенакопления — тектонический и седиментологический. В терминологии Н. Б. Вассоевича первый решает проблему слоистости «осцилляционно-миграционного типа», второй — преимущественно «мутационного».

Если вкратце проследить эволюцию геологической мысли по освоению одной из основных, ставшей по существу классической, проблем геологии — проблемы слоенакопления, то, на наш взгляд, следует остановиться на следующих вехах, которые мы отсчитываем от основополагающих работ Н. А. Головкинского и И. Вальтера. В 1920 г. И. Баррел сделал весьма смелое предположение о том, что время, в течение которого происходит накопление слоев, может значительно уступать времени перерывов в осадконакоплении [156]. В дальнейшем это положение применительно к слоистости флишевого типа использовал Н. Б. Вассоевич [36, 41], заключив (и не без оснований), что между отложениями смежных циклов флиша могут быть значительные паузы в седиментации и их продолжительность может быть большей, чем время, в течение которого образуются слои единичного цикла флиша.

Разумеется, понятие «пауза в седиментации» весьма условно. В современных бассейнах осадконакопления, включая абиссальные равнины океанов, как показывают океанологические исследования, процесс осадконакопления непрерывен. Однако скорость его для подавляющего большинства зон океана за пределами континентального склона настолько мала, что по сравнению с практически мгновенными актами слоеобразования, например за счет мутьевых потоков, такой процесс действительно может трактоваться как пауза в седиментации. Эта мысль, как нам представляется, является весьма важной, так как она дает возможность в современной терминологии с новых позиций осмыслить механизм слоенакопления, представляя его в виде дискретного аperiодического процесса, по крайней мере при реконструкции механизма формирования слоистости в турбидитах [245]. Иначе говоря, четко выраженная ритмичность в ряде стратифицированных осадочных формаций (например, флишевой) не всегда может отождествляться с периодичностью слоеобразующих процессов.

Применительно к флишу эта мысль представляется нам наиболее аргументированной [175, 239, 250].

Другой важной вехой, о которой уже упоминалось, является выделение Н. Б. Вассоевичем двух принципиально различных (с точки зрения условий их формирования) типов слоистости: осцилляционно-миграционной и мутационной. Введение в геологическую терминологию мутационного типа слоистости предопределяет принципиально иной по сравнению со схемами Н. А. Головкинского, И. Вальтера, М. М. Тетяева, В. В. Белоусова, Ю. А. Жемчужникова и других ученых механизм формирования слоистости. В настоящее время наилучшим образом объясняет условия возникновения слоистости мутационного типа теория сезонной периодичности осадконакопления, которая оказывается справедливой для ряда бассейнов преимущественно континентального типа, и теория мутьевых потоков, дающая убедительные объяснения механизма возникновения слоистости в турбидитах [239, 245, 469]. К. Г. Войновский-Кригер [66] считает, что тектонический фактор стоит «за кулисами осадконакопления», не предопределяя устойчивость фаций; он сформулировал в другой терминологии свое понимание осадконакопления мутационного типа. Приходится констатировать, что этими двумя вехами и ограничиваются по существу те идеи, которые дали возможность ученым существенно продвинуться в решении проблемы слоенакопления на чисто геологическом уровне.

Интересно также рассмотреть эволюцию терминологии, которая тесным образом связана с развитием представлений о самих процессах слоеобразования и слоенакопления. Как правило, определялись 2 основополагающих понятия: «единичный слой» и «слоистая структура». Отметим 2 подхода. При первом слой и слоистая структура выражаются через основные факторы исходных процессов: тектонический режим, миграция во времени и пространстве фациальных зон, резкие изменения климата и т. д. Необходимым условием такого подхода является наличие той или иной генетической гипотезы, положенной в основу определения исходных понятий.

В другом случае слой и слоистая структура рассматривались лишь как реализации процессов слоеобразования и слоенакопления безотносительно к какой-либо гипотезе и дальнейшее их определение основывалось на изучении структурно-вещественных особенностей как единичного слоя, так и слоистой толщи в целом. Весь опыт геологии показал, что оба эти подхода являются правомочными в рамках определенных задач.

В 1858 г. С. Ф. Науманн определил слой как геологическое тело, петрографически сложенное однородным материалом, ограниченное более или менее плоскими поверхностями. Более 100 лет, прошедших с тех пор, не внесли чего-либо существенно нового в это определение, хотя представления о самом процессе слоеобразования с тех пор существенно изменились. С теми или

иными оговорками это определение впоследствии принимали И. Вальтер, К. Андре, У. Твенгофел, В. В. Белоусов, Ю. А. Жемчужников и многие другие ученые.

В данной работе нас прежде всего интересует не определение слоя как геологического тела, ибо такое определение со времен С. Ф. Науманна прочно вошло в обиход геологов и ни у кого возражений не вызывает, а определение слоя как единичной структурной реализации процесса слоенакопления.

В аспекте процессов слоенакопления любой генетический тип слоистости, очевидно, представляет собой всю совокупность таких наиболее устойчивых в гравитационном поле Земли форм захоронения продуктов осадочной дифференциации вещества, которые характеризуются ориентировкой отдельных частиц или их совокупностей более или менее параллельно субстрату — дну [41]. В основном исходя из этих позиций строили свои определения «слоя» все упомянутые выше ученые, а различная генетическая нагрузка их определений объяснялась неоднозначным толкованием роли основных факторов слоенакопления и выбором самих факторов. Поэтому можно считать принципиально сходной трактовку слоя, данную Н. Б. Вассоевичем, Л. Б. Рухиным, Ю. А. Жемчужниковым, М. М. Тетяевым, В. В. Белоусовым и другими учеными.

Никто из перечисленных геологов не отрицал роли тектонического фактора в образовании слоистости, никто не отрицал влияния на изменение литологического состава и морфологии слоя резких перемен климата, гидродинамического режима бассейна седиментации и некоторых других факторов. Отличия же в толковании слоя обусловлены как переоценкой отдельных исходных причин, так и различными схемами их взаимодействия. Отсюда, естественно, одновременность и литологическая разнородность слоя у одних ученых (хронологические горизонты Н. А. Головкинского); разновременность, но литологическая однородность у других (петрографические и литологические горизонты Н. А. Головкинского).

При таких подходах к определению слоя никогда, по всей вероятности, не будет достигнуто единого мнения, так как слой, являющийся единицей реализации процесса, т. е. единицей статической, пытаются однозначно определить через отдельные этапы или уровни его формирования, значимость которых имеет смысл оценивать только в рамках конкретной содержательной задачи, для решения которой важно учитывать именно эти (а не другие) характеристики процесса. В этом смысле наиболее последователен в своих рассуждениях Н. А. Головкинский, который четко называет вещи своими именами. Рассматривая схему слоеобразования как миграцию фациальных зон в результате колебательных движений земной коры, он последовательно выделяет как бы единые плоскостные срезы этого процесса и в каждом из них определяет либо хронологические горизонты, которым почти через 100 лет

Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Жемчужников и М. М. Тетяев дали название «слой», либо литологические горизонты, рассматривающиеся как «слой» Л. Б. Рухиным.

В данной работе вероятностная схема слоенакопления опирается на модель А. Н. Колмогорова [146], в которой используются лишь 2 понятия: «промежуточная» и «окончательная», или «зафиксированная», мощность слоя. Что же касается самого «слоя», то его определение базируется на исходном фактическом материале, на котором оцениваются выводные характеристики модели. Для исключения разпочтений желательно, чтобы анализируемые разрезы имели четко выраженное слоистое строение, в которых «слой» (например, в смысле С. Ф. Науманна) выделялся бы однозначно.

В заключение отметим, что рассмотрение геологических концепций слоенакопления представляет интерес в том смысле, что оно дает возможность, проанализировав процесс через его конкретные реализации в виде различных типов слоистости, выбрать те из его характеристик, которые позволяют представить процесс слоенакопления посредством формальной схемы и, опираясь на нее, решать ряд прикладных задач, имеющих большое значение для литологии, стратиграфии и тектоники. Эта формальная схема должна удовлетворять представлениям о формировании любых в генетическом отношении типов слоистости, а конкретные геологические предпосылки, на основе которых она построена, должны обеспечить однозначную содержательную интерпретацию тех формальных характеристик (в частности, аналитических), которые можно получить из данной схемы.

ВЕРОЯТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ СЛОЕНАКОПЛЕНИЯ КАК МЕТОДИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Кроме чисто геологического анализа процессов слоенакопления исследования многих ученых в последние годы направлены на разработку вероятностных моделей процесса. Важность и необходимость такого подхода состоит в том, что полученные в результате вероятностного моделирования характеристики дают возможность решать широкий спектр прикладных геологических задач, которые иными средствами не реализуются. Следовательно, математическая модель слоенакопления переводит данную проблему из области чисто теоретической на сугубо практические рельсы — в сферу прикладных задач тектоники, седиментологии и литостратиграфии.

В данной работе основное внимание уделяется вероятностным моделям слоенакопления, но это не значит, что «природа» седиментационных процессов имеет случайный характер [58]. Наши суждения о природе геологического явления связаны только

с характером моделей, с помощью которых это явление изучается. Если модель описана в вероятностных терминах и полученные из нее следствия удовлетворительно согласуются с наблюдениями, то мы лишь утверждаем, что наши теоретические конструкции не противоречат опытным данным. Однако то же самое явление можно изучать и другими средствами: задаться ошибкой предсказания и описать уже не средствами теории вероятностей поведение исследуемой характеристики. Если такое описание не превысит заданную ошибку, то построенная таким образом модель также должна удовлетворить исследователя. И тем не менее это не означает, что средства описания явления адекватны его природе, и мы имеем вероятностную природу в первом случае и детерминированную во втором [3].

Большинство исследователей, занимавшихся вопросами вероятностного моделирования слоенакопления, исходные теоретические предпосылки выводили на основе эмпирических обобщений о характере изменения мощностей и литологии слоистых образований, т. е. изучая непосредственно осадочные разрезы. Сформулировав затем задачу в вероятностных терминах, они проверяли непротиворечивость модели фактическому материалу. По такой схеме разработаны стохастические модели А. Б. Вистелиусом [52, 57], В. Крамбейном [460, 461] и другими учеными.

Все построенные к настоящему времени вероятностные модели слоенакопления можно условно разбить на 2 класса: класс статических и класс динамических вероятностных моделей. Статические модели реализуют сравнение в вероятностном плане теоретических построений и опытных данных на основе статистического принципа непротиворечивости. При этом исходные геологические предпосылки необходимы для получения сведений на этапе разработки теоретической части модели, т. е. для вывода теоретической функции распределения случайной величины, переходных вероятностей и т. д.

Динамическая вероятностная модель оценивает изменение характеристик процесса слоенакопления во времени. При этом за основу модели берутся гипотетические представления о механизме процесса, которые обычно базируются на данных океанологии, гидродинамики, физической химии и других наук. Такая модель в принципе позволяет извлечь информацию об эволюции процесса слоенакопления и получить вероятностные характеристики, с помощью которых становится возможным суждение о количественных аспектах эволюции как во времени (в стратиграфической последовательности), так и в пространстве (на площади бассейна седиментации).

Многие, в основном зарубежные, геологи разрабатывают математические модели конкретных типов слоистых образований. Так, на материале верхнесилурийской свиты Салин Л. Бриггс и Г. Поллак [373] разработали модель солеродного бассейна (модель эвапоритовой седиментации). Г. Эртель и Е. Вальтон [497]

построили модель, объясняющую образование циклической слоистости в дельтах с угленакоплением. Л. Слосс [541] поставил более общую задачу — определить в конкретной форме влияние на характер слоистости важнейших факторов: количества поступающего в бассейн кластического материала, интенсивности погружения дна бассейна, скорости разноса кластического материала в зоне накопления осадков, текстурных и структурных характеристик отложенного материала. Ясно, что различные комбинации этих факторов приведут к образованию слоистости разных типов (см. гл. III).

Дж. Харбух [421, 422, 423] разработал с соавторами комплекс программ для ЭВМ на языке Фортран, позволяющих оценивать интенсивность морской седиментации и особенности формирующейся слоистости с учетом тектонических осцилляций, разноса осадочного материала вдольбереговыми течениями и т. п. Примерно с аналогичных позиций построены модели В. Крамбейном [460, 461] и Г. Флемингом [401]. Охарактеризуем более обстоятельно основные подходы к разработке вероятностных моделей слоенакопления.

Слоенакопление как марковский процесс. Большой вклад в развитие этой концепции, как мы отмечали в гл. III, внесен А. Б. Вистелиусом. Принципиальная схема построения модели, которая основывается только на определении марковского процесса, очевидна. Опираясь на представления Ф. Кюнена о формировании турбидитов, который в первом приближении трактует этот процесс как простое фракционирование осадка по седиментационным порогам согласно закону Стокса, А. Б. Вистелиус обоснованно предположил, что такой процесс является марковским. Грубо говоря, выпадение в осадок фракции фиксированной размерности в i -й момент времени определяется только размерностью фракции, выпавшей в осадок в $i - 1$ -й момент времени. Приписав затем каждому слою турбидита, а их всегда ограниченное число (например, в модели А. Б. Вистелиуса [57] — песок, алевроит, глина, размыл), определенный индекс, можно именовать слой «состоянием процесса» и подсчитать теоретические переходные вероятности от слоя состава $f_{\alpha}^{(j)}$ к слоям состава $f_{\beta}^{(j)}$, $f_{\gamma}^{(j)}$ и т. д.

Дальнейшая процедура ясна из общей схемы построения статистических вероятностных моделей. Составляется матрица эмпирических частот переходов и по критерию χ^2 сравнивается с матрицей переходных вероятностей, подсчитанных исходя из гипотетических предпосылок модели.

Таким образом, четкие геологические положения о механизме седиментации турбидитов позволяют построить строгую вероятностную модель этого процесса и проанализировать закономерности в смене слоев разного литологического состава, слагающих, например, флишевые отложения. Предполагая, что седиментация частиц происходит согласно закону Стокса, можно получить

вполне обоснованное заключение о том, что такая трактовка процесса при ее перекодировке на язык теории случайных процессов должна приводить к закономерностям в смене слоев разного состава, не противоречащим однородной цепи Маркова. Это и обнаруживается при анализе конкретного материала: 2 разреза закавказского флиша [53], разрезы палеозойского флиша Южного Урала [63], разрезы красноцветных отложений п-ова Челекен [57]. Весьма существенным для данной концепции слоенакопления является доказательство сохранения марковского характера процесса, который прерывается межслоевыми размывами [63].

В наиболее общей постановке, т. е. при предположении о неограниченном числе размытых слоев, задача восстановления общего механизма слоенакопления в терминах теории марковских процессов решена Т. С. Ривлиной [225]. Правда, утверждение автора о том, что задача решается в условиях неограниченного числа размытых слоев, становится малопонятным, если учесть, что процесс задается финальной вероятностью размыва $p_p < 1/2$. Последнее допущение в большей мере отвечает реальной ситуации. Оно равносильно предположению о том, что математическое ожидание промежуточных мощностей слоев в схеме А. Н. Колмогорова [146] положительно, т. е. $M\delta_n > 0$.

С более формальных позиций, т. е. без четких геологических предпосылок, а на основе лишь того, что любые стратифицированные отложения можно моделировать матрицей переходных вероятностей, рассматривается процесс слоенакопления в работах К. Блица и др. [367] и Д. Карра и др. [551]. Однако следует подчеркнуть, что надежное геологическое обоснование марковские модели слоенакопления имеют лишь применительно к образованию турбидитов, т. е. четко ритмичных слоистых отложений, сформированных мутьевыми потоками.

Образование других типов осадочных отложений (не турбидитного облика) схемой Ф. Кюнена [467] не описывается. Поэтому для вынесения суждений о механизме образования прочих литогенетических типов отложений требуется либо их проверка на сходство с марковским процессом эмпирическим путем (догматический подход), что, по понятным соображениям, не приносит содержательной информации, либо построение вероятностных моделей слоенакопления для каждого типа слоистости отдельно, что сопряжено со значительными трудностями и едва ли целесообразно в терминах теории процессов Маркова.

Слоенакопление как случайный процесс авторегрессионного типа. Методика построения моделей этого класса разработана К. И. Хейсканеном [324]. Это более общий, чем марковский, класс вероятностных моделей, поскольку с их помощью возможен анализ практически любых типов осадочных отложений. Исходные предпосылки, которые положены в основу модели авторегрессионного, и в частности гармонического, типа, следующие.

Процесс осадконакопления трактуется как природная динамическая система в смысле теории автоматического регулирования [219], на вход которой действуют определенные возмущения, т. е. факторы осадконакопления, преобразующиеся под действием оператора динамической системы в характеристики процесса на выходе, т. е. в определенные признаки слоистой толщи. Следовательно, такой подход позволяет решать как прямую задачу, т. е. задачу поиска оператора, преобразующего осадок, находящийся в сфере определенных условий среды, в конкретные характеристики слоистой толщи (мощности слоев, гранулометрический и вещественный состав, тип текстур и т. д.), так и обратную задачу, определяющую комплекс условий среды, которые имели место при данном операторе динамической системы.

Модели гармонического типа, разработанные К. И. Хейсканеном, позволяют выявлять определенные гармоники в колебании опробуемой характеристики и таким путем расшифровывать динамику осадконакопления (тектонические мезоциклы, циклы «средней грубости» осадка и т. д.). Утверждение К. И. Хейсканена о том, что из 4 возможных типов моделей (чисто случайный процесс, процесс скользящих средних, авторегрессионный и гармонический процессы) гармонический процесс наилучшим образом описывает работу природной динамической системы, справедливо, очевидно, для проанализированных им разрезов нижнего ятулия Центральной Карелии. Исходные геологические предпосылки, на основе которых К. И. Хейсканен [324] обосновал 4 варианта природных динамических систем слоенакопления, позволяют надеяться, что гармоническая модель не может служить универсальным оператором динамической системы.

Так, в работе В. А. Гроссгейма и С. И. Романовского [92] показано, что тип связи между мощностями слоев в разрезах карбонатного флиша (на материале большого числа разрезов двух бассейнов туронского возраста — Керкетского на Северо-Западном Кавказе и Маргалитисклде Кахетии) определяется тонким механизмом взаимодействия кордильер, поставляющих кластический материал, и расстоянием фиксированной точки накопления от береговой линии и практически не зависит от фациальной принадлежности флиша. Вкрест простирания бассейнов четко прослеживается симметричное расположение зон, характеризующихся единым типом автокорреляционных функций (эталонных коррелограмм), которые могут служить удовлетворительной аппроксимацией авторегрессионного процесса (прикордильерные зоны) и гармонического (зона, примыкающая к осевой линии трога).

Ранее А. Б. Вистелиус [54] установил, что характер связи между мощностями слоев определяется не просто колебаниями мощностей, а сменой состава слоев, но отличающихся средними мощностями, т. е. важнейшим фактором, определяющим тип связи, является литология отложений. Ею и предопределяется

аппроксимация оператора динамической системы слоенакопления, которым могут быть как гармонический, так и авторегрессионный процессы.

Слоенакопление как пуассоновский случайный процесс. Это направление в математическом моделировании слоенакопления затронуто А. В. Вихертом [64]. На основании самых общих геологических допущений, которые будут перечислены ниже, А. В. Вихерт показал, что слоенакопление для определенного типа отложений можно рассматривать как стационарный во времени поток случайных событий без последствия с распределением по показательному закону отрезком времени между двумя смежными событиями, т. е. трактовать слоенакопление как пуассоновский случайный процесс. Непротиворечивость своей модели А. В. Вихерт проверил на материале послойно описанных разрезов флишевого типа верхнего мела Малого Кавказа.

Предпосылки, на основе которых построена описываемая модель, следующие:

1) слоистость возникает вследствие смены во времени фациальных обстановок; в терминологии случайных процессов это можно трактовать как стационарный поток случайных событий;

2) фациальные обстановки отображаются в составе и мощности слоев, причем смены фациальных обстановок независимы между собой; это положение трактуется как отсутствие последствия в потоке случайных событий;

3) мощности слоев одного и того же состава пропорциональны длительности их накопления, а за геологически незначительный отрезок времени происходит не более одной смены фациальных обстановок, т. е. поток случайных событий обладает ординарностью.

Недостатки подхода А. В. Вихерта вытекают из его исходных геологических предпосылок. Эти предпосылки настолько общи, что оказываются справедливыми практически для всех генетических типов слоистости. Между тем очевидно, что лишь для единичных типов отложений, например для флишевых, а точнее, для тонкоритмичного переслаивания терригенных и терригенно-карбонатных осадков флишеподобного вида, справедлива аппроксимация распределения мощностей слоев [для флиша — подэлементов цикла (п. э. ц.)] пуассоновским законом. Естественно, что только эти отложения могут, да и то условно, трактоваться как реализации случайного процесса пуассоновского типа. Условность такой аппроксимации объясняется предположением А. В. Вихерта о независимости в сменах фациальных обстановок, которые фиксируются литологически различным типом отложений.

Слоенакопление в терминах теории прогнозирования. В терминах теории прогнозирования может быть сформулирована вероятностная модель слоенакопления, разработанная академиком А. Н. Колмогоровым [146]. Эта модель (а точнее, формальное представление процесса как траектории случайного блуждания

отрезка переменной длины на плоскости) является главной в данной работе. Поэтому изложение результатов, которые получены на ее основе, будет приведено ниже. Здесь лишь отметим, что реализация модели А. Н. Колмогорова сводится к решению интегрального уравнения, относящегося к классу интегральных уравнений Винера — Хопфа, которые далеко не всегда разрешимы общими методами. Наиболее трудоемким при получении точного решения оказывается уравнение, содержащее в ядре нормальную функцию распределения. Очевидно, это является одной из причин того, что в геологии до настоящего времени можно назвать лишь один прецедент построения модели, сводящейся к решению уравнения Винера — Хопфа, а также того, что эта модель, чрезвычайно насыщенная возможными геологическими следствиями, долгое время не находила должного применения при решении геологических задач.

«Наиболее замечательное использование уравнений Винера — Хопфа относится к случаям, когда граница между двумя разными режимами проходит во времени, а не в пространстве, т. е., иначе говоря, когда один из наших режимов представляет собой состояние... до некоторого фиксированного момента времени, а второй — ...состояние после этого момента. Особенно подходит этот аппарат для разбора некоторых аспектов теории прогнозирования...» [48, с. 139].

Интегральные уравнения Винера — Хопфа, в частности уравнение слоенакопления А. Н. Колмогорова, связывают распределение вероятностей промежуточных мощностей слоев в процессе формирования слоистой толщи (в прошлом) с распределением вероятностей окончательных мощностей слоев, являющихся реализацией процесса и наблюдаемых в реальных геологических разрезах (в будущем). Модель слоенакопления А. Н. Колмогорова можно отнести к классу динамических вероятностных моделей, так как рассматриваемое в ней состояние процесса, т. е. появление в i -й период слоеобразования «слоя» мощностью δ_i , меняется во времени. Это допускает интерпретацию полученных при реализации модели характеристик, например вероятности окончательного сохранения в разрезе слоя конечной мощности, как вероятностной меры стабильности процесса слоенакопления.

Таким образом, многообразие генетических типов слоистости соответствует, по всей вероятности, различным механизмам слоенакопления. Эти различия фиксируются прежде всего эмпирическими функциями распределения мощностей слоев, которые далеко не всегда могут удовлетворительно аппроксимироваться логарифмически-нормальным законом. Анализ чередования слоев разного состава в разрезах терригенного флиша и эмпирических функций распределения известняков и глин в ритмично построенных разрезах, строго говоря, нефлишевого типа приводит, как видим, к марковской модели слоенакопления в первом случае и пуассоновской — во втором.

Авторы рассмотренных в этой главе моделей (А. Б. Вистелиус, К. И. Хейсканен и А. В. Вихерт) опирались в своей работе на конкретный фактический материал по единичным в генетическом отношении типам отложений и, естественно, в рамках статических моделей пришли к вероятностным схемам слоенакопления разного типа.

ГЛАВА X

МОДЕЛЬ СЛОЕНАКОПЛЕНИЯ А. Н. КОЛМОГорова

ИСХОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ФОРМАЛЬНАЯ ТРАКТОВКА ПРОЦЕССА

Как было показано в предыдущей главе, существуют 2 подхода к объяснению условий формирования слоистости осадочных отложений: тектонический, с помощью которого главным образом удается реконструировать закономерности в образовании осцилляционно-миграционной слоистости, и седиментологический, дающий разумную интерпретацию условий, приводящих к формированию слоистости мутационного типа. Причем вне зависимости от того, происходит ли осадконакопление в прибрежно-морской зоне или в областях, пограничных с континентальным склоном, на абиссальных равнинах океанов или в озерных условиях, на суше в различных физико-географических обстановках или в руслах рек, выделяют 2 (во многом различных) класса процессов слоенакопления, которые мы также назовем осцилляционно-миграционным и мутационным.

Режим процесса в зависимости от условий его протекания, как правило, оказывается различным, но эти различия фиксируются чаще всего в текстурных особенностях слоев (появление косослойчатых серий, слоев с градационной слоистостью и т. п.) или в закономерностях наложения, которые отражают тектонические и гидродинамические особенности конкретного в структурно-морфологическом отношении бассейна.

Для наших целей представляет интерес выявление тех общих характеристик процесса слоенакопления, которые в равной мере укладываются в схему формирования как осцилляционно-миграционной, так и мутационной слоистости. Осцилляционно-миграционная слоистость вне зависимости от фациальных условий образуется в результате миграций береговой линии бассейна седиментации, управляемых тектоническими осцилляциями [40]. При этом предполагается, что при отрицательных движениях земной коры происходит накопление слоя фиксированного литологического состава, а при положительных — размыв. Правда, размыву в буквальном смысле может быть подвержен далеко не каждый слой, но для нас важным является сам факт сокращения

первоначально накопленной мощности слоя. И не столь существенно, происходит уменьшение мощности в результате размыва или уплотнения под действием собственной массы накапливающегося осадка.

Подчеркнем, что в каждый элементарный период слоеобразования формируется промежуточная мощность i -го слоя. Слой с номером i может быть частично или полностью размыв и спустя несколько элементарных периодов слоеобразования, но если этого не произошло, то предполагается, что в дальнейшем i -й слой не размывается и окончательно закрепляется в разрезе, т. е. процесс реализует окончательную или зафиксированную мощность слоя.

При образовании мутационной слоистости (флишевые отложения, ленточные глины и т. д.) геологическая трактовка механизма слоенакопления в рамках рассматриваемой схемы в основном не изменяется. По-прежнему кинематика процесса представляется в виде непрерывно сменяющих друг друга во времени этапов накопления и размыва слоев, а точнее, этапов накопления и последующего сокращения первоначально накопленных мощностей. Важно подчеркнуть, что при такой трактовке процесса слоенакопления принятая нами схема приложима к анализу закономерностей в наложении применительно к самым разнообразным типам стратификаций. Тот факт, что механизм собственно накопления слоя и механизм размыва определяются в конечном счете фациальными в широком смысле слова условиями и существенно различны для каждого литогенетического типа отложений, при рассмотрении данной схемы процесса роли не играет, поскольку она не предусматривает в изначальной трактовке описание конкретных характеристик механизма слоенакопления.

Лишь при реализации модели, которая в частном случае может быть сведена к оценке меры стабильности слоенакопления, различия в механизме накопления и размыва слоев при образовании генетически различных типов отложений оказываются существенными, ибо ими определяется аппроксимация распределения промежуточных мощностей слоев конкретной плотностью вероятностей.

Перейдем к формальному описанию данной кинематической схемы, для чего необходимо прежде всего определить слоенакопление как вероятностный процесс. Предварительно заметим, что вероятностную модель слоенакопления А. Н. Колмогорова [146] автор неоднократно использовал для решения разнообразных геологических задач. Поэтому в данной работе будут обстоятельно изложены только те результаты, которые получены в процессе работы над монографией. Результаты, публиковавшиеся ранее, упоминаются лишь вскользь, а связанные с ними формулы будут приведены без вывода.

Введем в рассмотрение координатное пространство $(\Delta, \mathfrak{X})$, по определению Ю. В. Прохорова и Ю. В. Розанова [217], где

$\Delta = E^T$, а множество индексов T будем трактовать как математический аналог времени. В этом пространстве заданы функции $\delta_t(h)$ — промежуточные мощности слоев. Координату δ_t в фиксированный момент времени t назовем элементарным событием. Тогда функция $\delta = \delta_t(h)$ в пространстве элементарных событий будет трактоваться как случайная величина, имеющая функцию распределения $G = p(\delta \leq h)$. Таким образом, имеем семейство случайных величин $\{\delta_t(h), t \in T\}$. Единичные

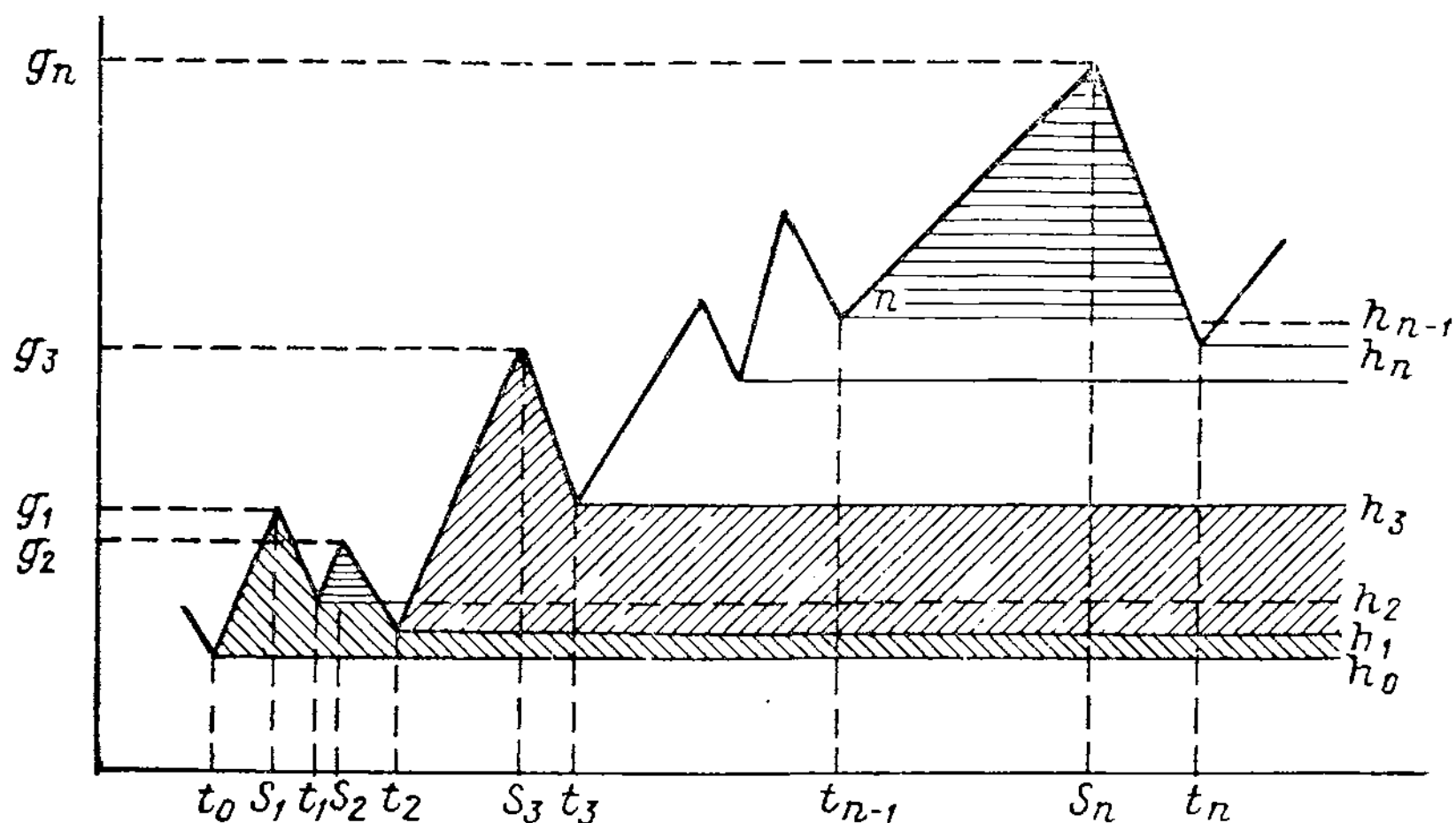


Рис. 55. Принципиальная кинематическая схема слоенакопления [146].

значения $\delta_t(h)$ в пространстве $(\Delta, \mathfrak{H})$ образуют бесконечную последовательность, в которой, как и ранее [146], случайные величины $\delta_t(h)$ предполагаются независимыми. В классификации Дж. Дуба [104] слоенакопление относится к классу случайных процессов $\{\delta_t(h), t \in T\}$ с взаимно независимыми значениями и дискретным временем. Из этого следует, что слоенакопление как случайный процесс полностью задается одномерными функциями распределения случайных величин $\delta_t(h)$, составляющих этот процесс.

Рассмотрим далее схему процесса слоенакопления (рис. 55). Для произвольного отрезка времени $[t_{i-1}, S_i]$ $\xi_i = q_i - h_{i-1}$, где ξ_i — ордината накопления за это время. Для периода $[S_i, t_i]$ $\eta_i = q_i - h_i$, где η_i — ордината размыва в отмеченном выше смысле. При любом фиксированном i в течение элементарного периода слоеобразования $t^* = t_i - t_{i-1}$ образуется слой с промежуточной мощностью $\delta_i = \xi_i - \eta_i = h_i - h_{i-1}$.

Если задавать слоенакопление семейством случайных величин $\{h_t, t \in T\}$, то будем иметь процесс с независимыми прираще-

ниями, который легко может быть сведен к процессу с взаимно независимыми значениями. Действительно,

$$\begin{aligned} h_1 &= h_0 + \delta_1; \\ h_2 &= h_0 + \delta_1 + \delta_2, \\ &\dots\dots\dots \\ h_n &= h_0 + \delta_1 + \delta_2 + \dots + \delta_n. \end{aligned}$$

Получили процесс с независимыми приращениями, а так как при $t_1 < \dots < t_n$ ($n \geq 3$) разности $h_{t_2} - h_{t_1}, \dots, h_{t_n} - h_{t_{n-1}}$ взаимно независимы (по предположению, что случайные величины $\{\delta_n\}_{n=1}^\infty$ независимы), то имеем процесс с взаимно независимыми значениями $\{\delta_t, t \in T\}$.

Сложность более точной классификации слоенакопления как вероятностного процесса определяется следующими обстоятельствами. При любом $t_n^* = t_n - t_{n-1}$ и фиксированном значении случайной величины $\xi_{t_n^*}$ промежуточная мощность $\delta_{t_n^*}$ в общем случае определяется не значением случайной величины $\eta_{t_n^*}$, а $\eta_{t_{n+r}^*}$, где $r = 0, 1, \dots, l$. Таким образом, для каждого элементарного периода слоеобразования t_n^* величина промежуточной мощности $\delta_{t_n^*}$ определяется не предшествующим состоянием (периодом t_{n-1}^*), а одним из будущих состояний процесса, т. е. ординатой размыва $\eta_{t_{n+r}^*}$ в одном из последующих периодов слоеобразования t_{n+r}^* . При t_{n+l+1}^* величина размыва η_{n+l+1}^* уже не сказывается на значении промежуточной мощности $\delta_{t_n^*}$.

Имеем случайный процесс, который может быть противопоставлен процессам марковского типа. Насколько известно автору, процессы такой структуры теорией вероятностей специально не изучались. Очевидно, что для более строгого задания слоенакопления как случайного процесса необходимо определить характер зависимости промежуточных мощностей слоев $\delta_{t_n^*}$ от будущих состояний, т. е. значений размывов в последующие элементарные периоды слоеобразования $\eta_{t_{n+r}^*}$. Однако кроме предположения о том, что лишь при конечных и не очень больших r величина $\eta_{t_{n+r}^*}$ еще сказывается на значении промежуточной мощности $\delta_{t_n^*}$, другими разумными ограничениями на $\eta_{t_{n+r}^*}$ геология не располагает. Данное же допущение объясняется геологической спецификой процесса слоенакопления, которая заключается в том, что в среднем, т. е. для достаточно больших отрезков времени, ординаты накоплений преобладают над глубинами размывов $M\delta_n > 0$, хотя ясно, что для любого конкретного периода слоеобразования t_n^* δ_n может быть и отрицательной и равной нулю.

Сделаем следующие допущения [146].

1. Случайные величины δ_n взаимно независимы и характеризуются одной и той же функцией распределения вероятностей $p(\delta_n < x) = G(x)$. Для нашей цели важно знать распределение случайных величин ξ_n , т. е. $p(\xi_n < x) = p(x)$ и η_n , т. е. $p(\eta_n < x) = Q(x)$. Тогда распределение случайной величины δ_n определяется как

$$p(\delta_n < x) = p(\xi_n - \eta_n < x) = G(x). \quad (167)$$

Процесс слоенакопления полностью задается одномерными функциями распределения $G(x)$. Это следует из свойства независимости δ_n .

2. Математическое ожидание случайных величин δ_n положительно, т. е.

$$M\delta_n = \int_{-\infty}^{\infty} x dG(x) > 0. \quad (168)$$

3. Распределение случайных величин δ_n непрерывно, т. е.

$$G(x) = \int_{-\infty}^x g(x) dx. \quad (169)$$

Далее А. Н. Колмогоров рассматривает суммы $\xi_n^{(r)} = \delta_n + \delta_{n+1} + \dots + \delta_{n+r}$, которые согласно второму допущению при неограниченном возрастании индекса r будут стремиться к $+\infty$, но при любом, зависящем от случая номере r их точные нижние грани конечны, т. е.

$$\varphi_n = \inf_{(r)} \{ \xi_n^{(0)}, \xi_n^{(1)}, \dots, \xi_n^{(r)}, \dots \}. \quad (170)$$

Таким образом, получаем последовательность случайных величин $\{\varphi_n\}$. Покажем, что φ_n действительно является случайной величиной. Если $\{\delta_n, n \geq 1\}$ образуют случайный процесс, то определение нижней грани приводит к функциям от δ_n , т. е. к $\xi_n^{(r)}$, которые также являются случайными величинами, т. е. измеримыми функциями. Так, φ_n — случайная величина, так как из равенства

$$\left\{ \inf_{(r)} |\xi_n^{(r)}(\delta)| < \lambda \right\} = \bigcup_0^{\infty} \{ |\xi_n^{(r)}(\delta)| < \lambda \} \quad (171)$$

следует, что стоящее в его левой части множество точек δ является суммой счетного числа измеримых множеств, а следовательно, и само измеримо [104].

Рассмотрим 2 возможных случая, когда происходит либо полный, либо частичный размыв слоя. Если $\varphi_n \leq 0$, то слой с номером n полностью размывается. Пусть, к примеру, $\varphi_n = 0$. Тогда

$$\varphi_n = \inf(\xi_n^{(0)}) = h_n - h_{n-1} = 0, \quad (172)$$

т. е. в момент времени $[S_n, t_n]$ размыв n -го слоя достиг кровли слоя с номером $n - 1$. Если $\varphi_n > 0$, то

$$\varphi_n = \inf (\zeta_n^{(0)}) = h_n - h_{n-1} > 0, \quad (173)$$

т. е. в соответствующий формированию n -го слоя период слоеобразования размыв не достиг кровли $n - 1$ -го слоя и от n -го слоя осталась остаточная мощность $\varphi_n > 0$. По А. Н. Колмогорову, задача сводится к вычислению вероятности последнего события $p = p(\varphi_n > 0)$ и условного распределения вероятностей при гипотезе $\varphi_n > 0$.

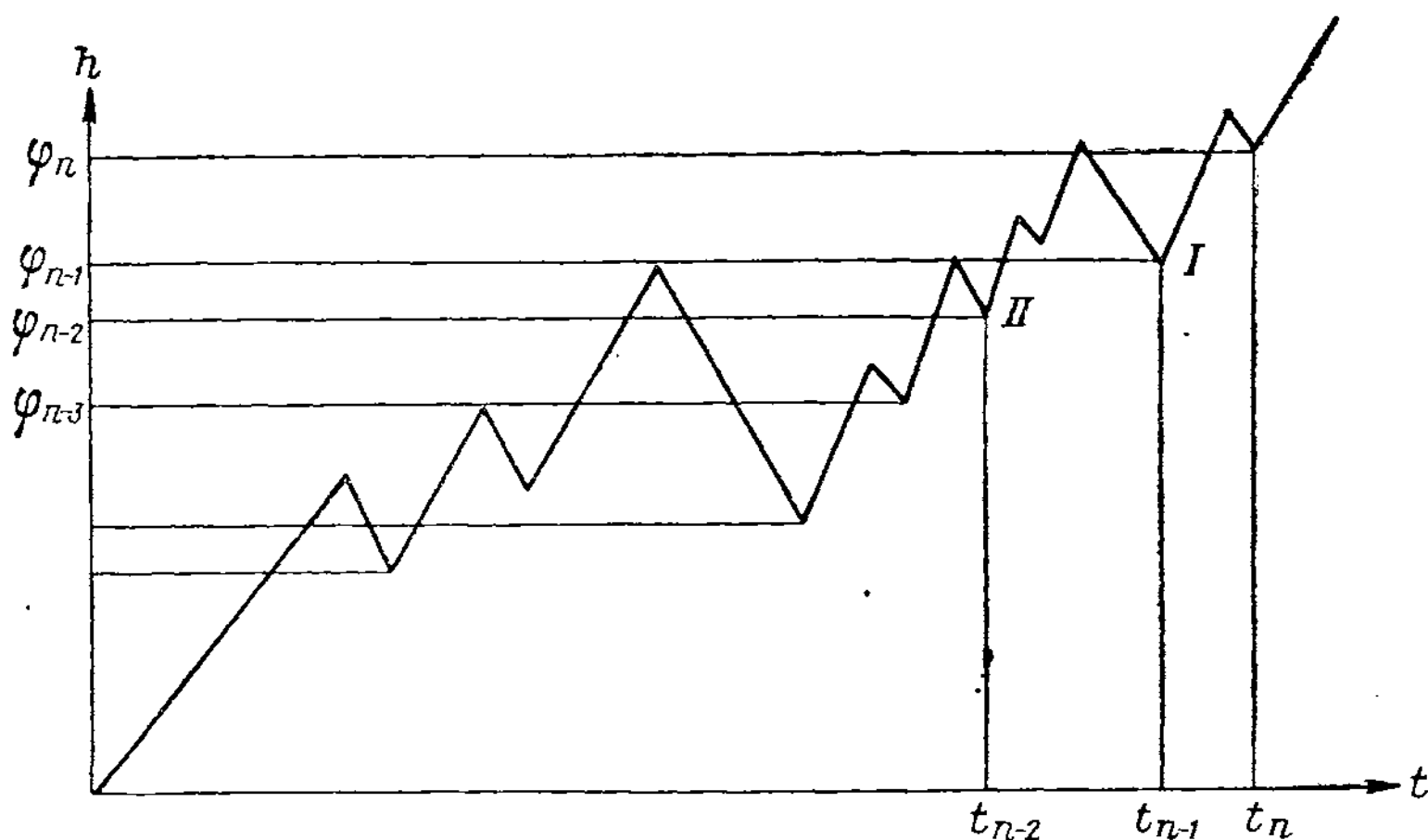


Рис. 56. Иллюстрация к доказательству независимости случайных величин φ_n .

Ранее мы считали, что из независимости промежуточных мощностей слоев δ_n еще не следует независимость окончательных мощностей φ_n . На этом основании обосновывалась связь между мощностями слоев в разрезах, которая реально фиксировалась в виде эмпирических корреляционных функций. Следующее утверждение, доказанное по нашей просьбе В. Н. Судаковым, показывает, что это положение было ошибочным.

Пусть случайные величины δ_n независимы и одинаково распределены. Тогда случайные величины φ_n также образуют последовательность независимых одинаково распределенных случайных величин.

Доказательство. Рассмотрим последовательность $\{\varphi_n\}$ в обратном порядке (рис. 56). Заметим, что если минимум траектории I явился границей 2 отрезков на оси h , т. е. высота траектории в этой точке меньше, чем любое значение для последующих элементарных периодов слоеобразования $(t_n, t_{n+1}, \dots)$, то минимум II , разделяющий два слоя окончательной мощности, получается следующим образом. Образует последовательность: $-\delta_n, -(\delta_n + \delta_{n-1}), -(\delta_n + \delta_{n-1} + \delta_{n+2}) \dots$. Пусть первый, второй, $k - 1$ -й члены этой последовательности положительны, а k -й — отрицателен.

телен. Распределение величины φ , ограниченной проекциями вершин I и II на ось h , есть распределение этой первой отрицательной суммы в последовательности: $-\delta_n, -(\delta_n + \delta_{n-1}) \dots$. Так как последующая окончательная мощность слоя φ определяется аналогично с помощью величин δ_k , не зависящих от тех, с помощью которых определялась величина окончательной мощности предыдущего слоя, то величины φ_n сами независимы (и одинаково распределены). Утверждение доказано.

Существенным недостатком рассматриваемой нами вероятностной схемы процесса слоенакопления является предположение о независимости промежуточных мощностей δ_n , так как из этого допущения согласно доказанному утверждению следует и независимость случайных величин φ_n , т. е. мощностей слоев, окончательно зафиксированных в разрезе. Однако разумной альтернативы этому допущению найти не удалось. Предположение о марковском характере слоенакопления справедливо, когда рассматривается последовательная смена в разрезе слоев фиксированного состава без учета мощностей, да и то далеко не для всех типов отложений. Для последовательности мощностей слоев (если абстрагироваться от состава пород) предпосылки, приводящие к цепи Маркова, как мы показали в начале данного раздела, не выполняются в рамках рассматриваемой вероятностной схемы процесса.

Таким образом, задача будущего — наложение ограничений на тип зависимости промежуточной мощности $\delta_{t_n^*}$ от размыва на l -м шаге, т. е. от величины $\eta_{t_{n+l}^*}$, где l не очень велико. Как заметил Дж. Дуб [104, с. 49]: «...наименование «вероятностные процессы» сохранилось за семействами (обычно бесконечными) случайных величин с некоторыми простыми взаимосвязями между величинами. Одной из основных задач является установление подходящих классов таких взаимосвязей, т. е. обнаружение новых типов вероятностных процессов, являющихся полезными или математически изящными или же вообще каким-либо образом удовлетворяющих критерию важности, применяемому исследователем».

Подробное описание модели А. Н. Колмогорова и вывод формул, используемых для расчета вероятности сохранения в разрезе слоя конечной мощности, когда $g(x)$ аппроксимируется различными функциями распределения (нормальной, рэлеевской и экспоненциальной), опубликован во многих работах [5, 6, 28, 91, 235, 238, 242, 250, 319]. Поэтому здесь мы их приведем без вывода.

В заключение отметим, что ввиду прикладного геологического характера задач, решаемых на основе вероятностной схемы слоенакопления А. Н. Колмогорова, вычислительные формулы должны быть без ущерба практически требуемой точности достаточно простыми, чтобы ими можно было легко воспользоваться как с целью исследования динамических особенностей седиментации различных стратифицированных отложений, так и для постановки других задач, связанных с тектоническим и фациальным анализом мощностей.

К вероятностным критериям стабильности слоенакопления мы относим характеристики, которые можно получить при реализации модели А. Н. Колмогорова на конкретный природный объект.

Как отмечалось, геологическая специфика слоенакопления отображается в вероятностной схеме процесса таким образом, что помимо его формальной трактовки появляется возможность оценивать ряд характеристик, отражающих динамику слоенакопления, и среди них в первую очередь вероятность «окончательного» сохранения в разрезе слоя конечной мощности p . Большое значение для развития вероятностной теории слоенакопления имеет введенная А. Н. Колмогоровым случайная величина δ_n , которую мы называем промежуточной мощностью слоя. Данное понятие важно в том отношении, что оно в строгом соответствии с вероятностью окончательного сохранения слоя позволяет поставить вопрос и вычислить как суммарную мощность размытых в процессе слоенакопления отложений, так и среднее число размытых слоев.

Поскольку предполагается, что значения промежуточных мощностей δ_n взаимно независимы и имеют один и тот же закон распределения, то вероятность окончательного сохранения n -го слоя не зависит от номера n . Это позволяет трактовать p как вероятностную характеристику направленности процесса слоенакопления и считать ее количественной мерой интенсивности седиментологического режима бассейна, фиксирующей, например, стабильность процессов осадконакопления в ходе формирования конкретной осадочной толщи.

Дадим определение стабильности процессов слоенакопления. Идеально стабильным режимом слоенакопления будем называть такой режим, который в каждый элементарный период слоеобразования фиксирует в разрезе слоя равной мощности. Это означает, что выборочная совокупность мощностей слоев при идеально стабильном режиме должна иметь дисперсию мощностей, равную нулю. Поскольку в реальных геологических разрезах дисперсия мощностей всегда отлична от нуля, то и реальные процессы слоенакопления не являются идеально стабильными. Формально идеально стабильный режим слоенакопления может быть определен через вероятность окончательного сохранения слоя p . Если $p = 1$, то процесс идеально стабильный. Отметим, что на практике мы всегда имеем дело с $\hat{p} < 1$, т. е. реальный процесс слоенакопления всегда характеризуется некоей (отличной от нуля) мерой «размыва» слоев: $1 - \hat{p} > 0$.

Введение меры размыва в сочетании с вероятностью сохранения слоя позволяет восстанавливать размытые суммарные мощности в анализируемых разрезах и строить гипотетические разрезы, т. е. такие, какие имели бы место в случае отсутствия факторов, сокращающих промежуточные мощности слоев. При этом

появляется реальная возможность построить развертку полного спектра колебательных движений земной коры, если анализу подвергается осцилляционно-миграционная слоистость. Кроме того, достаточное количество разрезов одного бассейна седиментации и палеофацциальное районирование позволяют получить количественную оценку степени устойчивости динамической системы осадконакопления в площадном масштабе для разных фацциальных зон [91], а также проследить эволюцию седиментологической обстановки во времени при наличии в разрезах синхронных пачек, различающихся стратиграфически [240].

Весь комплекс вопросов, связанных с практической реализацией вероятностной схемы слоенакопления А. Н. Колмогорова, подробно изложен в работе автора [250]. Здесь лишь отметим, что существо поставленной задачи по нахождению меры стабильности слоенакопления заключается в том, что необходимо сопоставить функции $f(x)$ и $f^*(x)$ так, чтобы они в некотором смысле (например, в смысле наименьших квадратов) наилучшим образом определялись друг другом. $f(x)$ — это нормированная на единицу функция, теоретически описывающая процесс слоенакопления, которая находится в результате решения уравнения А. Н. Колмогорова [146] при определенной плотности вероятности $g(x)$. $f^*(x)$ характеризуется гистограммой окончательных (зафиксированных) мощностей в разрезе. Поэтому задача сводится к процедуре отыскания таких значений параметров функции $f(x)$, при которых построенная функция была бы сопоставима с гистограммой наблюдаемых в разрезе мощностей слоев.

Приведем схему решения задачи для двух наиболее характерных плотностей вероятностей распределения промежуточных мощностей слоев $g(x)$.

Нормальная плотность $g(x)$. Последовательные этапы нахождения вероятности сохранения слоя следующие.

1. Построение функции $f^*(x)$, т. е. гистограммы распределения зафиксированных мощностей слоев.

2. Нахождение параметров a и σ функции $f(x)$ при ее сопоставлении с функцией $f^*(x)$. $f(x)$ задается в виде

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma} \left[\exp \left\{ -\frac{(\bar{x} - \bar{a})^2}{2} \right\} + F_1(\bar{x}) \exp \left\{ -\frac{(\bar{x} - 2\bar{a})^2}{2} \right\} + F_2(\bar{x}) \exp \left\{ -\frac{(\bar{x} - 3\bar{a})^2}{2} \right\} \right], \quad (174)$$

где $\bar{a} = a/\sigma$; $\bar{x} = x/\sigma$, x определяет положение абсциссы, при которой вычисляется конкретное значение $f(x)$, а

$$F_1(x) = \frac{1}{\sqrt{2}} \Phi \left(\frac{x \sqrt{2}}{2} \right); \quad F_2(x) = \frac{1}{2 \sqrt{3}} \Phi \left(\frac{x \sqrt{6}}{3} \right) + \frac{1}{2\pi \sqrt{3}} \int_0^{\pi/6} \exp \left(-\frac{x^2}{12 \sin^2 \varphi} \right) d\varphi, \quad (175)$$

где $\Phi(z)$ — интеграл вероятностей. Вся процедура по нахождению a и σ с заранее заданной точностью алгоритмизирована. Программа «Слой-1», составленная С. И. Романовским и А. М. Скворцовым, осуществляет перебор a и σ , которые задаются в заранее определенных диапазонах и перебираются с фиксированным шагом до получения минимальной ошибки сопоставления функций. С шагом 0,1 для a и σ программа реализуется на ЭВМ БЭСМ-4 за 58 сек.

3. В зависимости от соотношения a и σ вычисление вероятности сохранения в разрезе слоя конечной мощности по одной из формул:

$$\hat{p} = \begin{cases} 0,52 + 0,296 \frac{a}{\sigma} & \text{при } 0 < \frac{a}{\sigma} \leq 1,2; \\ 0,021 + \text{th } \frac{a}{\sigma} & \text{при } \frac{a}{\sigma} > 1,2 \end{cases} \quad (176)$$

$$\text{или } \hat{p} = 1 - \Phi(a/\sigma), \text{ когда } a/\sigma \geq 1,5. \quad (177)$$

Оценка точности расчетов $\hat{p}$ для случая, когда $g(x)$ — нормальная плотность, приведена в статье Ю. В. Адаменко и С. И. Романовского [6].

Полученные значения искомой вероятности далее интерпретируются в содержательном плане в аспекте решаемой геологической задачи. В частности, если реконструируется истинная мощность гипотетических разрезов в отмеченном выше смысле, то с учетом меры, характеризующей стабильность слоенакопления, истинная мощность анализируемого разреза восстанавливается по формуле

$$H = H^* + \frac{1 - \hat{p}}{\hat{p}} \sum_{i=1}^n h_i, \quad (178)$$

где H — мощность гипотетического разреза, или полная (суммарная) амплитуда колебаний дна бассейна седиментации за интересующий отрезок времени; H^* — наблюдаемая (анализируемая) мощность слоев в фиксированной части разреза; $\hat{p}$ — вероятность сохранения слоя; h_i — мощность i -го слоя в выборочной совокупности мощностей слоев.

Ясно, что при $\hat{p} = 1$ $H = H^*$, а с уменьшением $\hat{p}$ H превосходит H^* , т. е. реально наблюдаемую суммарную мощность слоев. Для оценки совокупной мощности размытых слоев можно воспользоваться номограммой (рис. 57).

Отметим, что помимо уже упоминавшихся советских исследователей модель слоенакопления А. Н. Колмогорова [146] для случая, когда $g(x)$ аппроксимируется законом Гаусса, использовали японские геологи И. Хаттори и С. Мизутани [426, 493].

Смещенная показательная плотность $g(x)$. Предварительно докажем общее утверждение, которое состоит в следующем. Интегральное уравнение А. Н. Колмогорова

$$S(x) = g(x) + \int_{-\infty}^0 S(x-y) g(y) dy \quad (179)$$

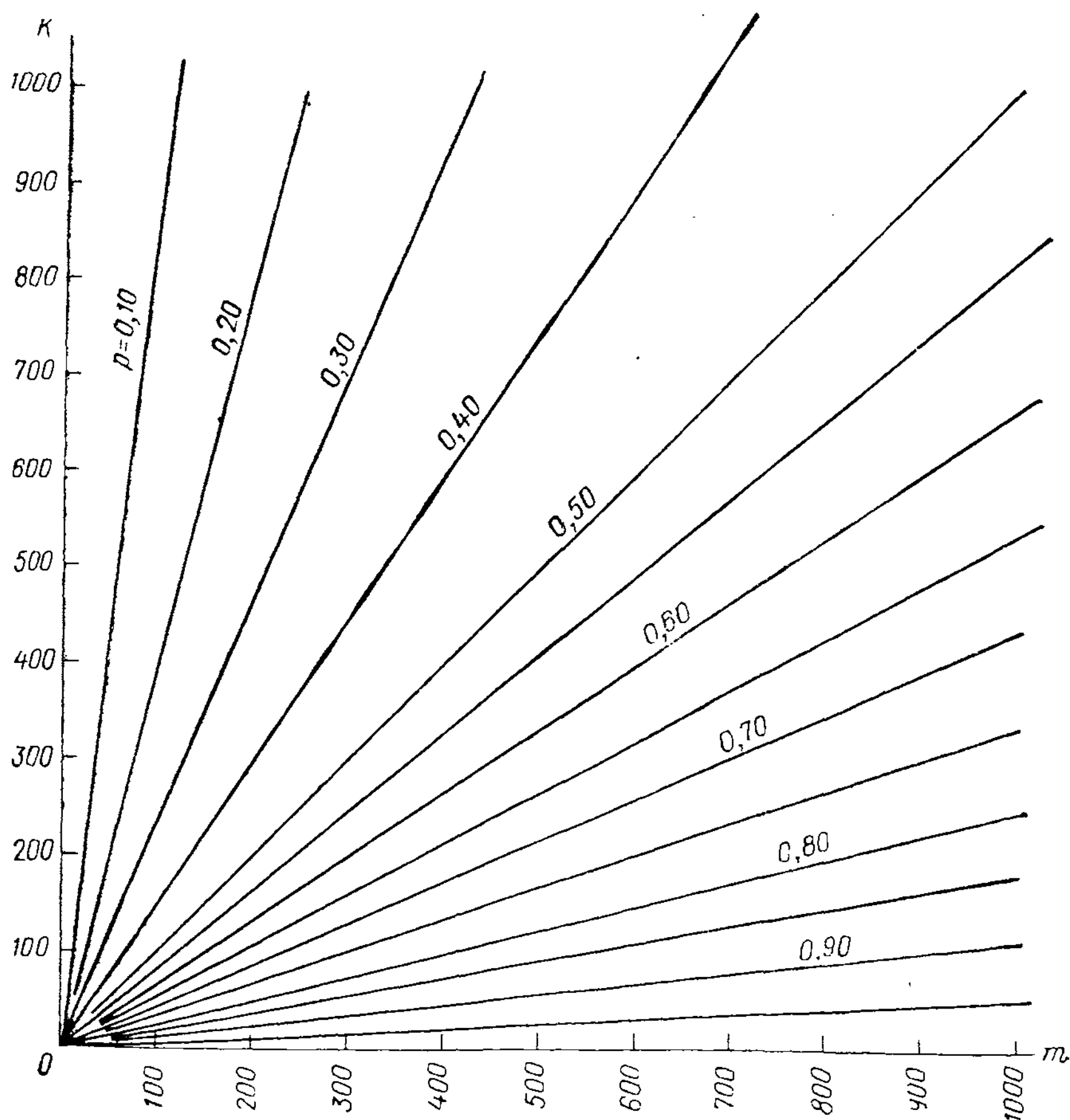


Рис. 57. Номограмма для определения числа размытых слоев (K) при данных m и p .

m — суммарное число слоев в разрезе; p — вероятность сохранения слоя.

допускает аппроксимацию плотности вероятностей промежуточных мощностей слоев $g(x)$ только функциями, область определения которых задается на интервале $(-c < x < +\infty)$, где c — либо const, либо $-\infty$.

Действительно, А. Н. Колмогоров доказал, что функция $S(x)$, генерирующая слоенакопление, является единственным решением уравнения (179), которое представимо в виде ряда

$$S(x) = \sum_{n=0}^{\infty} S_n(x), \quad (180)$$

где $S_0(x) = g(x)$, а

$$S_n(x) = \int \dots \int_{\substack{u_1 + u_2 + \dots + u_n \leq 0 \\ k=1, 2, \dots, n}} g(u_1) \dots g(u_n) g(x - u_1 - \dots - u_n) \times \\ \times du_1 \dots du_n. \quad (181)$$

Рассмотрим итерированные ядра [146]

$$K_n(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} K_1(x, z) K_{n-1}(z, y) dz, \quad (182)$$

которые определяются равенствами $K_1(x, y) = g(x - y)$ при $y \leq 0$ и $K_1(x, y) = 0$ при $y > 0$, и функции

$$S_n(x) = \int_{-\infty}^{\infty} K_n(x, y) g(y) dy \quad (183)$$

и покажем, что при использовании в качестве вероятностной модели промежуточных мощностей слоев плотностей, определенных на положительной полуоси $[0, \infty)$, вероятность окончательного сохранения слоя всегда равна единице.

Действительно, $S_0(x) = g(x)$,

$$S_1(x) = \int_{-\infty}^0 K_1(x, y) g(y) dy + \int_0^{\infty} K_1(x, y) g(y) dy. \quad (184)$$

Первый интеграл правой части (184) равен нулю, так как $g(y) \equiv 0$. Второй интеграл также равен нулю, так как $K_1(x, y) = 0$. Отсюда $S_1(x) = 0$. Аналогично $S_2(x) = 0$, $S_3(x) = 0$ и $S_n(x) = 0$. Откуда в соответствии с тем, что

$$p = 1 : \int_{-\infty}^{\infty} S(x) dx, \quad (185)$$

получаем $p = 1$, т. е. тривиальный в геологическом отношении результат.

Это ограничение значительно сужает потенциальные возможности модели А. Н. Колмогорова, так как из всех известных нам классических плотностей мы вынуждены в качестве модели $g(x)$ выбирать нормальную плотность, не всегда являющуюся разумной аппроксимацией распределения мощностей слоев.

Наиболее естественным выходом в данном случае является смещение $g(x)$, определенной на интервале $[0, \infty)$, на отрезок $[-b, 0]$, приводящее к тому, что полученная функция оказывается определенной на интервале $[-b, \infty)$ и уже может быть использована для нахождения меры стабильности слоенакопления p . Например, в работе С. И. Романовского [235] приведена формула для определения p , когда $g(x)$ представлена в виде смещенной плотности Рэлея, т. е. функции вида

$$g(x) = \begin{cases} \frac{(x+b)}{\sigma^2} \exp \left\{ -\frac{(x+b)^2}{2\sigma^2} \right\} & \text{при } -b < x < \infty; \\ 0 & \text{при } -\infty < x \leq -b. \end{cases} \quad (186)$$

Как известно, функция распределения Рэлея может быть получена из схемы, в которой один из факторов через определенные промежутки времени резко увеличивает свое влияние на механизм процесса, после чего его течение стабилизируется. Затем данное явление повторяется и т. д. Применительно к слоенакоплению можно представить периодически резкое увеличение привноса осадочного материала в бассейн, значительное изменение гидродинамической активности среды, увеличение интенсивности прогибания дна бассейна седиментации и т. д. Безотносительно к каждой конкретной из перечисленных причин данному механизму слоенакопления должна отвечать функция распределения вероятностей промежуточных мощностей слоев, имеющая вид резко асимметричной кривой.

Рассмотрим случай, когда $g(x)$ аппроксимируется смещенной показательной плотностью, т. е. функцией вида

$$g(x) = a \exp \{ -a(x+b) \} \quad (-b \leq x < \infty). \quad (187)$$

Ранее мы уже отмечали, что экспоненциальная функция распределения мощностей слоев применительно к накоплению турбидитов устанавливается теоретически и подтверждается большим количеством эмпирических данных (см. гл. V).

Вычисляя последовательно 3 первых члена ряда (180), получим

$$S(x) = a \exp \{ -a(x+b) \} [1 + \dots + a^n b^n \exp(-nab)]. \quad (188)$$

С учетом того, что выражение в скобках есть бесконечно убывающая геометрическая прогрессия, запишем

$$S(x) = g(x) / (1 - ab \exp(-ab)). \quad (189)$$

Или, имея в виду (185), найдем, что вероятность сохранения слоя может быть вычислена по формуле

$$p = 1 - t \exp(-t), \quad (190)$$

где $t = ab$.

Таким образом, хотя исходная функция $g(x)$ являлась двухпараметрической, вероятность сохранения слоя оказывается зависимой только от одного параметра t . p достигает максимального значения, равного единице, при $t \rightarrow 0$ и асимптотически стремится к единице при $t \rightarrow \infty$. Практические расчеты по формуле (190) показали, что уже при $t = 6$ вероятность сохранения слоя $p \approx 1$. При $t = 1$ функция (190) имеет минимум. В этой точке $p = 0,63$. Таким образом, реально возможные значения вероятности сохранения слоя, вычисленные по формуле (190), заключены в пределах $(0,63 \leq p \leq 1)$.

Резюмируя отметим, что по прошествии более чем 20 лет со времени публикации модель А. Н. Колмогорова начинает постепенно завоевывать «геологические умы», поскольку она является чуть ли не единственным пока примером строгой математической модели геологического явления, что, в свою очередь, открывает богатые перспективы ее использования для решения самых разнообразных геологических задач, часть из которых будет описана в данной работе.

ОЦЕНКА СТАБИЛЬНОСТИ ПРОЦЕССОВ ФЛИШЕНАКОПЛЕНИЯ

Флишевая формация является наилучшим объектом для приложения вероятностной схемы слоенакопления А. Н. Колмогорова с целью оценки статистических характеристик процесса флишевой седиментации и в первую очередь вероятности сохранения в разрезе слоя (цикла) конечной мощности, являющейся, как уже отмечалось, вероятностной мерой стабильности процессов флишевого седиментогенеза. Предлагаемый в данной работе фактический материал по туронскому карбонатному флишу Северо-Западного и Центрального Кавказа явился в свое время объектом специального исследования автора [91, 92, 250]. Поэтому в данном случае мы ограничимся лишь краткими сведениями из упомянутых работ.

Карбонатный флиш Северо-Западного и Центрального Кавказа. Туронский карбонатный флиш изучался на примере двух бассейнов — Керкетского на Северо-Западном Кавказе и Маргалитисклде Кахетии. Флиш керкетской свиты представлен 17 разрезами, свиты Маргалитисклде — 15. В обеих свитах флиш подразделяется на 3 литофации: грубый флиш, нормальный флиш и субфлиш [87, 88]. Элементарный флишевый цикл включает 2 элемента цикла (э. ц.), которые, в свою очередь, подразделяются на 2 подэлемента цикла (п. э. ц.).

Iа п. э. ц. представлен конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, нередко с известковистым цементом. Сортировка зерен плохая, но гранулометрический уровень отчетливо понижается к кровле слоя. В текстурном отношении грубозернистые песчаники чаще ровнослойчатые. На нижней поверхности Iа п. э. ц. наблюдаются язычковые и валиковые гиероглифы [89].

Iб п. э. ц. составляют известковистые песчаники. Терригенный материал отмечается в виде зерен известняка, кварца и обломков пород, причем рас-

пространен он неравномерно. Текстуры известковистых песчаников косо-
слойчатые, реже ровнослойчатые.

IIa п. э. ц. — известняки. Для грубого флиша характерна примесь
алевритового материала. Известняки светлоокрашенные (керкетская свита)
и пестрой окраски — от белесоватой до красноватой (свита Маргалитисклде).
В. А. Гроссгейм [88] указывает на наличие фукоидов в кровле IIa п. э. ц.

IIб п. э. ц. представлен известковистыми глинами серого и зеленовато-
серого цвета, неяснослоистыми. В разрезах литофации грубого флиша не-
редко отмечается примесь алевритового материала.

Что касается III э. ц., то в том виде, как его определяет
Н. Б. Вассоевич [36], он в разрезах обеих свит не отмечается.

Одной из характерных особенностей флишевой литофации
является часто наблюдаемое отсутствие Ia п. э. ц. Циклы зачастую
начинаются с Ib п. э. ц. и имеют вид Ib → IIa → IIб. Для суб-
флиша столь же характерно отсутствие Ia п. э. ц. и распростра-
нение Ib п. э. ц. в виде известковистого алеврита и алевропелита.
В пределах свиты Маргалитисклде субфлишевая литофация не
выделяется.

Расчет вероятности сохранения в разрезе цикла конечной
мощности осуществлялся по описанной выше методике. Распре-
деление промежуточных мощностей слоев аппроксимировалось
нормальным законом $N(a, \sigma)$. Все необходимые для расчетов
исходные данные, а также вся иллюстративная графика и та-
блицы опубликованы в монографии автора [250].

Наиболее низкие значения $\bar{p}$ и соответственно максимальный
процент размытых циклов отмечаются для разрезов грубого
флиша керкетской свиты (разрез по р. Гремучей: $\bar{p} = 0,68$ и $\lambda =$
 $= 47\%$; разрез Каменистая щель: $\bar{p} = 0,72$ и $\lambda = 39\%$). Лито-
фация флиша характеризуется более высокими значениями вероят-
ности «окончательного» сохранения цикла от $\bar{p} = 0,69$ (разрез
по р. Пезуапсе) до $\bar{p} = 0,94$ (разрез Цусквадже, южное крыло).
Наконец, наиболее стабильный режим фиксируется в зоне суб-
флишевой литофации (разрез по р. Ольдеви: $\bar{p} = 0,85$ и $\lambda = 18\%$;
разрез по р. Идоумес: $\bar{p} = 0,95$ и $\lambda = 5\%$).

Более наглядно эта закономерность выявляется при сравнении
средних значений вычисленных характеристик, по которым
строится своеобразный ряд стабильности динамической системы
флишенакпления: грубый флиш ($\bar{p}_{\text{ср}} = 0,70$ и $\lambda_{\text{ср}} = 43\%$) →
→ флиш ($\bar{p}_{\text{ср}} = 0,81$ и $\lambda_{\text{ср}} = 24\%$) → субфлиш ($\bar{p}_{\text{ср}} = 0,92$ и
 $\lambda_{\text{ср}} = 9\%$).

На рис. 58 и 59 приведены карты стабильности режима флише-
накопления в керкетском бассейне и бассейне Маргалитисклде.
В пределах керкетского трога можно выделить как бы 2 зоны
наиболее стабильного режима. Одна соответствует предполага-
емой осевой линии трога (изолиния $\bar{p} = 0,90$), другая смещается
в сторону северной кордильеры, Большекавказской суши, т. е.
в полосу развития субфлишевой литофации. Как уже отмечалось,

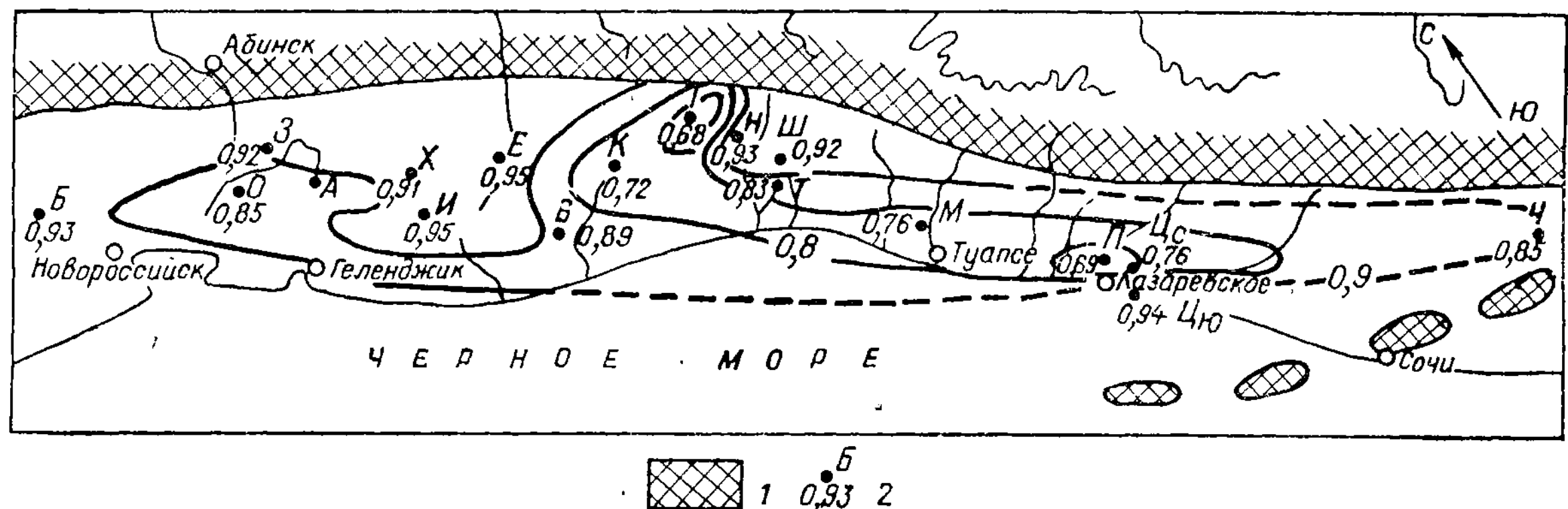


Рис. 58. Карта стабильности флишенакпления в керкетском бассейне [91].

1 — предполагаемая суша; 2 — индексы разрезов и численные значения р. Разрезы: Б — хутор Горный, О — р. Ольдеви, З — г. Шизе, А — р. Михале, Х — гора Тхаб, И — р. Идоумес, В — Архипо-Осиповка, К — Каменистая щель, Г — приток р. Гремучей, Н — балка Могулова, Ш — р. Напосошок, Т — р. Ту, М — р. Туапсе, П — р. Псезуапсе, Ц_с и Ц_ю — р. Цусквадже, Ч — р. Чвежинсе.

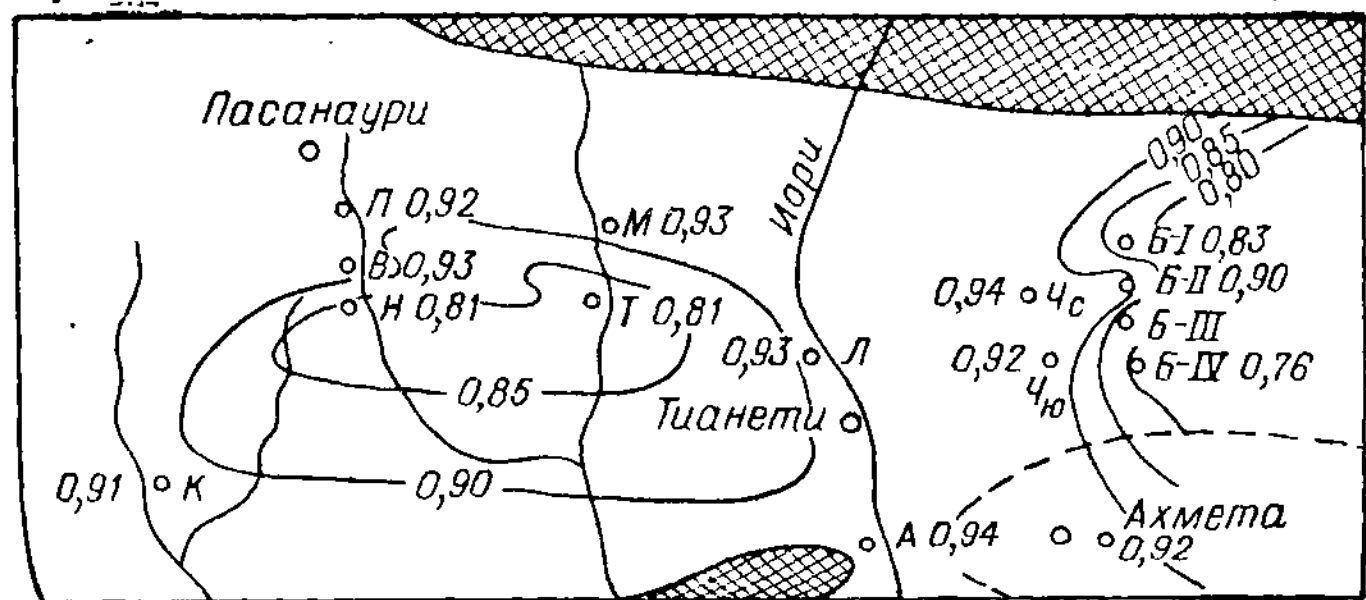


Рис. 59. Карта стабильности флишенакпления в бассейне Маргалитисклде [91].

Разрезы: А — Алоти, Б — р. Бодал-Хеви, Н — Анаури, В — Бичаанткари, Л — Лишо, М — Магаро, Т — Тваливи, Ч_с и Ч_ю — Чар-тала, О — Орвили, К — Ксани, П — Пасанаури.

принципиальные различия между субфлишевой и флишевой лито-
фациями заключаются в повсеместном отсутствии Ia п. э. ц. в стро-
ении цикла субфлиша. В остальном различия сводятся лишь
к количественным соотношениям п. э. ц. Поэтому установление
резких границ между фациальными зонами в отношении стабиль-
ности процессов флишенакпления представляется принци-
пальным.

В трогe Маргалитисклде карбонатный флиш формировался
в исключительно стабильных условиях, практически полностью
исключавших возможность межсловых (внутриформационных)
размывов, несмотря на резкую в то же время дифференциацию
циклов по мощностям. Численные значения средней вероятности
сохранения цикла изменяются в узких пределах ($0,76 \leq \bar{p}_{\text{ср}} \leq$
 $\leq 0,94$).

Полученные результаты полностью согласуются с исследова-
ниями В. А. Гроссгейма [88] по литологической изменчивости
туронского флиша Кахетии. Он установил, что максимальное
количество алевроитового материала фиксируется в центральной
части бассейна (42,9%) и постепенно снижается к прикордильер-
ным зонам. Еще более четкая тенденция наблюдается в распре-
делении глинистых частиц. В образцах из разрезов осевой части
трога отмечено почти 100%-ное присутствие глинистых фракций
(98%).

Следовательно, в осевой части трогa существовал такой режим
формирования флиша, при котором за фиксированный отрезок
времени, равный суммарной продолжительности образования
циклов в синхронной пачке, реализовалось наибольшее по срав-
нению с другими частями бассейна число циклов, характеризу-
ющихся в то же время максимальным содержанием тонкодисперс-
ного материала. Естественно допустить, что безотносительно
к конкретизации механизма такого процесса он должен быть
прежде всего исключительно устойчивым по отношению к факто-
рам размыва. Действительно, вероятность сохранения цикла
по данным разрезов Бичаанткари, Лишо и Чартала достигает
максимальной величины ($\bar{p} = 0,92 \div 0,94$) именно в центральной
зоне бассейна (см. рис. 59). В этой же зоне отмечается самый
низкий процент размыва циклов флиша — от 6 (разрез Чартала)
до 8% (разрез Бичаанткари).

С. Л. Афанасьев [250] другими методами установил, что в осе-
вой части трогa внутриформационные размывы отличаются не-
значительной глубиной (0,01—0,5 м) и встречаются чрезвычайно
редко ($\leq 1\%$). Как видим, это положение полностью согласуется
с нашими результатами, отличаясь лишь численным значением
меры размыва. Очевидно, его можно считать общим для осевых
зон бассейнов седиментации трогового типа. По крайней мере для
туронских бассейнов Северо-Западного и Центрального Кавказа
этот вывод справедлив.

Терригенный флиш таврической формации Крыма. Для иллюстрации второй схемы расчета меры стабильности процессов слоенакопления, когда $g(x)$ аппроксимируется экспоненциальной функцией распределения, нами выбраны разрезы терригенного флиша таврической серии. Действительно, на рис. 60 отчетливо видно, что экспоненциальный закон наилучшим образом приближает эмпирические распределения мощностей слоев (п. э. ц.), слагающих элементарные флишевые циклы терригенного флиша.

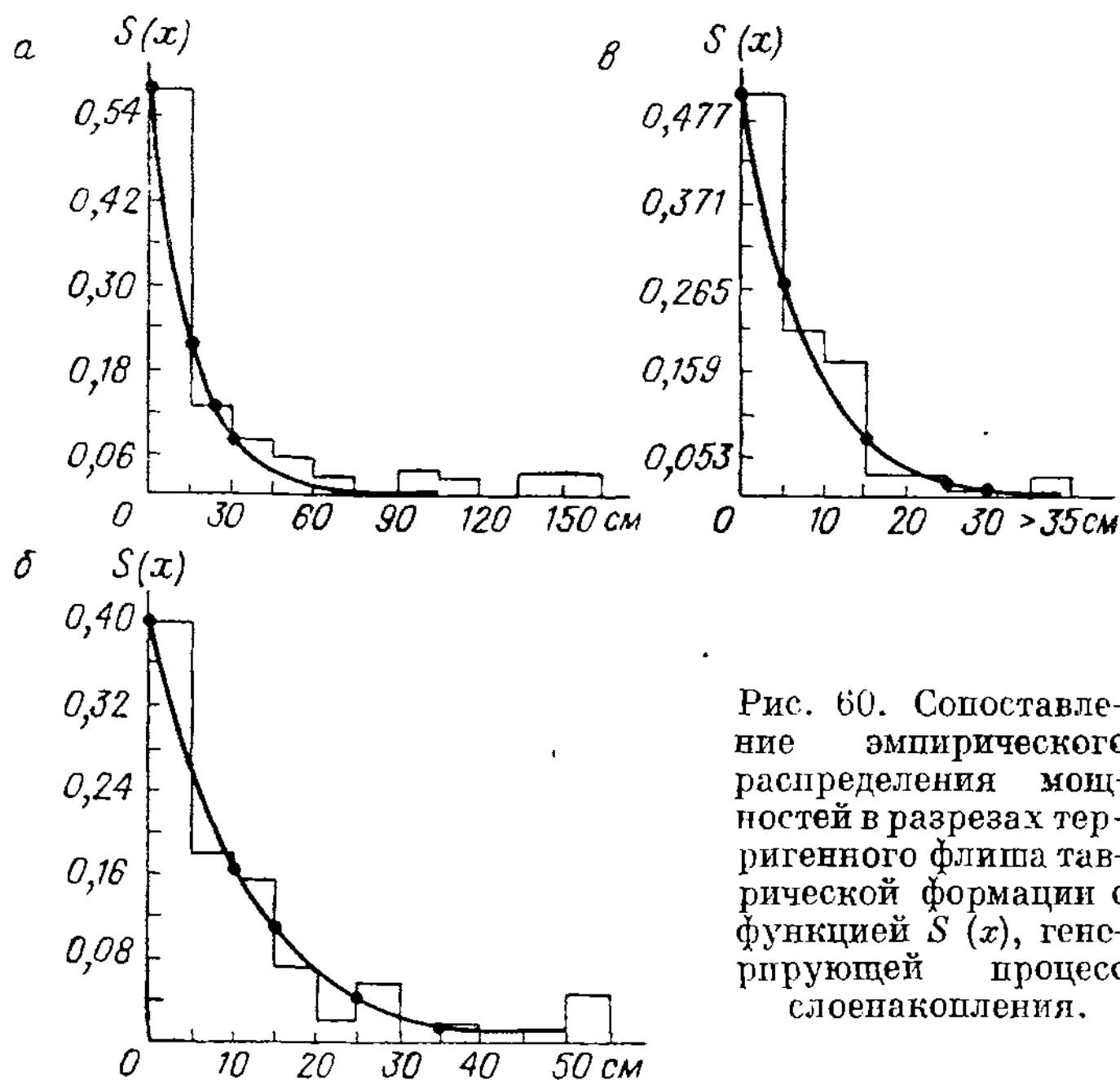


Рис. 60. Сопоставление эмпирического распределения мощностей в разрезах терригенного флиша таврической формации с функцией $S(x)$, генерирующей процесс слоенакопления.

Ранее было установлено [174], что в пределах таврической серии выделяются 5 литофаций флиша, имеющих наиболее четкие отличия: песчаный, нормальный, аргиллитовый, алевролит-аргиллитовый флиш и флишоидные отложения. Эти литофации флиша различаются главным образом по литологическим признакам. По средним мощностям элементов цикла четких различий не устанавливается.

В табл. 16 приведены данные расчетов вероятности окончательного сохранения слоя для 3 разрезов таврической серии.

Данные табл. 16 убедительно показывают, что все 3 выделенные литофации флиша формировались в условиях резкой дифференциации гидродинамических и тектонических процессов, предопределившей возможность значительных внутриформационных размывов. Следы размывов отчетливо фиксируются в основании цикла (подошвы слоев песчаника и алевролита). Кроме того, на нижней поверхности первого элемента цикла в разрезах вы-

ТАБЛИЦА 16

Расчет вероятности сохранения слоя

Разрезы	Тип флиша	Число слоев в выборке	Параметры функции $S(x)$		Вероятность сохранения слоя p
			a	b	
1	Аргиллитовый	244	1	1	0,63
5	Нормальный	370	0,65	1	0,66
4	Песчаный	231	0,45	1	0,71

деленных литофаций, как правило, отмечаются механоглифы, размеры которых пропорциональны зернистости пород [174]. Все это является прямым доказательством того, что флиш таврической серии формировался в бассейне с активным гидродинамическим режимом, в равной мере оказывавшим воздействие на образование мощностей элементов цикла в разрезах всех выделяемых типов флиша.

Действительно, вероятность сохранения слоя в разрезах аргиллитового, нормального и песчаного флиша практически не меняется. Можно зафиксировать лишь плавный переход от аргиллитового флиша ($p = 0,63$) через нормальный флиш ($p = 0,66$) к песчаному ($p = 0,71$). Но эти различия скорее относятся к точности замеров мощностей, чем к реальным различиям в механизме образования песчаного, нормального и аргиллитового флиша. Н. В. Логвиненко и др. [174] установили, что распределение литофаций в пределах трога в общем не противоречит классической схеме. Вблизи кордильеры прослеживается зона песчаного флиша, которая к центру трога сменяется аргиллитовым флишем.

Средняя мощность цикла нормального флиша равна 12, песчаного 24 и аргиллитового 22 см. Довольно высокое значение средней мощности цикла аргиллитового флиша, практически равное средней мощности цикла песчаного флиша, может свидетельствовать о незначительном влиянии расстояния от кордильеры на формирование мощности флишевого цикла. Логично в этом случае предположить, что решающее влияние на флишеобразование оказывают мутьевые (суспензионные) потоки. Возможность спонтанного движения мутьевых потоков [250] может удовлетворительно объяснить строгую ритмичность чередования отдельных элементов флишевого многослоя, ибо в противном случае правильная ритмичность флиша должна строго соответствовать такой же периодичности в проявлении, например, сейсмической активности, которая многими исследователями рассматривается как возможный источник мутьевых потоков. Такая правильная периодичность сейсмических толчков на протяжении значительного временного интервала (десятки и сотни тысяч лет) является, вообще говоря, маловероятной.

Таким образом, если допустить, что формирование циклоа аргиллитового флиша, наиболее удаленного от кордильеры, происходит под действием мутьевых потоков, то становится ясной возможность накопления крупных циклов на значительном расстоянии от береговой линии и на больших глубинах.

В заключение отметим, что в работе И. Г. Хановича и А. И. Айнемера [319] в качестве иллюстрации расчетов вероятности сохранения слоя были использованы те же разрезы таврической флишевой формации. Однако вследствие того, что они аппроксимировали распределение последовательности мощностей слоев (элементов цикла) нормальным законом, ими получены иные значения вероятности сохранения слоя. В итоге И. Г. Ханович и А. И. Айнемер были вынуждены при интерпретации результатов прибегнуть к устаревшей схеме флишеобразования, согласно которой аргиллитовый тип флиша формируется под влиянием колебательных движений земной коры малой частоты и амплитуды, а образование нормального флиша обязано колебательным движениям значительных частот и амплитуд.

ГЛАВА XI

ВРЕМЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОЦЕССА СЛОЕНАКОПЛЕНИЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ «ВРЕМЕНИ» ФОРМИРОВАНИЯ ВЫДЕЛЕННОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА, ИЛИ «ВРЕМЯ» ВЫХОДА ПРОЦЕССА НА ФИКСИРОВАННЫЙ УРОВЕНЬ N

Для завершения теоретических разработок, связанных с исследованием вероятностной структуры слоенакопления, необходимо рассмотреть ряд вопросов, касающихся временных характеристик процесса. Иначе говоря, если при получении вероятностных критериев динамики слоенакопления изучалась проекция траектории процесса на ось мощностей [146], то при решении задач, касающихся оценки длительности протекания процесса, будет рассмотрена проекция траектории на ось времени (см. рис. 55).

Будем решать следующую задачу. Процесс слоенакопления, как и ранее, представляется в виде неограниченного во времени чередования этапов накопления и последующего сокращения промежуточных мощностей слоев. Предполагаем, что процесс протекает с единичной скоростью *. Требуется установить меру,

* Строго говоря, этого предположения можно было бы и не делать, а ввести некие функции скорости: $v(\xi_n)$ на этапе накопления промежуточной мощности и $v(\eta_n)$ на этапе ее последующего сокращения, которые не повлияли бы на принципиальный ход решения задачи. Однако, учитывая, что тем самым были бы введены 2 дополнительные характеристики процесса,

оценивающую продолжительность (в смысле условного времени) * формирования произвольной выборочной совокупности слоев. Если δ_n назвать «шагом процесса», то в другой терминологии требуется оценить число шагов, за которое траектория процесса слоенакопления выйдет на фиксированный заранее уровень N .

Для решения задачи необходимо знать функции распределения ординат ξ_n и η_n . В гл. V было показано, что если накопление мощности единичного слоя безотносительно к функции механизма процесса осуществляется по схеме конечных разностей, то случайная величина $\xi_n^{(0)}$ (как крайний член вариационного ряда) имеет асимптотически показательную плотность распределения с параметром λ . Кроме того, там же было установлено, что применительно ко многим типам стратифицированных осадочных образований, накопление которых происходит «одноактно», т. е. как бы из единых порций поступивших в зону аккумуляции осадков, распределение мощностей слоев также подчиняется экспоненциальному закону.

Таким образом, ординаты накопления ξ_n промежуточной мощности δ_n независимо от номера n распределены по показательному закону с плотностью

$$f_1(\xi) = \lambda \exp(-\lambda\xi), \quad \xi \geq 0. \quad (191)$$

Для ординат размыва η_n также независимо от номера n плотность вероятностей имеет вид

$$f_2(\eta) = \mu \exp(-\mu\eta), \quad \eta \geq 0. \quad (192)$$

Из постановки задачи ясно, что

$$\sum_{k=1}^m \xi_k - \sum_{k=1}^m \eta_k = N, \quad (193)$$

и задача сводится к отысканию m , при котором выполняется равенство (193). В первом приближении оценку для m будем находить из условия

$$M\delta_m = N. \quad (194)$$

Так как $\delta_k = \xi_k - \eta_k$ для $k = 1, \dots, m$, то с учетом формул (191) и (192) найдем

$$M\delta_k = \frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\mu},$$

восстановить которые применительно к каждой промежуточной мощности δ_n принципиально невозможно, мы решили рассматривать единичную скорость процесса.

* Близкая по смыслу задача, сформулированная в иных терминах, известна в теории вероятностей под названием «задача о пауке Роберта Бруса» [363].

$$m \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\mu} \right) = N.$$

Отсюда

$$m = N / \left(\frac{1}{\lambda} - \frac{1}{\mu} \right). \quad (195)$$

Поскольку $M\delta_n > 0$ [146], то очевидно, что $\mu > \lambda$; а так как $\mu > \lambda$, то $1/\lambda - 1/\mu > 0$ и $m \geq N$. Результат вполне естественный, если учесть, что в дискретном варианте модели А. Н. Колмогорова m — это промежуточные мощности слоев, которые могут оказаться равными N , т. е. фиксированному заранее числу слоев в анализируемой выборке, только в случае, когда вероятность сохранения в разрезе слоя конечной мощности p в точности равна единице. При этом $m = N$.

Для каждой промежуточной мощности δ_n «время» ее образования при условии, что процесс слоенакопления протекает с единичной скоростью, определяется через случайную величину $t_n = \xi_n + \eta_n$. Так как распределения ξ и η заданы, то распределение случайной величины t найдем как свертку этих распределений по формуле

$$g(t) = \int_0^{\infty} f_1(\xi) f_2(t - \xi) d\xi. \quad (196)$$

Имеем

$$g(t) = \begin{cases} \frac{\lambda\mu}{\mu - \lambda} (e^{-\lambda t} - e^{-\mu t}) & \text{при } t > 0; \\ 0 & \text{при } t \leq 0. \end{cases} \quad (197)$$

Так как случайные величины ξ_k и η_k взаимно независимы, то распределения $\xi = \sum_{k=1}^m \xi_k$ и $\eta = \sum_{k=1}^m \eta_k$ определим как m -кратную свертку распределений $f_1(\xi_k)$ и $f_2(\eta_k)$, $k = \overline{1, m}$. Согласно теореме Феллера [304, т. 2, с. 23] эти распределения будут иметь вид

$$p(\xi) = \frac{\lambda^m \xi^{m-1}}{(m-1)!} e^{-\lambda \xi}; \quad p(\eta) = \frac{\mu^m \eta^{m-1}}{(m-1)!} e^{-\mu \eta}. \quad (198)$$

Введем в рассмотрение новые случайные величины

$$t_m = \sum_{k=1}^m \xi_k + \sum_{k=1}^m \eta_k \quad \text{и} \quad \delta_m = \sum_{k=1}^m \xi_k - \sum_{k=1}^m \eta_k$$

и найдем плотность их совместного распределения $p_m(t_m, \delta_m)$. Предварительно, используя независимость случайных величин ξ и η , запишем

$$p(\xi, \eta) = \begin{cases} \frac{\lambda^m \mu^m \xi^{m-1} \eta^{m-1}}{[(m-1)!]^2} e^{-\lambda \xi - \mu \eta} & \text{при } \xi \geq 0; \\ 0 & \text{в остальных квадрантах.} \end{cases} \quad \text{при } \eta \geq 0; \quad (199)$$

В конечном итоге нам требуется найти распределение времени, в течение которого траектория процесса выходит на уровень N , с тем чтобы, используя найденное распределение, оценить «среднее время» формирования выборочной совокупности из N слоев. Так как в рассматриваемой вероятностной схеме слоенакопления задается однородный процесс, протекающий с единичной скоростью, то, очевидно, искомое время с ростом N должно изменяться по закону, близкому к линейной функции от N .

Итак, ищем распределение $\sum_{k=1}^m t_k$ при условии, что $\sum_{k=1}^m \delta_k = N$. В выражении (199) перейдем к новым переменным по формулам

$$t_m = \xi + \eta; \quad \delta_m = \xi - \eta. \quad \text{Следовательно, } \xi = \frac{\delta_m + t_m}{2};$$

$$\eta = \frac{t_m - \delta_m}{2}.$$

Якобиан преобразования $|J| = 0,5$. Тогда в координатах $\{t_m, \delta_m\}$ плотность совместного распределения $p(\xi, \eta)$ примет вид

$$p_m(t_m, \delta_m) = \frac{1}{2^{m-1}} \frac{\lambda^m \mu^m (t_m^2 - \delta_m^2)^{m-1}}{[(m-1)!]^2} \exp \left\{ -\frac{1}{2} [(\lambda + \mu) t_m + (\lambda - \mu) \delta_m] \right\}. \quad (200)$$

Носитель плотности $p_m(t_m, \delta_m)$ показан на рис. 61. Искомая плотность распределения времени, которое процесс слоенакопления затратил, чтобы выйти на уровень N , определится следующим образом:

$$g_m(N) = \int_0^\infty p_m(t_m, N) dt_m. \quad (201)$$

На основе принципа максимального правдоподобия заключаем, что искомое количество шагов m , за которые процесс слоенакопления выходит на уровень N , может быть определено из условия

$$\max_{(m)} \int_0^\infty p_m(t_m, N) dt_m. \quad (202)$$

Таким образом, поставленная задача в принципе решена. По формуле (202) определяется «среднее время» выхода траектории процесса на фиксированный уровень, поскольку в предположении о единичной скорости слоенакопления в схеме А. Н. Колмогорова такие понятия, как «число шагов процесса» и «время выхода процесса на определенный уровень за какое-то число шагов», совпадают.

Полученное принципиальное решение задачи в виде формулы (202) хотя и обладает достаточной строгостью, но неудобно в практическом отношении. Действительно, несложными преобразованиями формула (202) может быть приведена к виду

$$J_{m-1} = \frac{A}{B^{2m-1}} \sum_{k=0}^{m-1} (-1)^k C_{m-1}^k (2m-2k-2)! (NB)^{2k}, \quad (203)$$

где

$$A = \frac{\lambda^m \mu^m}{2^{m-1} [(m-1)!]^2} \exp \left\{ -\frac{1}{2} (\lambda + \mu) N \right\}; \quad B = \frac{1}{2} (\lambda + \mu),$$

который, как можно видеть, не облегчает задачу нахождения m из условия максимума J_{m-1} . Помимо этого, неизвестными остаются величины μ и λ , для численного задания которых информации явно недостаточно. Все это вынуждает нас пренебречь некоторой строгостью в решении и остановиться на другом варианте, который базируется на связи m с вероятностью сохранения слоя. Такой подход обеспечивает и своеобразную «стыковку»

данной интерпретации кинематической схемы слоепакопления с ее изначальной трактовкой А. Н. Колмогоровым [146].

Рассмотрим прежде всего геологическую постановку задачи. Многие задачи стратиграфии и тектоники сводятся к сопоставлению разрезов осадочных толщ и выявлению на этой основе частей разрезов (свит, подсвит и т. д.), образовавшихся за один и тот же промежуток времени. Иначе говоря, в разрезах выделяются так называемые синхроничные горизонты, корреляция которых приводит к синхронизации стратиграфических единиц. Если в выделенных таким путем пачках их основание и кровля имеют смысл маркирующих горизонтов, то задача сопоставления решается

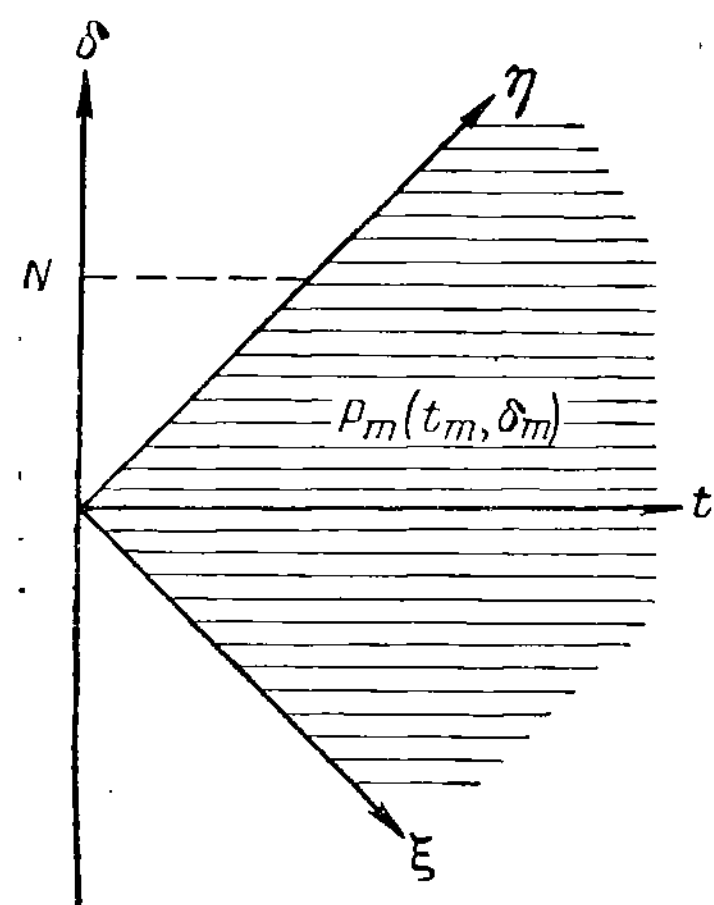


Рис. 61. Носитель плотности $p_m(t_m, \delta_m)$.

однозначно. Однако и в этом случае говорить о синхронизации во временном аспекте, строго говоря, нельзя, поскольку стратиграфическая синхронизация лишь в частности может соответствовать временной синхронизации. Более сложными представляются случаи, когда основание или кровля пачки слоев однозначно не закреплены в сопоставляемых разрезах. Тогда задача корреляции решается неоднозначно. Осложняет сопоставление также отсутствие фауны. В этом случае контролем могут служить либо детальный литологический анализ отложений, либо тонкие геохимические методы, которые позволяют достаточно уверенно «следить» за изменениями условий осадконакопления.

Таким образом, сопоставление фаунистически не охарактеризованных разрезов одного бассейна седиментации, но находящихся на относительном удалении друг от друга представляет чрезвычайно сложную и чаще всего однозначно неразрешимую задачу. Причем наиболее затруднительно сопоставление «слой в слой» (коннекция), поскольку нередко в этом случае сопоставляются разные части разрезов, а выделить одну из границ коррелируемого участка не всегда представляется возможным. Послойная корреляция вообще имеет смысл только в пределах синхронных пачек. Поэтому и в данном случае мы пришли к необходимости постановки задачи синхронизации выделенных пачек слоев.

В недавно опубликованной работе Ю. С. Салин [264, с. 27] справедливо заметил, что для любых геологических тел, применительно к которым решается задача синхронизации, они сами или некоторые их свойства представляются как реализации вполне определенных геологических процессов. «Эти процессы устанавливаются теоретическим путем либо путем изучения современных процессов и выбора из них таких, которые приводят к аналогичным результатам; модель выбранного процесса анализируется с целью выделения событий, происходивших одновременно».

Поставим теперь задачу синхронизации формально [240]. Имеем 2 разреза A и B , в пределах которых выделены 2 конечных множества слоев $X^{(A)}$ и $X^{(B)}$. Назовем подмножества этих множеств, т. е. $X_k^{(A)} \in X^{(A)}$ и $X_l^{(B)} \in X^{(B)}$ синхронными частями разрезов A и B , если $M(t)_{x_k^{(A)}} = M(t)_{x_l^{(B)}}$. Другими словами, 2 части разрезов A и B будем считать синхронными, если время их образования в смысле математического ожидания совпадает. Из данного определения с очевидностью вытекает и постановка задачи, которую нам надо решать. Требуется оценить и сравнить между собой условную длительность формирования выделенных заранее пачек слоев.

Как уже отмечалось, из соотношения (195) следует, что m , т. е. промежуточные мощности слоев, могут оказаться равными N в том и только в том случае, когда вероятность сохранения слоя в разрезе p в точности равна единице. При этом, естественно, полагается, что при реализации искомой характеристики m на природный объект гипотетический уровень N заменяется на вполне конкретную величину, равную либо числу, либо мощности выделенной в разрезе пачки слоев. Отсюда и связь $m = f(p, N)$. Ранее было показано [235], что вероятность сохранения слоя может быть представлена на основе классического подхода к исчислению вероятностей

$$p = \frac{N}{N+k}, \quad (204)$$

где N — количество слоев, сохранившихся в разрезе за фиксированное число элементарных периодов слоеобразования,

а k — число слоев, размытых в процессе осадконакопления за то же число периодов. Видим, что $m = N + k$, или с учетом (204)

$$m = \frac{N}{\hat{p}}. \quad \hat{p} = \frac{1}{m} \quad m = N \quad (205)$$

Формула (205) является основной расчетной формулой для оценки условной «продолжительности» (пока «продолжительность» не в смысле времени) образования фиксированной совокупности слоев N .

Для придания выражению (205) действительно смысла «времени» необходимо учесть скорость осадконакопления $\tilde{v}$. Тогда

$$t = \frac{H}{\hat{p}\tilde{v}}. \quad (206)$$

Здесь $H = \sum_{i=1}^N h_i$ — мощность отложений. Видим, что без учета вероятности сохранения слоя $\hat{p}$ время образования фиксированной части разреза, вычисленное традиционным путем, всегда оказывается заниженным и тем больше, чем больше $\hat{p}$ отличается от единицы.

Скорость осадконакопления понимается в данном случае в смысле скорости аккумуляции. Поэтому для каждого типа пород, слагающих анализируемый разрез, эта величина будет различной. С учетом этого замечания выражение (206) следует записать в виде

$$t = \frac{1}{\hat{p}} \left(\frac{1}{v_1} \sum_{i=1}^k h_i + \frac{1}{v_2} \sum_{j=1}^l h_j + \dots + \frac{1}{v_m} \sum_{s=1}^n h_s \right). \quad (207)$$

Ясно, что $k + l + r + \dots + n = N$, а $\tilde{v} = (1/N^*) (v_1 + v_2 + \dots + v_m)$; где N^* — число литологических разностей пород, фиксируемых в исследуемом разрезе.

Для практической реализации выражения (207) требуются сведения о скоростях осадконакопления применительно к различным типам пород, которые, как известно, резко варьируют в зависимости от палеогеографической обстановки осадконакопления, от гипсометрических отметок дна бассейна и т. п. Кое-какие данные на этот счет предоставляет океанология, исследующая, в частности, скорости накопления осадков в различных географических и соответственно климатических зонах Мирового океана. Однако надо иметь в виду, что океанологи изучают осадки, образующиеся по схеме «частица за частицей», когда исключаются паузы в накоплении осадков. В тех же случаях, когда слоистость геологического разреза интерпретируется как мутационная, т. е. образующаяся на фоне значительных пауз в седиментации, данные по скоростям современного осадконакопления неприменимы, поскольку полученные при этом цифры времени оказываются всегда

резко заниженными, а оценить степень занижения принципиально невозможно.

Для приближенных же оценок времени формирования фиксированной совокупности слоев, когда известны H и $\bar{p}$, а скорость аккумуляции берется как средняя цифра для данного типа пород (если есть основания отнести данный разрез к определенной

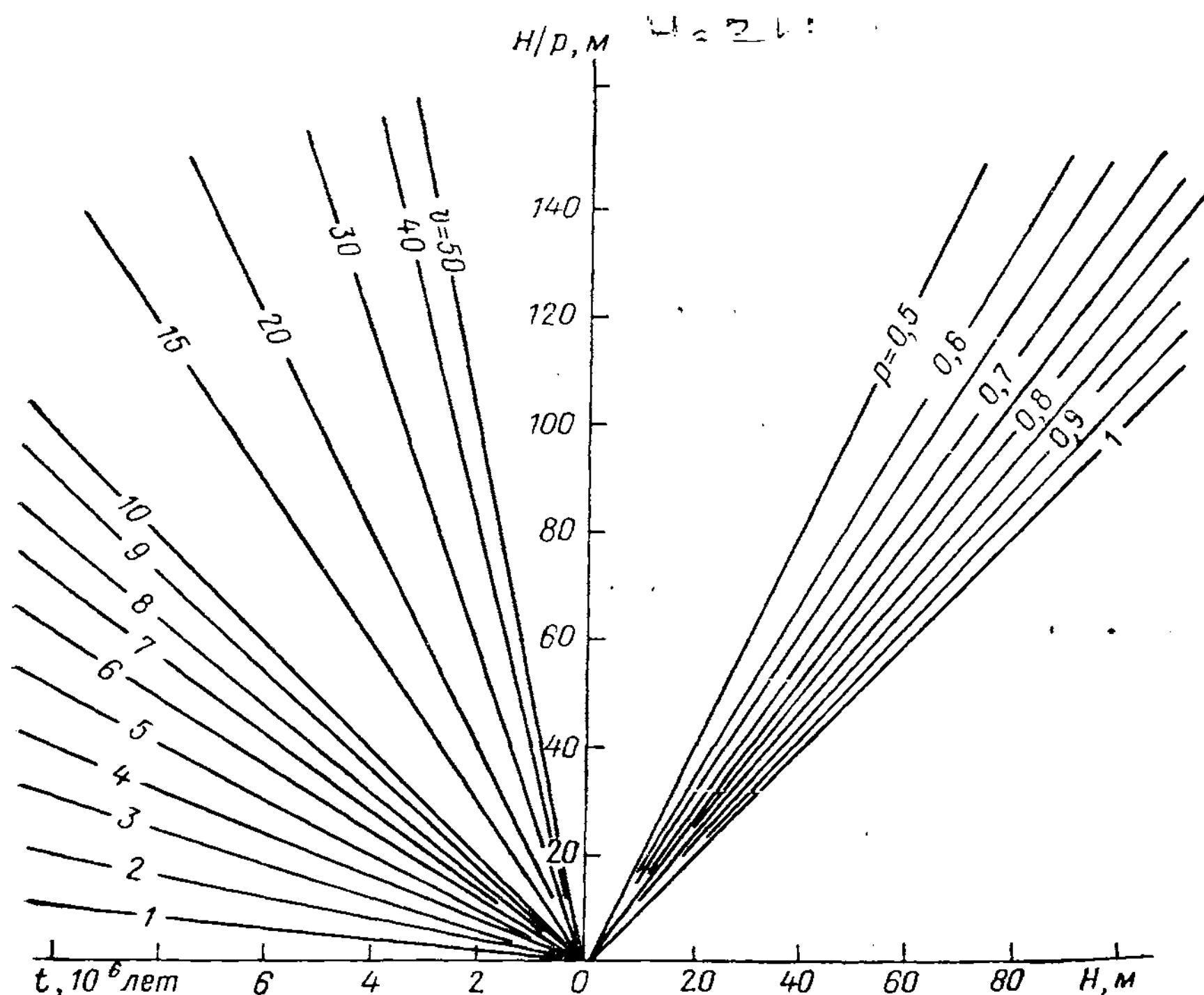


Рис. 62. Номограмма для оценки времени формирования выборки слоев мощностью H .

глубине бассейна), можно воспользоваться формулой (207) или номограммой, составленной нами по этой формуле (рис. 62).

Весь комплекс вопросов, связанных с оценкой скоростей осадконакопления как в современных условиях, так и применительно к разрезам прошлых геологических эпох, будет освещен в следующей главе работы. Здесь же мы остановимся на методике оценки «времени» формирования выборочных пачек слоев, синхронизированных в пределах бассейна седиментации другими методами. Таким образом, эта задача является своего рода практической апробацией предлагаемого подхода.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УСЛОВНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЕЗОВ КАРБОНАТНОГО ФЛИША КЕРКЕТСКОЙ СВИТЫ

Специфика решаемых нами задач по определению относительной продолжительности формирования фиксированной пачки слоев предъявляет к исходному фактическому материалу определенные требования. Во-первых, анализируемая пачка должна быть представлена достаточным для аппроксимации конкретной функцией распределения числом слоев. Во-вторых, желательно, чтобы для всех сравниваемых разрезов эта аппроксимация была неизменной (с точностью до параметров распределения), чтобы исключить влияние расчетных ошибок, которые неизбежно появляются, когда оцениваемая величина распределена неодинаково в каждой из сравниваемых выборок. В-третьих, для большинства из анализируемых разрезов выделенная пачка слоев должна удовлетворять требованиям синхронности формирования, что для флиша легко устанавливается коннекцией разрезов. Всем этим требованиям в полной мере удовлетворяют флишевые отложения.

Единственная оговорка, которую необходимо сделать, заключается в следующем. Флишевая формация чаще всего образуется в условиях глубокого моря (каньоны и желоба Мирового океана) и представляет собой классический пример мутационной слоистости [250]. Для нее же, как мы установили, характерны значительные паузы в седиментации. Поэтому при использовании для решения поставленной задачи разрезов флиша мы не имеем возможности определить время формирования фиксированной пачки слоев в прямом смысле этого слова, а можем лишь оценить условное «время», не имеющее привычную размерность времени.

Для апробации предложенной методики были выбраны разрезы туронского карбонатного флиша керкетской свиты Северо-Западного Кавказа, которые детально изучены В. А. Гроссгеймом [87]. Им же проведен фациальный анализ флиша керкетской свиты и в пределах каждого разреза выделена коннекцией синхронная пачка, которая в основании отсчитывается от ананурского горизонта силицитов — маркирующего для керкетских отложений в туронский век. Полностью в каждом из 18 отснятых разрезов синхронную пачку выделить не удалось. В некоторых из них она как бы «зависает», т. е. не прослеживаются либо кровля, либо основание синхронной пачки. В связи с этим для оценки условной длительности формирования фиксированной выборки слоев нами были взяты 13 разрезов, в которых уверенно выделяется 5-метровая пачка слоев (подэлементов цикла), отсчитываемых от основания более крупной синхронной пачки, которая зафиксирована ранее В. А. Гроссгеймом.

Керкетский трог в туронское время представлял собой вытянутый в общекавказском направлении бассейн, который прослеживается в настоящее время по простиранию на 250 км. Ширина

трога колеблется от 30 до 50 км. С севера трог граничил с Большекавказской сушей, с юга отделялся цепью островов (кордильерой) от смежного геосинклинального бассейна седиментации, где в это же время шло накопление осадков нефлишевого типа. На западе, в районе Туапсе, и на юго-востоке, в районе кордильеры хр. Ахцу, трог в субмеридиональном направлении пересекался двумя глубинными разломами, которые зародились в доюрское время и в течение всего позднего мела активно влияли на ход осадконакопления, определяя специфический характер седиментации в пределах керкетского трога [250].

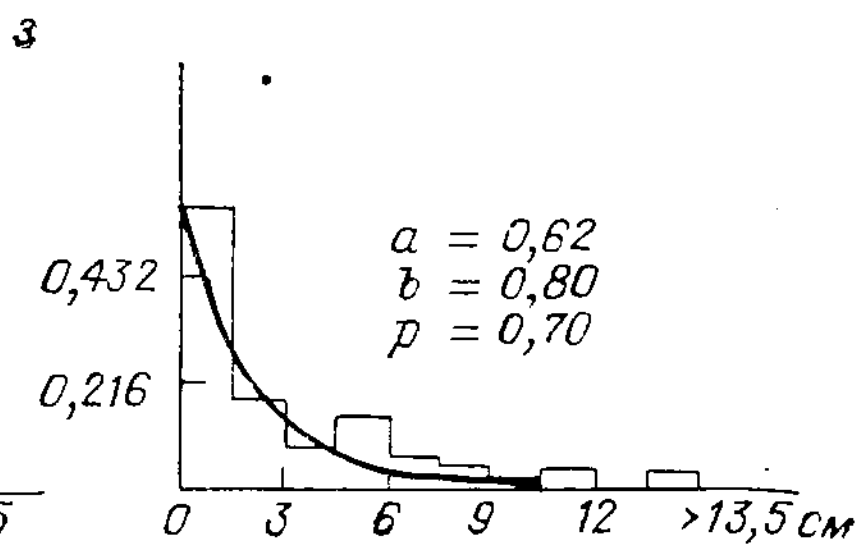
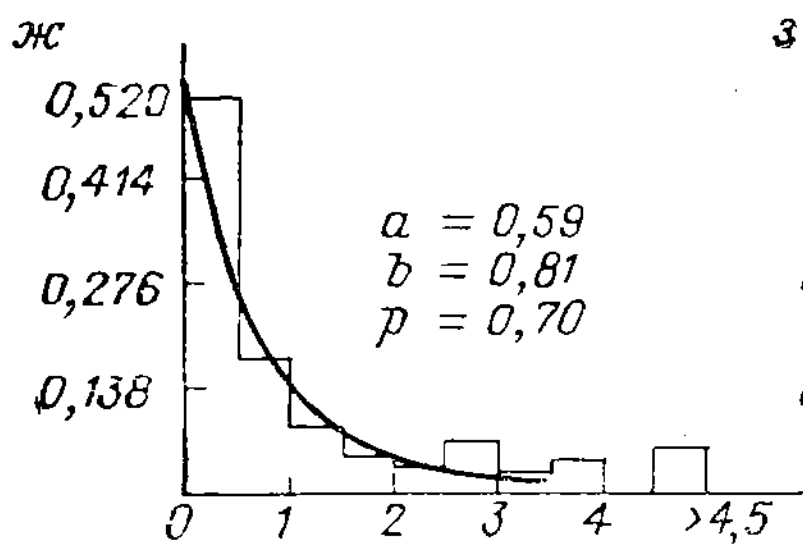
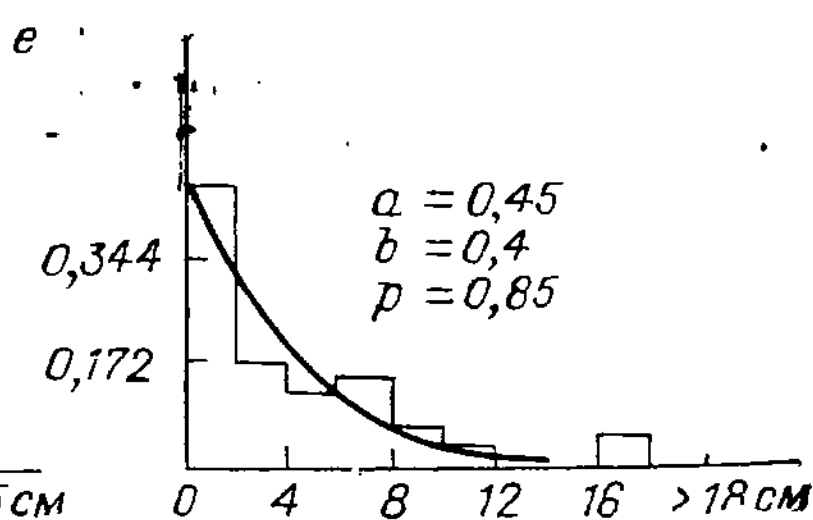
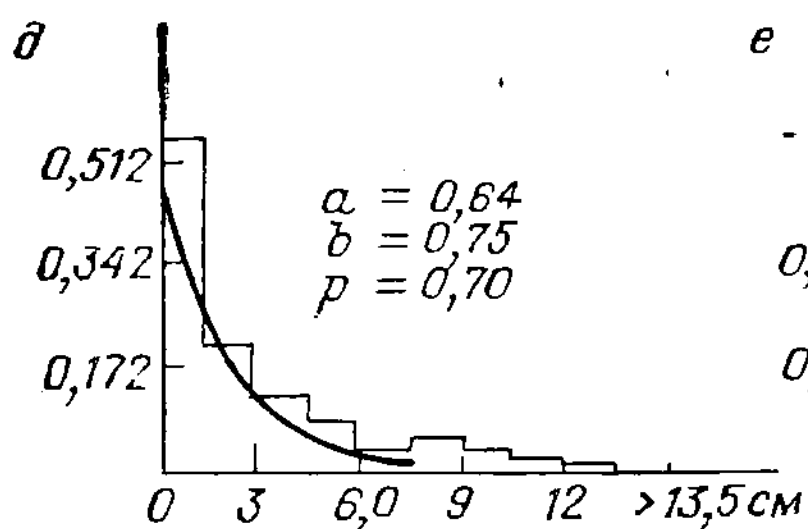
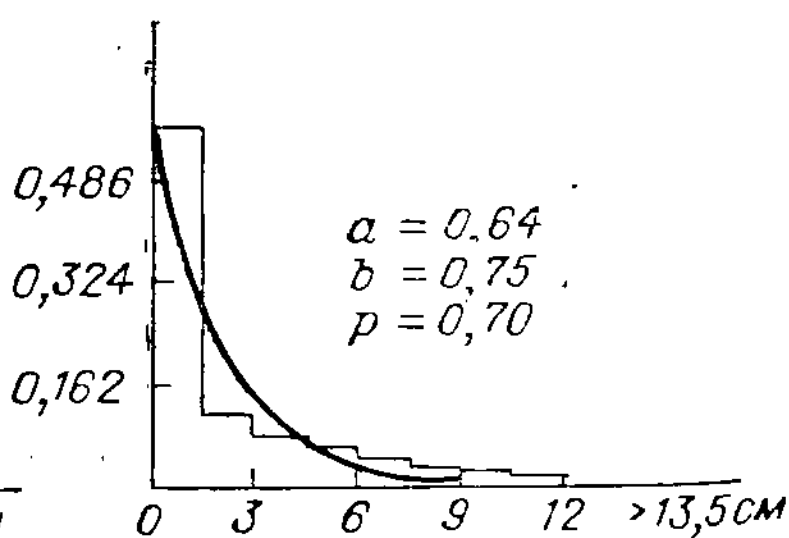
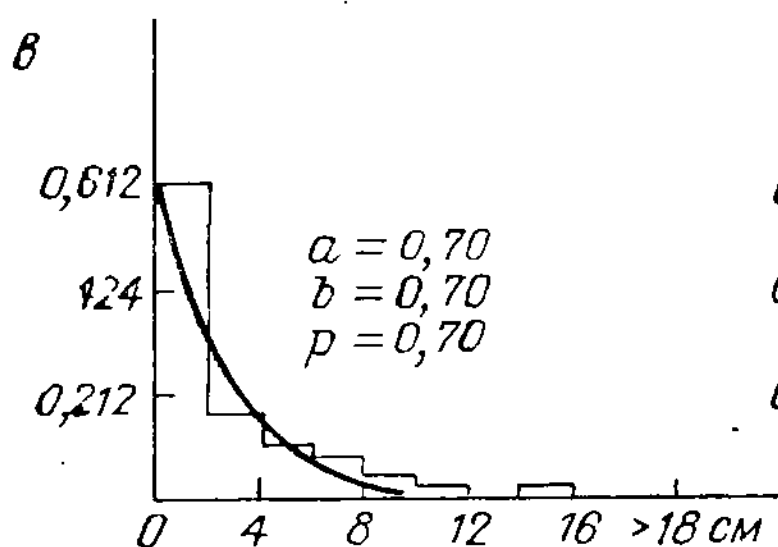
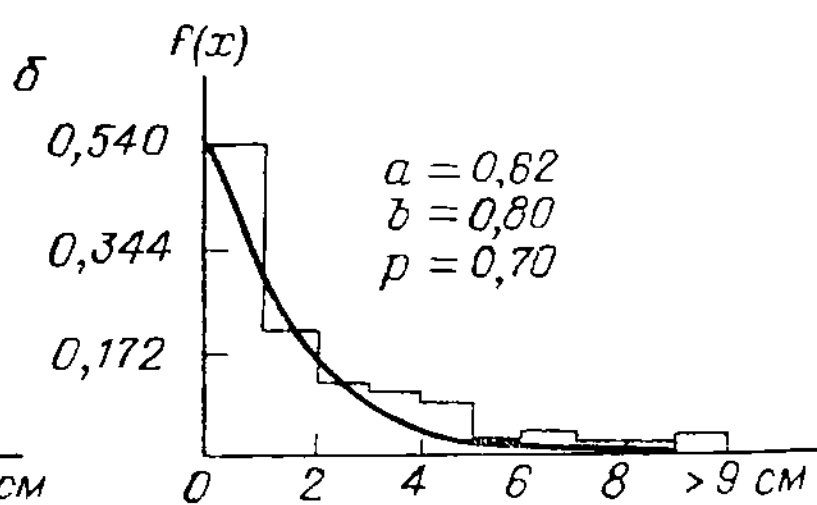
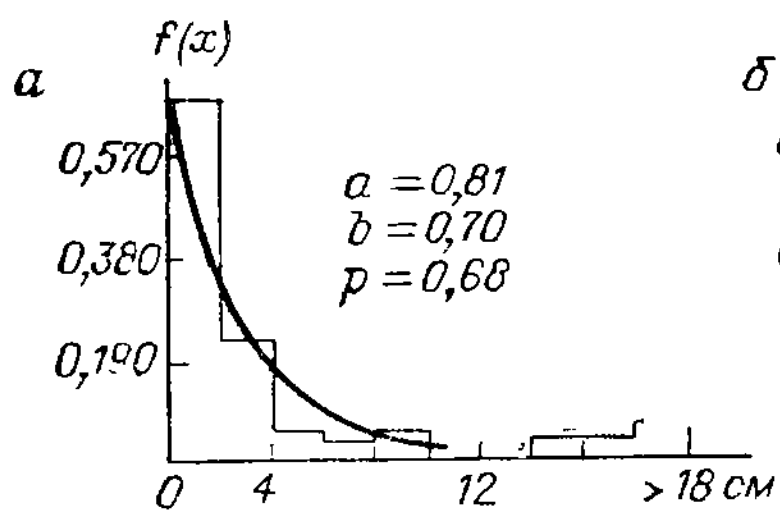
В данной работе в нашу задачу не входит выявление условий флишенакпления, поскольку эти вопросы на материале 2 бассейнов туронского возраста (керкетского и Маргалитисклде) уже рассмотрены ранее [87, 88, 250]. Описание же литологии анализируемых разрезов, которое необходимо для понимания интерпретации результатов, полученных при решении обсуждаемой задачи, приведено в гл. X.

Общий структурный план прогибов (трогов) и поднятий (кордильер), который оформился в сеномане, в туронское время сохранился, что обеспечило формирование довольно мощной (до 100 м и более) толщи карбонатного флиша керкетской свиты. В туроне существовали два частных прогиба — Новороссийский и Лазаревский, которые лишь в кампанский век объединились в единый бассейн трогового типа.

Источниками сноса обломочного материала в течение формирования флишевых отложений керкетской свиты служили, с одной стороны, продолжение кордильеры Ахцу (южная кордильера), а с другой — Дефановское внутреннее поднятие, вблизи которого шло формирование грубого флиша [87]. Относительно северного ограничения флишевого трога (центральное поднятие Большого Кавказа) В. А. Гроссгейм [87] считает, что оно поставляло обломочный материал в незначительном количестве.

В каждом из 13 отснятых разрезов 3 флишевых фаций, как уже отмечалось, нами выделена 5-метровая пачка слоев и для каждого разреза построена гистограмма распределения мощностей слоев (рис. 63). Из гистограмм видно, что наиболее вероятной функцией, аппроксимирующей эти эмпирические распределения, является экспоненциальный закон, поскольку наибольшее число слоев всегда попадает в первый разряд группировки, что свидетельствует о наибольшей частоте встречаемости в пределах выборки слоев наименьшей мощности.

На том же рис. 63 показаны кривые $f(x)$ и значения параметров a и b функции $S(x)$, генерирующей, по А. Н. Колмогорову, процесс слоенакопления в случае, когда промежуточные мощности распределены по экспоненциальному закону. Все эти данные необходимы, чтобы оценить m , т. е. число шагов, за которое траектория процесса слоенакопления выйдет на фиксированный уровень N . $m = f(N, a, b)$ или $m = \tilde{f}(N, p, \bar{x})$, где p — вероятность



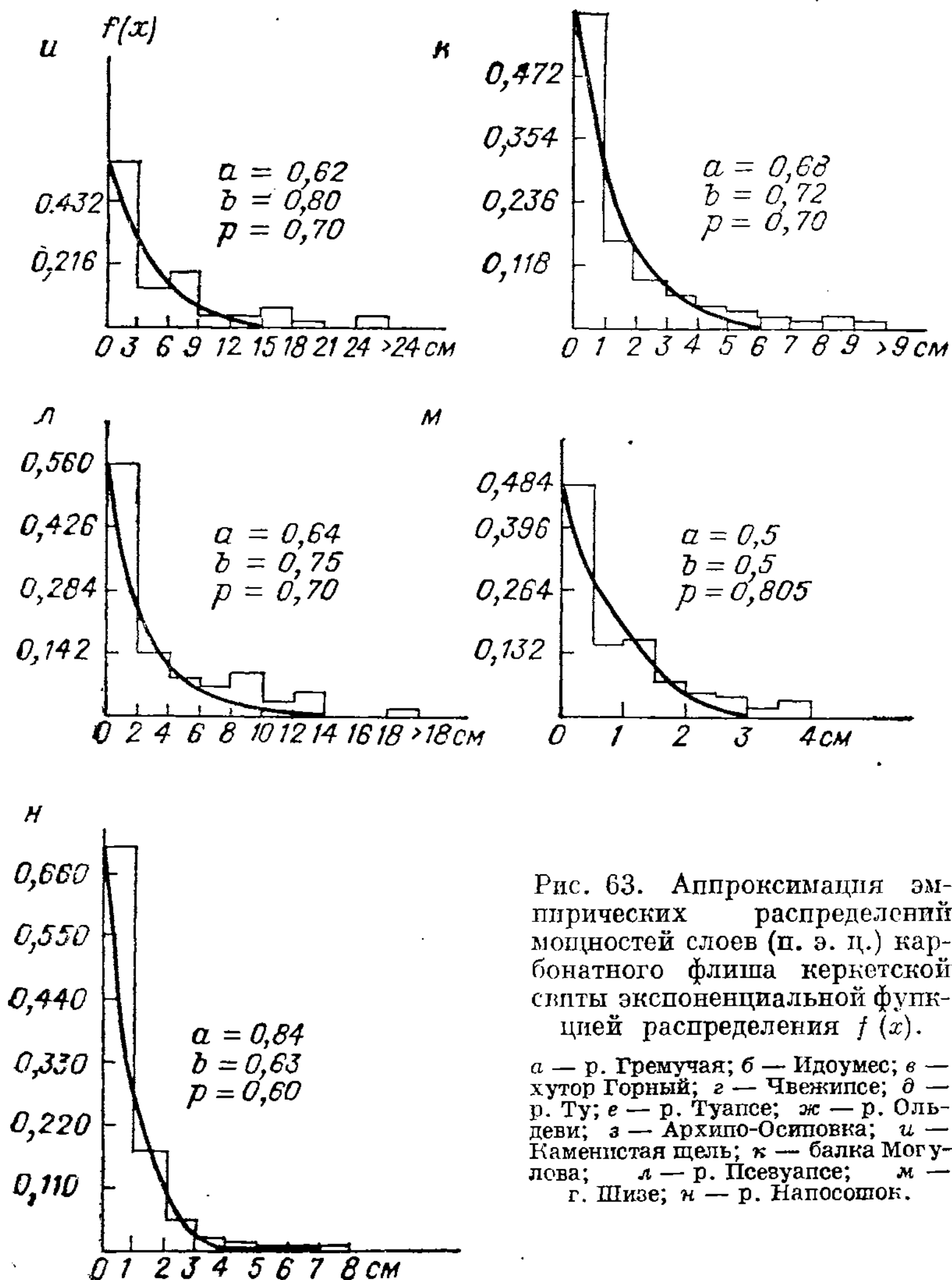


Рис. 63. Аппроксимация эмпирических распределений мощностей слоев (п. э. ц.) карбонатного флиша керкетской свиты экспоненциальной функцией распределения $f(x)$.

a — р. Гремучая; b — Идоумес; $в$ — хутор Горный; $г$ — Чвежипсе; $д$ — р. Ту; $е$ — р. Туапсе; $ж$ — р. Ольдеви; $з$ — Архипо-Осиповка; $и$ — Каменная щель; $к$ — балка Могулова; $л$ — р. Псезуапсе; $м$ — г. Шизе; $н$ — р. Напосошок.

сохранения слоя, а $\bar{x}$ — средняя мощность слоя в пределах анализируемой пачки. Специфика функции $g(x) = a \exp \{-a(x + b)\}$ такова, что при оценке параметров a и b по формуле (189) вероятность сохранения слоя получается автоматически и специальных вычислений не требует. Действительно, сравнивая формулы (189), (190) и (185), легко видеть, что $S(x) = (1/p) g(x)$. Это значительно упрощает задачу по нахождению m .

Подчеркнем еще одно важное обстоятельство. Из исходных предпосылок модели А. Н. Колмогорова [146] следует, что вероятность сохранения слоя не зависит от мощности δ_n в n -й элемен-

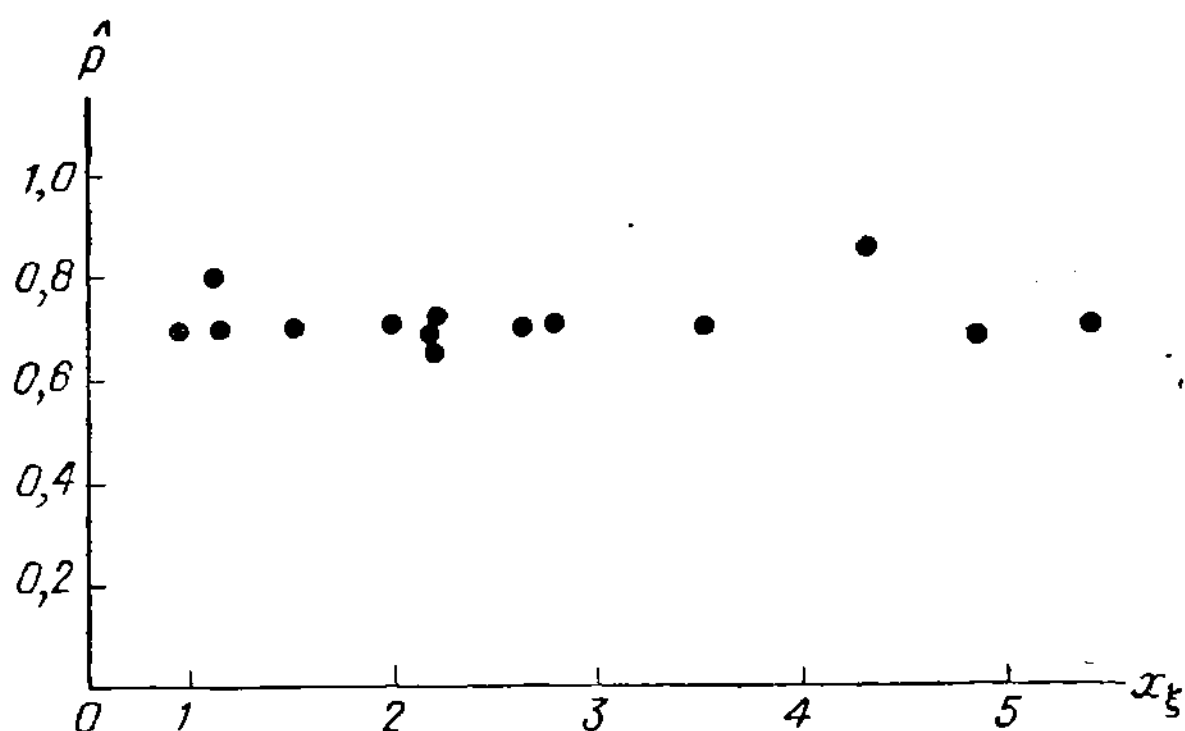


Рис. 64. Связь между вероятностью сохранения слоя ($\hat{p}$) и средней мощностью подэлементов цикла карбонатного флиша.

тарный период слоеобразования, а так как $\{\delta_n\}$ независимы и одинаково распределены, то вероятность сохранения слоя не зависит и от средней мощности слоя в пределах фиксированной выборки, являющейся реализацией процесса для подпоследовательности промежуточных мощностей слоев $\{\delta_i\}_{i=1}^{i=n}$. Действительно, на рис. 64 в системе координат $\{p, \bar{x}\}$ нанесены средние значения мощностей слоев (подэлементов цикла) для каждого из 13 проанализированных разрезов флиша керкетской свиты. Исходные значения $\bar{x}$ и p взяты из табл. 17. Видим, что коэффициент корреляции между вероятностью сохранения слоя и средней мощностью слоя равен нулю. Такой характер зависимости между $\bar{x}$ и p позволяет оценивать $m = f(N, p)$ как $m = [N/p]$, т. е. не рассматривать $N = \varphi(\bar{x})$. Действительно, $\bar{x}$ прямо пропорционально числу слоев в фиксированной пачке, а так как $\bar{x}$ не зависит от p , то m не следует вычислять как функцию от $\bar{x}$ и как функцию от числа слоев в пачке.

Следовательно, чем больше вероятность сохранения слоя, тем меньшее число шагов необходимо затратить процессу слоенакопления для выхода на уровень N . При описании данной задачи на

ТАБЛИЦА 17

Расчет условной длительности формирования пачки слоев
керкетского флиша

Название разреза	Мощность пачки, м	Число слоев в пачке	Средняя мощность слоя, см	Значение параметров функции $S(x)$		Оценка вероятности сохранения слоя p	Число шагов m , за которое процесс выходит на заданный уровень $N=5$ м
				a	b		
Грубый флиш							
Приток р. Гремучей	5,09	105	4,85	0,81	0,70	0,68	7,0
Каменистая щель	5,03	93	5,70	0,62	0,80	0,70	7,0
Флиш							
Р. Туапсе	5,04	117	4,32	0,45	0,40	0,85	6,0
Р. Псезуапсе	5,04	141	3,51	0,64	0,75	0,70	7,0
Р. Ту	5,05	234	2,16	0,64	0,75	0,70	7,0
Чвежице	4,94	247	2,00	0,64	0,75	0,70	7,0
Архипо-Осицовка	5,05	186	2,72	0,62	0,80	0,70	7,0
Субфлиш							
Р. Ольдеви	5,01	437	1,15	0,89	0,81	0,70	7,0
Р. Напосошок	4,97	539	0,96	0,84	0,63	0,69	7,0
Гора Шизе	5,00	455	1,10	0,50	0,50	0,805	6,0
Хутор Горный	4,95	188	2,64	0,70	0,70	0,70	7,0
Р. Идоумес	5,0	232	2,16	0,62	0,80	0,70	7,0
Балка Моголова	5,05	340	1,49	0,68	0,72	0,70	7,0

теоретическом уровне (см. в начале этой главы) предполагалась единичная скорость процесса слоенакопления. Поэтому сделанный вывод можно сформулировать в других терминах. Чем больше вероятность сохранения слоя, тем менее продолжительно условное время формирования фиксированной пачки слоев. Ясно, что при таком подходе значительная часть информации о «времени», которое мы ищем, заключена в вероятности сохранения слоя. Это объясняется тем, что в изначальную постановку было введено предположение о единичной скорости слоенакопления независимо от номера элементарного периода слоеобразования.

Из табл. 17 видно, что условное «время» образования 5-метровой флишевой пачки практически постоянно для всех разрезов. Исключение на одну единицу составляют два разреза (р. Туапсе и гора Шизе). Кроме того, оно не зависит от принадлежности того или иного разреза к конкретной литофации флиша (грубый флиш, флиш или субфлиш). Такой результат для флиша вполне естествен, если опираться на концепцию мутьевых потоков его образования. Действительно, гипотеза мутьевых потоков предполагает формирование единичного цикла флиша как единовременный акт

в результате внедрения в трог мутьевого потока, взвешенный материал в котором формирует слои флишевого цикла.

Точнее говоря, эта схема справедлива для объяснения условий образования цикличности терригенного флиша, а для карбонатного флиша дело обстоит несколько сложнее. Действительно, II э. ц. карбонатного флиша керкетской свиты представлен известняками. Детальный минералогический и геохимический анализ известняков керкета [87] дает основание заключить, что IIa п. э. ц. (известняки) образовался путем хемогенной седиментации. Это позволяет предположить, что формирование IIa п. э. ц. выпадает из нормального хода осадконакопления флишевого типа, тем более что именно известняки IIa п. э. ц. наиболее уверенно сопоставляются с синхроничными горизонтами известняков за пределами флишевого трога. Скорость протекания процессов физико-химического осаждения CaCO_3 на протяжении относительно короткого отрезка времени образования керкетской свиты можно в первом приближении считать постоянной. Тогда различия мощностей II э. ц. можно объяснить различной продолжительностью «пауз» между отложениями песчано-алевритовой составляющей цикла и изменением скорости протекания процессов собственно флишевой седиментации на разных этапах образования Ia и Ib п. э. ц. Следовательно, мощности IIa п. э. ц. не зависят от интенсивности и частоты процессов, прерывающих нормальное течение хемогенной седиментации.

В целом образование цикла карбонатного флиша происходит в результате мгновенного наложения процесса собственно флишевой терригенной седиментации на непрерывно протекающий процесс осаждения карбоната кальция [250].

В свете изложенного становится ясно, что применительно к флишу можно говорить о монофациальной природе многослоя. Если же учесть, что в выделенной нами 5-метровой пачке вся информация о реальной скорости протекания процесса флише-накопления заключена в различиях мощностей известняков IIa п. э. ц., осаждающихся равномерно (с учетом сделанных выше оговорок), то причина постоянства для всех разрезов результирующего «времени» становится понятной. Кроме того, полученные результаты подтверждают правильность коннекции разрезов в том отношении, что пачка слоев, трактовавшаяся как синхронная в обычном смысле, оказалась синхронной и в рамках нашей модели.

Предложенную модель определения условного времени образования фиксированной пачки слоев следует пока рассматривать как сугубо предварительный этап, годный лишь для решения прикладных задач на материале своего рода эталонных формаций, к которым мы относим флишевые отложения, поскольку для флиша достаточно хорошо разработаны гипотезы, детально объясняющие механизм флишевой седиментации. В других случаях результаты могут оказаться интересными, если имеется конкрет-

ная информация, например по данным физико-химии, о скоростях седиментации карбонатного материала в зависимости от глубины, температуры и солевого режима бассейна.

В заключение отметим, что если воспользоваться данными табл. 17 и оценками длительности формирования флишевого многослоя, которые в свое время получил Н. Б. Вассоевич [41], то можно в первом приближении оценить и скорость седиментации осадков флишевого типа. Действительно, при $h = 0,06$ м, $p = 0,75$ и $t = 500—5000$ лет по формуле (206) получаем $v = 20—200$ м/ 10^6 лет, что соответствует средним скоростям осадконакопления для гумидных глубоководных зон современного Мирового океана [172] и в то же время нижнему пределу скоростей, фиксируемых в современных глубоководных желобах. Надо, правда, отметить, что в расчет не принимались паузы в седиментации, которые несомненно имеют место при формировании разрезов флиша. Поэтому полученные нами цифры следует рассматривать как средние между скоростями седиментации осадков из мутьевых потоков (I э. ц. карбонатного флиша) и нормальной хемогенной седиментацией (II э. ц.).

ГЛАВА XII

СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ФАНЕРОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ ГИПОТЕЗЫ

Вопросу о том, изменялись или не изменялись темпы осадконакопления в течение геологической истории Земли, посвящена обширная специальная литература. В разное время этой проблемой занимались Дж. Гиллули [410], М. Кэй [166], А. Б. Ронов [253], Л. А. Варданянц [35], Л. И. Салоп [265], Б. М. Келлер [139], М. Е. Раабен [220], А. П. Лисицын [171, 172] и многие другие геологи. Вопрос этот имеет первостепенное значение, поскольку он теснейшим образом связан с общегеологической проблемой эволюции земной коры во времени. От его решения зависит также истолкование множества других геологических проблем, начиная от возраста Мирового океана и кончая методологическими установками, связанными с возможностями использования метода актуализма для решения задач, базирующихся на представлении о направленном развитии геологических процессов. М. Е. Раабен [221] приводит интересный пример решения крупной геологической проблемы на основании данных о скоростях осадконакопления. Это касается продолжительности синия, которую в свое время исчислил Т. Кобояши. Его оценка противоречила всем существовавшим представлениям, но впоследствии подтвердилась радиоуглеродными методами.

В данной работе мы рассматриваем только фанерозойский этап развития земной коры, поскольку изученность докембрийской истории еще не дает возможности с той же степенью детальности привязывать геологические разрезы к соизмеримым отрезкам времени. Методика оценок скоростей осадконакопления вытекает в явном виде из рассмотренной в предыдущих главах вероятностной схемы слоенакопления. Поэтому мы сочли целесообразным включить эту важнейшую геологическую проблему в монографию

и высказать ряд соображений, касающихся подходов к ее решению.

В настоящее время существуют две гипотезы, объясняющие различные оценки скоростей осадконакопления. Согласно первой из них, в явном виде сформулированной еще в работах Г. Штилле, И. Умбгрова и А. Холмса, скорости осадконакопления как в геосинклинальных областях, так и на платформах направлены возрастать во времени. Это явление упомянутые ученые, а впоследствии Л. И. Салоп [265], Б. М. Келлер [139] и другие связывали с ростом темпа тектонических движений, ко-

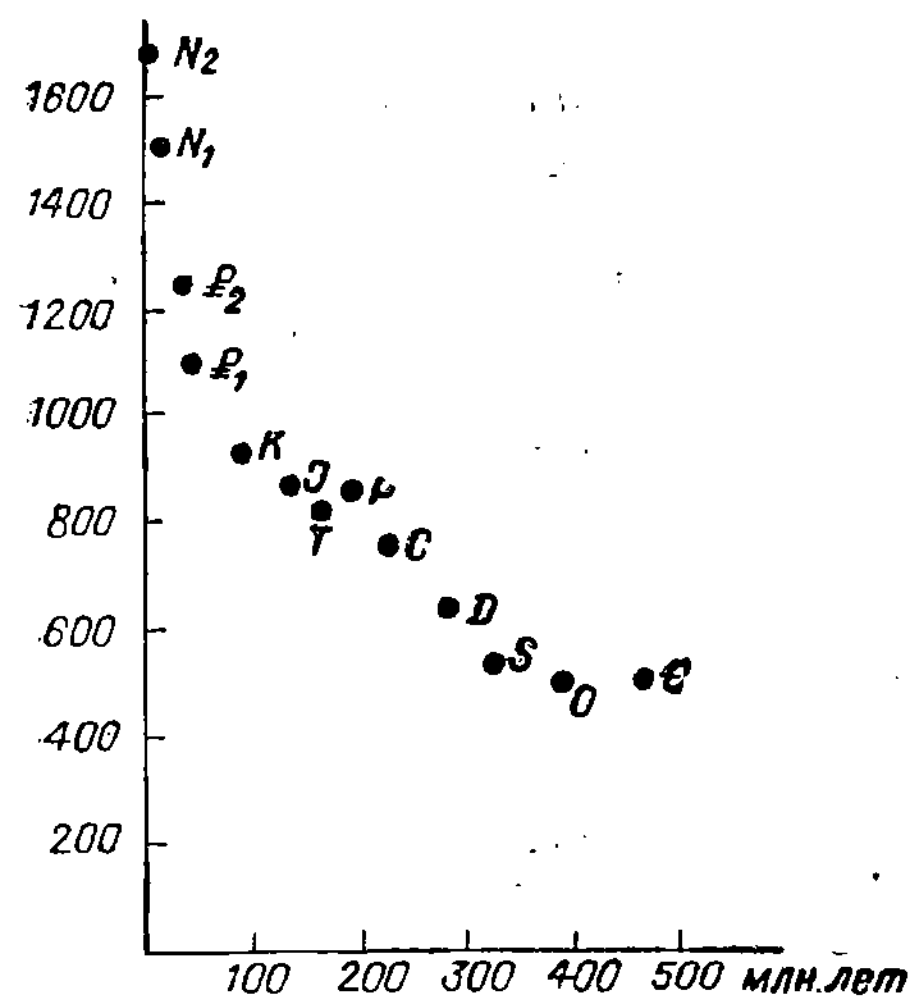


Рис. 65. Максимальные мощности геологических систем на 1 млн. лет [410].

торые в силу сокращения более молодых тектонических циклов в сравнении с более древними вызывали ускоренное протекание всех геологических процессов, в том числе и процессов осадконакопления. Характер и направленность изменения скоростей осадконакопления во времени хорошо видны на рис. 65, который мы заимствовали из работы Дж. Гиллули [410], хотя в ней этот график использовался для опровержения рассматриваемой гипотезы рассуждениями «от противного».

Заметим, кстати, что показанная на рис. 65 тенденция роста скоростей осадконакопления во времени, на которую впоследствии неоднократно опирались многие геологи, аргументируя свои логические построения, на самом деле может отражать совсем другую тенденцию — меру сохранности разрезов более древних осадочных образований в сравнении с более молодыми. Ясно, что это положение нуждается в специальных доказательствах. Однако уже сейчас нельзя с полной уверенностью утверждать, что кривая на рис. 65 характеризует именно рост скоростей осадконакопления. Действительно, В. Е. Хаин [315] отмечает, что древнейшие породы, возраст которых оценивается около 3,5 млрд. лет, сохра-

нились только в составе щитов древних платформ. Причем площадь выходов этих пород обычно невелика. Они представляют собой ядра консолидации древнейших платформ. Плохо сохранились

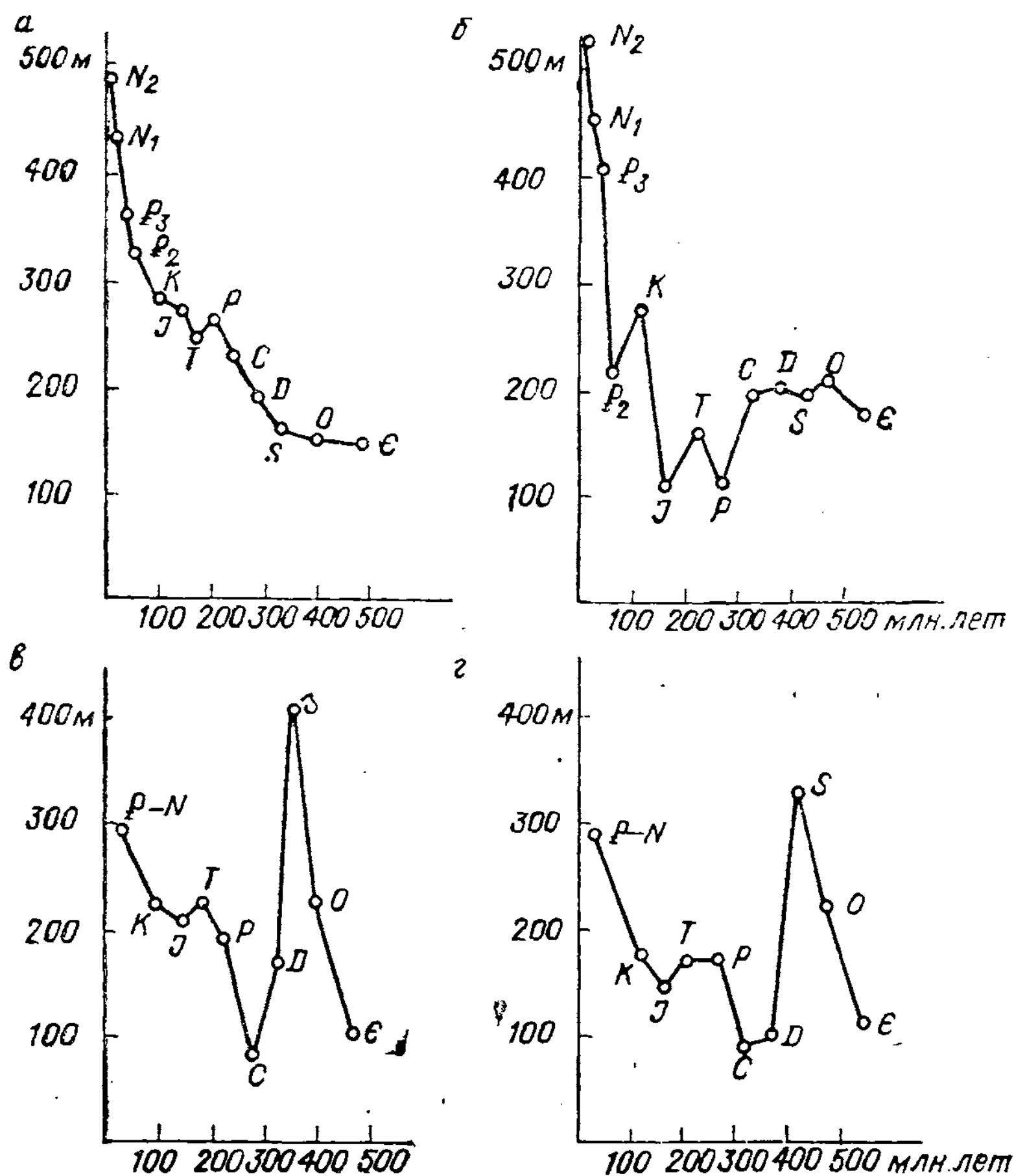


Рис. 66. Изменение скорости осадконакопления во времени [220].

Продолжительность подразделений и мощности: а — по данным Дж. Гиллули [410], б — по данным Комиссии по абсолютному возрасту (мощности по Дж. Гиллули), в — по М. Кэю [166], г — по данным Комиссии по абсолютному возрасту, 1964 г. (мощности по М. Кэю [166]).

(в виде срединных массивов) так называемые протоплатформы, заложенные в кеноранскую эпоху диастрофизма. Разумеется, отмеченная закономерность не может быть полностью перенесена на осадочные породы фанерозоя, если учитывать незначительную долю этого этапа от общей продолжительности геологической истории земной коры. Однако сам факт существования этой тенденции подтверждает правомочность (но не обязательно

справедливость) той интерпретации графика Дж. Гиллули (рис. 65), которую мы высказали.

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 и необоснованность исходных положений рассматриваемой нами первой гипотезы. В противовес 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.

Таким образом, согласно второй гипотезе темп осадконакопления существенно не менялся в течение фанерозойского этапа развития земной коры. Здесь прежде всего надо отметить Дж. Гиллули [410] и М. Кэя [166], которые используя большой фактический материал по максимальным мощностям отложений всех геологических систем начиная с кембрия и геохронологические датировки этих систем, показали, что хотя и отмечается определенная тенденция роста скоростей осадконакопления во времени, но доверять этой тенденции не приходится по ряду причин. На анализе этих причин мы еще остановимся. Пока лишь отметим, что, с позиций М. Кэя [166], важнейшими являются методика отбора и представительность фактического материала, а также точность определения абсолютной продолжительности геологических периодов.

Так, М. Кэй [166] считает, что необходимо сравнивать одинаковое число разрезов по одним и тем же интервалам времени, характеризующим одинаковый тип геосинклиналей. К тому же выводу пришла впоследствии и М. Е. Раабен [220]. Из рис. 66 следует, что значения скоростей осадконакопления изменяются и выявленные ранее тенденции исчезают либо при изменении данных по максимальным мощностям отложений, либо при внесении корректив в датировки геологических периодов.

СОДЕРЖАТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОБЛЕМЫ

Попытаемся обосновать, 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 им противоречат *.

* Легко понять, что данный тезис выражает в других терминах сущность второй гипотезы, которая отстаивается в работах Дж. Гиллули, М. Кэя, М. Е. Раабен и других геологов.

Для доказательства этого положения рассмотрим следующие вопросы: а) определение исходных понятий, б) общая формулировка проблемы, в) методика оценок скоростей, г) периодизация тектонической истории Земли, д) шкала абсолютной геохронологии, е) представительность геологических разрезов, ж) скорости современного осадконакопления, з) некоторые фактические данные.

Определение исходных понятий. Будем различать три скорости: седиментации, осадконакопления (аккумуляции) и формирования разрезов осадочных толщ. Помимо этого будем учитывать, что скорости вертикальных колебаний дна бассейна седиментации лишь частично, а не всегда соответствуют скоростям накопления осадков. Это соответствие реализуется только в прибрежно-морских условиях, в результате чего формируются толщи, компенсирующие за достаточно продолжительный отрезок времени нисходящие тектонические колебания дна бассейна.

Скорость седиментации — скорость выпадения частиц в осадок из водной или воздушной среды. В зависимости от размера частиц и применительно к водным условиям она измеряется на основе законов Стокса (для частиц $< 0,04—0,05$ мм) либо Ньютона — Риттенгера (если $Md > 0,05$ мм). Скорость седиментации существенно зависит от значений вязкости воды и ускорения свободного падения. Для фанерозойского отрезка времени эти величины можно считать неизменными. По крайней мере, если и отмечается тенденция к изменению одной из них [278], то неизвестно, каким образом вела себя сопряженная постоянная, а потому для утверждения о существенном влиянии на скорость седиментации вариаций во времени ускорения свободного падения и вязкости воды нет оснований. К оценке интересующей нас проблемы данное понятие имеет лишь косвенное отношение.

Скорость осадконакопления (аккумуляции) определяет темп формирования мощностей единичных слоев либо в пределах постоянных тектонических условий — слоев в рамках отдельных свит, в значительной мере зависит от скорости денудационных процессов, а при условии компенсированного прогибания дна бассейна осадконакоплением равна скорости денудации. При не компенсированном осадконакоплением тектоническом режиме бассейна скорость аккумуляции в конкретной зоне всегда меньше скорости денудационных процессов. Если строго придерживаться смысловой нагрузки, вкладываемой в это понятие, то разрезы, представляющие ту или иную систему фанерозоя, должны быть прежде всего проанализированы с палеогеографических позиций с целью уточнения характера компенсации осадками тектонического режима в соответствующий отрезок времени.

Скорость формирования разрезов осадочных толщ характеризует интенсивность наращивания разреза во времени. Если осадконакопление компенсирует прогибание земной коры, то скорость формирования разрезов тождественна скорости аккумуляции осадков. Если нет, то скорость наращивания разреза в общем случае

не зависит от интенсивности колебательных движений, а зачастую (например, флишевая формация) вообще с ними не связана. В этих случаях скорость осадконакопления и скорость формирования разрезов не однозначно соответствуют друг другу. Более того, образование фиксированной части разреза (например, в пределах яруса), отнесенное на единицу времени, соответствующую датировке этого яруса, может не характеризовать ни скорость осадконакопления, ни скорость нарастания мощности разреза [239], а определяться чисто седиментологическими факторами, и в частности (при образовании мощностей единичных слоев) скоростью седиментации.

Поэтому ясно, что для оценки достоверности результатов по изменению скоростей осадконакопления в ходе геологической истории необходимы разрезы, соответствующие компенсированному накоплением осадков тектоническому режиму земной коры. Однако практически такие разрезы, тем более представляющие целые геологические системы, получить не удастся. Поэтому для решения поставленной задачи, как правило, использовались максимальные мощности отложений вне зависимости от их генезиса, против чего решительно возражал М. Кэй [166]. При этом оценивалось, строго говоря, не изменение скоростей осадконакопления, а изменение темпов наращивания разрезов осадочных толщ. Такая интерпретация проблемы также правомочна, только в данном случае ускользает явная связь с тектоническим режимом бассейна седиментации.

Общая формулировка проблемы. Сформулируем интересующую нас проблему следующим образом. В предположении, что известна глобальная стратиграфическая периодизация геологической истории земной коры, а скорость осадконакопления, соответствующая каждому стратиграфическому периоду фанерозоя, интерпретируется как максимальное приращение мощности разреза за 1 млн. лет, необходимо оценить величины этих скоростей для каждого периода.

Из самой постановки проблемы должно быть ясно, что речь идет о скоростях осадконакопления в глобальном масштабе, т. е. о максимальных для данной системы величинах скоростей вне зависимости от регионального распространения отложений этой системы. Например, в расчетах М. Кэя [166] кембрий представляли разрезы Марокко, ордовик — разрезы Австралии, силур — разрезы Канады и т. д. В дальнейшем мы на конкретном фактическом материале по ряду регионов СССР покажем, что скорости осадконакопления, вычисленные с учетом сугубо регионального подхода к анализу фактического материала, в значительной мере отражают общую направленность геологического развития региона и неплохо увязываются с соответствующими эпохами тектоно-магматической активности, а вот проследить за тенденцией изменения скоростей осадконакопления на региональном уровне, естественно, не удастся.

Методика оценок скоростей. Автор полностью отдает себе отчет в том, что какой бы совершенной ни была методика установления продолжительности отдельных стратиграфических подразделений, какими бы точными ни были цифры мощностей осадков, соотносимых с этими подразделениями, вычисленные величины скоростей осадконакопления остаются в значительной мере иллюзорными. Причин такого положения дел множество. Назовем лишь важнейшие, принципиальные, с нашей точки зрения, обстоятельства.

Во-первых, полученные цифры скоростей, строго говоря, не являются представительными для всего временного интервала, который они характеризуют. В лучшем случае они будут более или менее достоверными для небольших отрезков времени, включаемых в этот интервал и представляемых единым с палеогеографических позиций комплексом пород. По отношению же ко всему интервалу они всегда оказываются заниженными. Причем оценить степень занижения для всех систем с тем, чтобы интерпретировать этот фактор как своеобразную систематическую ошибку метода, не влияющую на общую тенденцию, а лишь смещающую результаты в одном направлении, не представляется возможным. Поэтому по отношению к каждой конкретной системе вычисленные цифры скоростей осадконакопления действительно оказываются только заниженными. Сопоставленные же вместе (от кембрия до неогена) они представят в целом искаженную, а не исключено, что и неверную картину.

Во-вторых, скорости осадконакопления являются сложной функцией времени. Чем меньший отрезок времени рассматривается, тем более достоверными в принципе должны быть величины скоростей. При увеличении временного интервала скорость накопления осадков перестает быть линейной функцией времени. С другой стороны, для коротких (в стратиграфическом смысле) временных интервалов (например, для веков) затруднительна оценка методами абсолютной геохронологии их продолжительности, поскольку полученные при этом цифры сравнимы с ошибкой метода. Поэтому необходим своеобразный оптимум между уровнем стратиграфической дробности фактического материала и мерой доверия к получаемым при этом величинам скоростей.

В-третьих, любые в генетическом отношении типы осадочных образований отличаются крайней неравномерностью накопления за достаточно продолжительный отрезок времени. Это касается и эоловых песчаных толщ, и морских карбонатных отложений, и вулканогенных осадков, и лагунных соленосных, а также многих других видов осадочных формаций. За рассматриваемый отрезок времени скорости осадконакопления варьируют от катастрофически больших величин (турбидиты, вулканиты и т. п.) до ничтожно малых (глины, кремнистые породы и т. п.). Такая большая дисперсия скоростей даже в пределах стратиграфического подразделения одного порядка (например, яруса) не дает возможности

уверенно интерпретировать полученные значения в сравнении с данными, представляющими скорости осадконакопления более древних или более молодых образований, если они характеризуются иным литологическим составом.

В-четвертых, любые конкретные разрезы, имеющие к тому же четкую стратиграфическую привязку, характеризуют не весь отрезок времени, которым они датируются. Это объясняется перерывами в осадконакоплении, доля которых в отложениях всех систем фанерозоя весьма значительна. Перерывы оказываются основной, практически непреодолимой преградой при использовании любых методов и любого фактического материала с целью расчета скоростей осадконакопления, поскольку оценить конкретный вклад перерывов в общий стратиграфический объем времени оказывается невозможным. Только наличие перерывов в осадконакоплении привело Л. Б. Рухина [258, с. 220] к мысли о том, «что обилие пробелов, продолжительность которых иногда значительно превышает длительность накопления видимых в разрезе слоев, заставляет с большой осторожностью относиться к приводимым в литературе скоростям осадконакопления».

В-пятых, накапливающиеся осадки непрерывно подвергаются межслоевым размывам, а алевро-глинистые разности пород еще и существенно уплотняются под действием веса формирующихся слоев. В результате этих процессов финальная мощность толщи, как правило, оказывается существенно меньше той, какой бы она должна быть при данной скорости осадконакопления.

В-шестых, мощности разрезов, представляющих стратиграфические подразделения разного ранга, чаще всего не совпадают. Это объясняется не только тем, что более продолжительному отрезку времени должны соответствовать отложения большей мощности (мы знаем, что это правило выполняется не всегда), но главным образом тем, что максимальные мощности разрезов, представляющих, к примеру, отложения яруса меловой системы, просуммированные для всей системы в целом, окажутся значительно больше той мощности, которая соответствует всем отложениям мела в зоне максимальных мощностей. На это обстоятельство указывал еще Дж. Гиллули [410]. Он же объяснил этот факт смещением во времени зон расположения максимальных мощностей (рис. 67).

Подобного рода принципиальные факторы, которые не дают возможности с доверием относиться к аргументации существующих в настоящее время гипотез относительно изменения скоростей осадконакопления в ходе геологической эволюции земной коры, не ограничиваются теми, которые мы привели. Мы сознательно в данном пункте не касаемся точности геохронологических датировок геологических периодов, сокращения продолжительности циклов тектогенеза и ряда других важнейших, но не принципиальных для данной проблемы вопросов. Не принципиальных в том отношении, что данные вопросы с той или иной степенью

точности решаются. Что же касается отмеченных нами аспектов, то они неразрешимы принципиально и в то же время их значение для позитивного решения проблемы бесспорно.

Существует несколько подходов к оценке скоростей осадконакопления, среди которых можно с достаточной степенью условности выделить две группы методов. Во-первых, это прямые методы, которые связаны с непосредственными измерениями мощностей предварительно стратифицированных отложений и соотношением их с тем или иным временным интервалом. Во-вторых, это методы, базирующиеся на опосредованной оценке скоростей либо путем измерений концентраций космических шариков в осадках при условии, что с течением геологического времени интенсивность их образования не менялась [565], либо с использованием количественно выраженной оценки следов роющих организмов [489], либо с помощью моделей, в основе которых лежит расчет материального баланса [563], и т. д.

Все так называемые прямые методы установления скорости осадконакопления можно объединить под одним названием — стратиграфо-радиологический метод, который неплохо разработан лишь применительно к современным морским осадкам. Но даже и в этом, в общем-то простейшем, случае имеются свои пока до конца не преодоленные проблемы. Речь идет о резком несовпадении датировок выделенных стратиграфических рубежей, полученных с помощью разных радиологических методов [326]. Недаром А. П. Лисицын [171, с. 959] отмечал, что «определение *наиболее вероятной* (курсив наш. — С. Р.) скорости седиментации на основе сопоставления разных методов для каждой колонки — сложная научно-исследовательская работа». Кроме того, каждая колонка, используемая для целей определения скоростей осадконакопления, требует предварительных специальных исследований

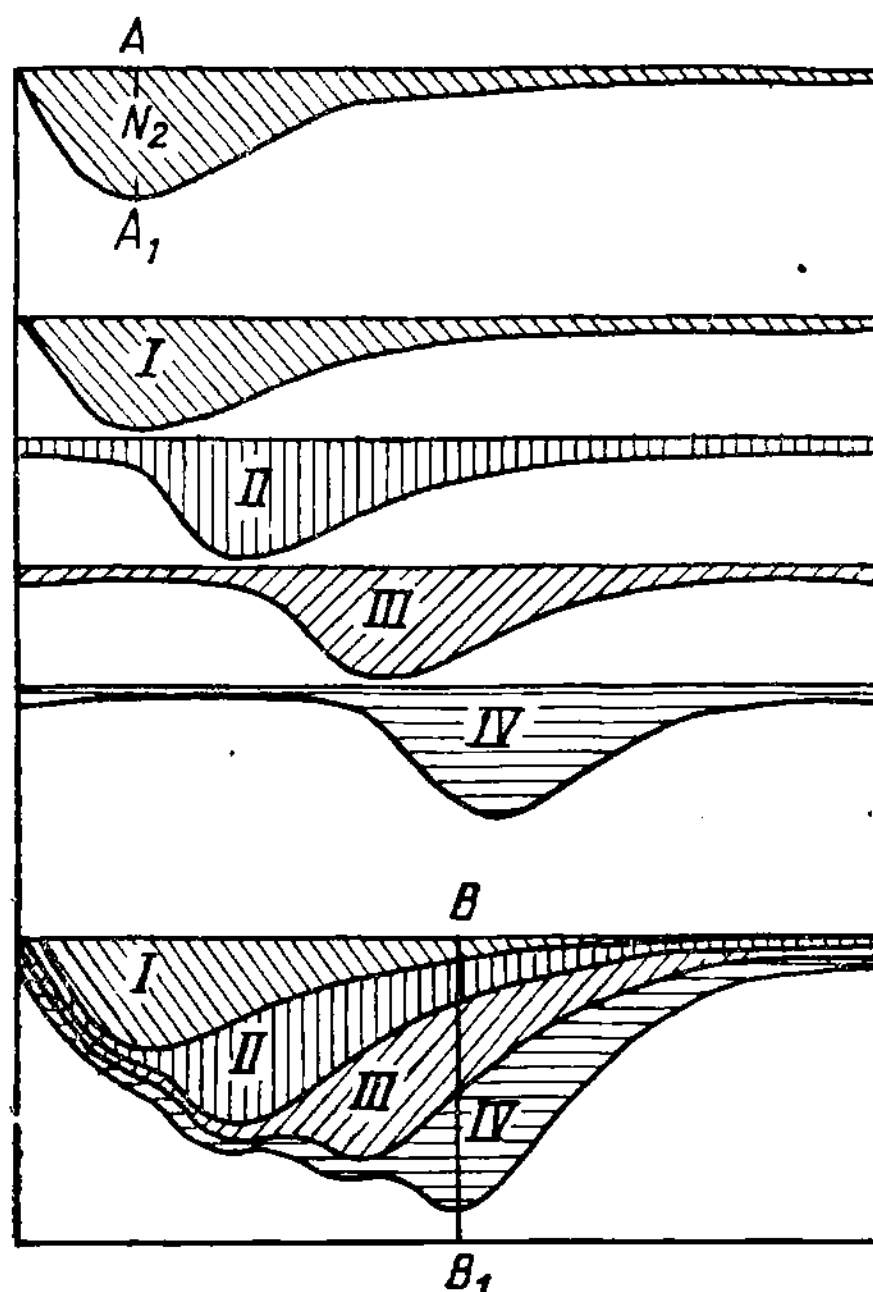


Рис. 67. Уменьшение скорости осадконакопления, рассчитанной исходя из максимальных мощностей разрезов, которые соответствуют стратиграфическим подразделениям большой продолжительности [410].

Зоны: I — *Suspracephalus*, II — *Olenellus*, III — *Bonnina*, IV — *Obolella*. N_2 — плиоцен.

большим комплексом литологических и палеонтологических методов с целью установления последовательности отложения осадков и выделения внутри нее частей, выпадающих из общего хода осадкообразования океанического типа, которое реализуется, как известно, по схеме «частица за частицей».

Тот факт, что скорости осадконакопления, определенные различными радиологическими методами, зачастую плохо коррелируются друг с другом даже в том случае, если они установлены на одном и том же фактическом материале, можно проиллюстрировать на примере двух работ [137, 138]. Определялся возраст слойков в двух колонках глубоководных осадков из района Гвинейского залива Атлантического океана. В одной работе [138] с помощью ионий-ториевого метода установлено, что ряд ниже лежащих слойков моложе, чем слойки, их перекрывающие. Из такой, прямо скажем, необычной ситуации, если иметь в виду не нарушенную последующими процессами стратификацию глубоководных осадков, немедленно был найден остроумный выход: предположили, что изученная толща представляет собой тело оползня, а второй (79 тыс. лет) и седьмой (79,5 тыс. лет) горизонты являются переотложенными. В более поздней публикации [137] на материале тех же двух колонок те же авторы обосновывают уже непригодность ионий-ториевого метода для датировки возраста океанических осадков. В этой работе отмеченный выше факт «несогласного» залегания отдельных слойков уже интерпретируется как доказательство неприемлемости ионий-ториевого метода. Многие авторы единодушны в том, что ионий-ториевый метод практически всегда дает резко заниженные результаты по сравнению с другими методами установления абсолютного возраста [286, 326].

Мы уделили некоторое внимание прямым методам определения скоростей осадконакопления применительно к современным осадкам для того, чтобы дать представление о возможностях этих методов, поскольку полученные цифры скоростей для прошлых геологических периодов всегда прямо или косвенно связывают с данными о скоростях современного осадкообразования.

С учетом сделанных выше замечаний должна быть получена и формула для оценки скоростей осадконакопления. В принципе скорость накопления осадков или скорость формирования разрезов осадочных толщ следует определять по формуле

$$\tilde{v} = \frac{kH}{(T - T^*) \hat{p}}, \quad (208)$$

где k — коэффициент, учитывающий сокращение первоначально образующихся мощностей слоев; это своего рода коэффициент усадки, или мера уплотнения осадочной толщи, о которой подробно будет идти речь в четвертой части книги; H — максимальная мощность отложений в пределах выделенного стратиграфи-

ческого подразделения; T — продолжительность этого подразделения (млн. лет), определяемая методами абсолютной геохронологии; T^* — суммарное время перерывов в осадконакоплении; $\hat{p}$ — мера, учитывающая интенсивность межслоевых размывов в процессе формирования слоистой толщи. В другой терминологии $\hat{p}$ — это мера стабильности слоенакопления, которая может быть оценена только применительно к конкретно взятым разрезам с помощью методов, описанных в гл. X этой монографии.

В гл. XI была рассмотрена кинематическая схема процесса слоенакопления, базирующаяся на тех же исходных предпосылках, что и модель А. Н. Колмогорова [146], итогом которой явилась формула (206), дающая по отношению к только что приведенной зависимости вида (208) всегда заниженный результат. Это и понятно, так как в формуле (206) не учитывались время перерывов в осадконакоплении (T^*), а также коэффициент уплотнения осадочной толщи $k \geq 1$.

Однако следует подчеркнуть, что учет этих величин в конкретных расчетах весьма затруднителен, если иметь в виду k , и принципиально невозможен в отношении численных значений T^* . Важно сознавать, что величины скоростей осадконакопления, получаемые с помощью любых расчетных схем и на любом фактическом материале, всегда оказываются заниженными по отношению к их истинным значениям.

С учетом сделанных замечаний, как нам представляется, лучше пользоваться формулой (206), которая вносит лишь систематическую ошибку (всегда в сторону занижения), чем опираться на гипотетические величины T^* и k , приводящие к принципиально неустранимому «шуму» в расчетах, ибо контроль их численных значений другими методами или другими исследователями невозможен.

Периодизация тектонической истории Земли. С самых ранних шагов развития обсуждаемой концепции в качестве основного аргумента в пользу прогрессивного роста скоростей осадконакопления на фанерозойском этапе развития Земли выступала гипотеза ускоренного протекания циклов тектогенеза, что выражалось в сокращении продолжительности более молодых циклов в сравнении с более древними. Кроме того, полагалось, что роль скорости независимо от продолжительности протекания геотектонических циклов в пределах геосинклинальных систем наблюдается весь комплекс сопровождающих их процессов (от заложения эвгеосинклиналей до орогенеза), то эти процессы в поздних циклах должны протекать более интенсивно, а следовательно, с большей интенсивностью должны развиваться и сопутствующие им процессы, в частности осадконакопление.

Трудно отрицать логичность данной интерпретации, тем более что она зиждется на практически незыблемом каноне тектонической этапизации истории Земли. Но нас в данном случае должен

интересовать не сам факт такой этапизации, а достоверность вытекающих из него следствий, и в частности меньшая продолжительность каждого последующего цикла в сравнении с предыдущим.

Как известно, в пределах фанерозоя выделяют четыре тектонические эры или четыре цикла тектогенеза [315]: каледонский (со среднего кембрия), герцинский (со среднего девона), киммерийский (с начала триаса) и альпийский (с начала позднего мела). Если эту сугубо стратиграфическую привязку соотнести с данными геохронологической шкалы, то нетрудно подсчитать, что продолжительность каледонского цикла измеряется 155, герцинского 160, киммерийского 135 и альпийского 95 млн. лет. Правда, последнее число менее достоверно, поскольку альпийский цикл еще не завершен. По первым же трем цифрам утверждать о сокращении продолжительности циклов тектогенеза нельзя.

Кроме того, трудно уверенно датировать начало и завершение какого-либо цикла тектогенеза, если учесть региональный разброс этих датировок. В. Е. Хаин [315, с. 37] справедливо считает, что «с усилением дифференцированности коры следует связывать и увеличение отступлений от общепланетарной синхронности ритма тектонических движений, все больший «разброс» тектонических фаз в пределах одной и той же эпохи диастрофизма». Это положение разделяют Ю. А. Косыгин [151], А. Л. Япшин [346] и многие другие геологи.

Мысль, высказанную В. Е. Хаиным, можно трактовать и следующим образом. Если синхронность тектонических фаз в планетарном масштабе не отмечается, то не должно быть и одинаково интенсивного их проявления в разных структурных зонах земной коры, а значит, и не должны в этих зонах фиксироваться одинаковые мощности отложений, даже соответствующие одной и той же тектонической фазе в пределах единой эпохи диастрофизма.

Таким образом, можно сделать следующий вывод. Закономерность, установленная в рамках тектоники (в истории Земли наблюдается все возрастающая дифференцированность тектонического развития с распадом более крупных циклов на более мелкие), по всей вероятности, справедлива. С этих позиций вытекающие из этой закономерности следствия, касающиеся, в частности, роста скоростей осадконакопления, также справедливы. Но эта «справедливость» чисто логического уровня, подтвердить которую фактическим материалом не представляется возможным. Кстати говоря, существующая ныне этапизация тектонической истории Земли с подразделением фанерозойского времени на четыре глобальных цикла тектогенеза представляется в большей мере условной генерализацией фактических данных, чем рабочей схемой, которая была бы пригодной для практического решения конкретной научной проблемы, тем более если для ее решения требуется соотнесение продолжительности этих циклов с определенным временным отрезком, справедливым, кстати, для всей Земли.

Шкала абсолютной геохронологии. Для практической проверки справедливости одной из двух рассмотренных нами гипотез необходимо знать продолжительность всех геологических периодов, исчисляемую в миллионах лет. Со времени построения А. Холмсом в 1937 г. первой обобщающей геохронологической шкалы для фанерозоя эти данные непрерывно уточняются. В табл. 18 приводится сводка датировок периодов фанерозоя, из которой видно, что продолжительность отдельных периодов со времени первой шкалы А. Холмса существенных изменений не претерпела (например, ордовикского). Для некоторых же она изменилась почти в 2 раза (например, для мелового периода). Цифры абсолютной продолжительности геологических периодов имеют решающее значение при вычислении скоростей осадконакопления, поскольку они входят в знаменатель основной расчетной формулы (208) и даже при незначительном изменении продолжительности периодов могут существенно влиять на конечные величины скоростей.

ТАБЛИЦА 18

Продолжительность периодов фанерозоя, определяемая с помощью разных геохронологических шкал (млн. лет)

Периоды	А. Холмс, 1937 г. [215]	А. Холмс, 1959 г. [215]	Дж. Л. Калп, 1960 г. [215]	Шкала Лондонско- го геологического о-ва, 1964 г. [215]	Проект Междуна- родной шкалы, 1966 г. [215]	Геохронологи- ческая таблица, 1974 г.
Неогеновый	32	25	23	26	23—27	25
Палеогеновый	36	45	47	39	41—43	41
Меловой	40	65	65	71	68—72	70
Юрский	37	45	45	54—59	58	55—58
Триасовый	48	45	40	30—35	30—40	40—45
Пермский	34	55	50	55	55	45
Каменноугольный	48	80	80	65	65	65—70
Девонский	38	50	50	50	55	55—60
Силурийский	28	40	30	35—45	35	35
Ордовикский	51	60	60	60—70	55—65	60—70
Кембрийский	80	100	110	70	70	70—80

Необходимо отметить еще одно важное, на наш взгляд, обстоятельство. Дело в том, что геохронологические шкалы, принимаемые в качестве рабочих шкал для геологических служб всего мира, являются отчетливой генерализацией многочисленных конкретных датировок по разным регионам. Если обратиться к т. 2 «Геохронологии СССР» (фанерозой) [80], то легко убедиться в том, что датировки отдельных периодов, полученные по образцам из разных регионов, довольно сильно расходятся и почти ни одна

из них не совпадает с абсолютным возрастом этих периодов, который приводится в обобщающей геохронологической шкале (см. табл. 17). Если же учесть, что разрезы, используемые для оценок скоростей осадконакопления, выбираются из условия максимальных мощностей отложений конкретной системы и затем соотносятся со временем, которое фиксируется в генерализованной шкале абсолютной геохронологии, то станет ясным, что полученные цифры скоростей еще и по этой причине не будут соответствовать реальным значениям.

Еще одно соображение, которое необходимо высказать, заключается в следующем. Точность датировки границ геологических систем фанерозоя связана не только с ошибками используемого метода и лучшей «консервацией возраста» в конкретных анализируемых образцах (глаукониты, слюды интрузивных пород, лав и пирокластитов и т. п.), но и с точностью установления относительных границ систем стратиграфическими методами. Еще окончательно не определена граница нижнего кембрия, граница между силуром и девоном, пермью и триасом и т. д. Если эти проблемы не решены на материале конкретных регионов, то межрегиональная корреляция названных систем тем более сомнительна. Возраст же геологических периодов оценивается в значительной мере в соответствии с принятыми рубежами систем, и образцы стараются отбирать таким образом, чтобы они соответствовали низам определенной системы. Поэтому соотношение тех или иных значений продолжительности геологических периодов (в миллионах лет) с величинами максимальных мощностей осадочных образований (в метрах), соответствующих этим периодам, приводит к тому, что полученные величины скоростей осадконакопления оказываются в значительной мере иллюзорными, ибо в зоне развития максимальных мощностей отложений той или иной системы должны быть и четко фиксированы границы этой системы. Такое совпадение стратиграфических и седиментологических абсолютов, вообще говоря, является малореальным.

Заметим, кстати, что если учесть асинхронность геологических событий в пределах разных континентов, что не только осложняет межрегиональную корреляцию, но и предопределяет как бы «естественную» расплывчатость границ систем, то цифры абсолютного возраста этих систем, приводимые в геохронологических шкалах, в большей мере соответствует неким усредненным межрегиональным датам, чем действительному временному рубежу систем. Причем, если для палеозоя и низов мезозоя точность датировки систем в основном зависит от точности установления их стратиграфических рубежей, то для кайнозоя она в основном является функцией от согласования заведомо асинхронных рубежей систем и отделов в разных регионах. Так, например, М. М. Рубинштейн и Н. И. Полевая [256, с. 314] отмечают, что «асинхронность традиционных стратиграфических корреляций приводит к тому, что абсолютный возраст границы миоцен — плиоцен

варьирует для различных бассейнов в пределах от 6,5 до 10 млн. лет, а если учесть континентальный плиоцен Северной Америки, то и до 12—13 млн. лет. Таким образом, без указания бассейна, для которого проведена граница миоцен — плиоцен, абсолютное датирование последней теряет реальный смысл».

Несколько слов о седиментометрическом методе абсолютной геохронологии, разработанном П. П. Зотовым [125, 126]. В данной работе он интересен потому, что время в этом методе вычисляется как функция скорости осадконакопления, т. е. иными словами, решается как бы обратная по отношению к нашей задача, а если учесть, что полученные П. П. Зотовым временные рубежи ярусов, отделов и систем весьма удачно согласуются с данными Международной геохронологической шкалы, то заслуживают доверия и те величины скоростей осадконакопления, на которые он опирался.

Сущность седиментометрического метода заключается в следующем. Находятся скорости седиментации глин. По ним оцениваются эквивалентные скорости седиментации для других типов пород и высчитываются коэффициенты породообразования*. Затем производится подсчет седиментационного времени по слоям каждого яруса. Время, суммированное последовательно по векам, эпохам и периодам, сравнивается с соответствующими данными Международной шкалы. Подсчет времени ведется до желаемой согласуемости данных, которой добиваются путем введения корректив в эквивалентные скорости. Те значения скоростей осадконакопления, при которых устанавливается соответствие между «седиментационным временем» и данными Международной шкалы, называются радиометризованными. Некоторые данные по радиометризованным скоростям, которые получил П. П. Зотов, будут нами использованы в конкретных расчетах в последующих разделах главы.

Наибольший интерес седиментометрический метод П. П. Зотова имеет в отношении датировок геологических веков, ибо в Международной шкале применительно к большинству периодов принята равномерная шкала исчисления возраста веков. В реальности полученных П. П. Зотовым цифр, оценивающих продолжительность веков для разных периодов, нас убеждает то обстоятельство, что для палеогенового, неогенового и юрского периодов их продолжительность, вычисленная путем суммирования длительности веков, которая, как уже отмечалось, оценивалась седиментологическими методами, полностью совпала с данными Международной шкалы. Что касается остальных периодов, то отклонения седиментационной шкалы от Международной составляют от 1 млн. лет

* Все необходимые определения и описание промежуточной техники метода содержатся в работе П. П. Зотова [126]. Поэтому в данном случае из-за недостатка места мы на них не останавливаемся.

(3%) — триасовый период, до 8 млн. лет (12%) — каменноугольный период.

Геохронологическая периодизация фанерозойского этапа развития Земли с точностью до веков приведена в табл. 19. В этой таблице за основу продолжительности периодов брались данные Международной геохронологической шкалы, а продолжительность веков в основном приведена по данным седиментационной шкалы П. П. Зотова. В тех же случаях, когда длительность периодов седиментационной шкалы не совпадала с данными Международной шкалы, продолжительность веков оценивалась пропорционально расхождению данных двух шкал.

Разумеется, седиментометрическая шкала также не обходит те же принципиальные трудности, которые являются препятствием при разработке единой Международной геохронологической шкалы, и в этом отношении никаких преимуществ перед последней не имеет. Единственным ее достоинством, как нам представляется, является неравномерный шаг датирования геологических веков, но и эти датировки в целом условны, поскольку они контролируются сверху рубежами периодов Международной шкалы и в этом смысле от нее зависимы.

Представительность разрезов в отношении геологического времени. Данный вопрос является одним из основных при решении проблемы изменения скоростей осадконакопления во времени, поскольку чем сильнее в конкретных разрезах проявлены факторы, препятствующие сохранению полного объема осадков, тем больше отклонения рассчитанных величин скоростей осадконакопления от истинных значений будут получены. Основными из этих факторов являются перерывы в осадконакоплении и многочисленные межслоевые размывы, сопровождающие формирование слоистой толщи.

Геологи, рассматривавшие общие проблемы седиментогенеза, придавали решающее значение как перерывам, так и внутриформационным размывам, наличие которых ставит под сомнение как оценки продолжительности (в годах) образования отдельных частей разреза (циклов, пачек слоев и т. д.), так и конкретные значения скоростей осадконакопления, вычисленные без учета перерывов [41, 258] и др. Например, Н. Б. Вассоевич [41, с. 33], рассматривая условия образования флиша, и в частности повсеместное отсутствие в составе флишевых многослоев регрессивной части, писал, что «время, которое падает на развитие процесса при отрицательном приращении (регрессивная часть) *составляет большую часть диапазона асинхронности каждого флишевого многослоя*» (курсив наш. — С. Р.). Ясно, что это время должно соответствовать либо перерывам в осадконакоплении, что с позиций современной трактовки механизма флишевой седиментации наиболее вероятно [250], либо внутриформационным размывам, с исключительной постоянностью уничтожающим регрессивную часть элементарного флишевого цикла.

ТАБЛИЦА 19

Схема геохронологической периодизации фанерозойского этапа
истории Земли
(по П. П. Зотову [125] с незначительными уточнениями автора)

Периоды (системы)	Эпохи (отделы)	Века (ярусы)	Продолжительность геологических веков	Нижняя возрастная граница, млн. лет
Плейстоценовый		Бакинский		1,5
Неогеновый 23,5	Плиоцен 7,5	Апшеронский	1,9	3,4
		Акчагыльский	1,4	4,8
		Куяльницкий	0,7	5,5
		Киммерийский	1,6	7,1
		Понтический	1,9	9,0
	Миоцен 16,0	Мэотический	1,9	10,9
		Сарматский	3,9	14,8
		Тортонский	3,3	18,1
		Гельветский	2,8	20,9
		Бурдигальский	4,1	25,0
Палеогеновый 42,0	Олигоцен 12,0	Хатский	4,0	29,0
		Рупельский	4,8	33,8
		Латторфский	3,2	37,0
	Эоцен 21,0	Альминский	5,9	42,9
		Бодракский	4,4	47,3
		Симферопольский	6,1	53,4
		Бахчисарайский	4,6	58,0
	Палеоцен 9,0	Качинский	5,3	63,3
		Инкерманский	3,7	67,0
Меловой 70,0	Поздняя 43,0	Датский	4,2	71,2
		Маастрихтский	7,0	78,2
		Кампанский	6,2	84,4
		Сантонский	5,6	90,0
		Коньякский	5,3	95,3
		Туронский	7,8	103,1
		Сеноманский	6,9	110,0
	Ранняя 27,0	Альбский	5,3	115,3
		Аптский	4,8	120,1
		Барремский	5,1	125,2
		Готеривский	4,4	129,6
		Валанжинский	7,4	137,0

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 19

Периоды (системы)	Эпохи (отделы)	Века (пруссы)	Продолжительность геологических веков	Нижняя возрастная граница, млн. лет
Юрский 58,0	Поздняя 23,0	Волжский	6,1	143,1
		Кимериджский	5,8	148,9
		Оксфордский	5,9	154,8
		Келловейский	5,2	160,0
	Средняя 16,0	Батский	5,4	165,4
		Байосский	5,4	170,8
		Ааленский	5,2	176,0
	Ранняя 19,0	Тоарский	3,0	179,0
		Домерский	3,1	182,1
		Плинсбахский	3,2	185,3
		Лотарингский	3,3	188,6
		Синемюрский	3,3	191,9
		Геттангский	3,1	195,0
Триасовый 35,0	Поздняя 15,0	Рэтский	4,3	199,3
		Норийский	4,3	203,6
		Карнийский	6,4	210,0
	Средняя 10,0	Ладинский	4,3	214,3
		Анзийский	5,7	220,0
	Ранняя 10,0	Оленекский	4,5	224,5
		Индский	5,5	230,0
Пермский 55,0	Поздняя 25,0	Татарский	8,0	238,0
		Казанский	9,0	247,0
		Уфимский	8,0	255,0
	Ранняя 30,0	Кунгурский	10,0	265,0
		Артинский	10,6	275,6
		Сакмарский	9,4	285,0
Каменноугольный 65,0	Поздняя 25,0	Оренбургский	5,8	290,8
		Гжельский	8,9	299,7
		Касимовский	10,3	310,0
	Средняя 20,0	Московский	10,0	320,0
		Башкирский	10,0	330,0
	Ранняя 20,0	Памюрский	7,0	337,0
		Визейский	7,0	344,0
		Турпейский	6,0	350,0

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 19

Периоды (системы)	Эпохи (отделы)	Века (ярусы)	Продолжительность геологических веков	Нижняя возрастная граница, млн. лет
Девонский 55,0	Поздняя 16,0	Фаменский Франский	8,5 7,5	358,5 366,0
	Средняя 12,0	Живетский Эйфельский	5,5 6,6	371,5 378,0
	Ранняя 27,0	Кобленцкий Жединский	16,8 10,2	394,8 405,0
Силурийский 35,0	Поздняя 17,0	В. Лудловский Н. Лудловский	9,2 7,8	414,2 422,0
	Ранняя 18,0	Венлокский Лландоверийский	9,0 9,0	431,0 440,0
Ордовикский 60,0	Поздняя 16,0	Ашгильский Карадокский	8,4 7,6	448,4 456,0
	Средняя 21,0	Иевский Лландейльский	10,9 10,1	466,9 477,0
	Ранняя 23,0	Аренигский Тремадокский	14,3 8,7	491,3 500,0
Кембрийский 70,0	Поздняя 15,0	Шидертинский Туорский	7,6 7,4	507,6 515,0
	Средняя 25,0	Майский Амгинский	12,1 12,9	527,1 540,0
	Ранняя 30,0	Ленский Алданский	15,6 14,4	555,6 570,0

Высказывание Л. Б. Рухина [258] по вопросу о перерывах в осадконакоплении мы уже приводили. Интересное исследование проблемы представительности геологических разрезов в отношении геологического времени провел А. А. Свиточ [268]. Он проанализировал относительно полные, генетически разнообразные и хорошо стратифицированные разрезы кайнозойских отложений некоторых регионов СССР. Опираясь на современные данные по скоростям накопления различных видов осадков (дельтовые, аллювий русловой, осадки горных и равнинных озер и т. п.) и имея мощности анализируемых частей разрезов, А. А. Свиточ вычислил время их формирования. В результате оказалось, что для всех разрезов их видимая часть фиксирует не более 30% их геологической истории.

Так, разрез Мамонтова гора (низовье Алдана) соответствует всего 1% стратиграфического объема времени. Разрез Чагон (Алтай) также около 1%. В некоторых разрезах доля времени, приходившаяся на осадконакопление, повышалась до 20—30%. А. А. Свиточ [268, с. 64] отмечает: «...проведенный анализ показывает, что обычно в фиксируемых нами геологических разрезах запечатлена существенно меньшая часть геологической истории, а большая «безвозвратно» утеряна в результате неоднократных перерывов осадконакопления, часто сопровождаемых размывами. Причем малая «представительность» разрезов может быть обусловлена различными причинами, основными из которых являются длительность перерывов и глубина размывов».

Разумеется, результаты анализа, который предпринял А. А. Свиточ, нельзя рассматривать в аспекте достоверности приводимых им цифр «сохранности» геологического времени. Он является дополнительным, в некотором роде даже фактическим подтверждением высказанного выше соображения о роли перерывов и размывов, которые должны решающим образом влиять на конечные результаты оценок скоростей осадконакопления.

Скорости современного осадконакопления. Из всего изложенного ясно, что единственным контролем достоверности получаемых значений скоростей осадконакопления для геологических систем фанерозоя могут служить данные по скоростям накопления осадков в современную эпоху. Причем принципиальная возможность приложимости актуалистического принципа к рассматриваемой проблеме не обсуждается, ибо сравнительно-литологический подход в данном случае является единственным средством контроля получаемой информации.

Однако сразу же отметим, что и данные, которыми располагает океанология по современным скоростям осадконакопления в пределах разных зон Мирового океана (от шельфа до абиссальных равнин и глубоководных желобов), также не могут рассматриваться в качестве надежных эталонов для перенесения знаний на процессы осадконакопления геологического прошлого по следующим причинам.

Во-первых, твердо установлено, что скорости современного осадконакопления существенно зависят от географических широт и конкретных морфологических условий в определенной зоне океана, при изменении которых, т. е. при переходе в другую климатическую и структурно-морфологическую зону, они существенно меняются, увеличивая тем самым дисперсию численных характеристик скорости. В силу же того, что опробуются пока лишь единичные станции, выводы об изменениях скоростей накопления осадков могут быть диаметрально противоположными даже в пределах одной и той же климатической зоны океана. Распространяя этот вывод на осадки геологического прошлого, мы приходим к выводу, что при оценке эволюции скоростей накопления осадков необходимо было бы сравнивать разрезы, формировавшиеся в сходных палеогеографических обстановках. Однако ясно, что для отложений, представляющих собой целую геологическую систему, нельзя найти однозначного соответствия с какой-то единственной обстановкой, ибо в процессе формирования разрезов этой системы они неоднократно сменялись, а значит, нельзя, строго говоря, и соотнести с полученными значениями скорости ее современный аналог.

Во-вторых, современные осадки находятся в основном на тех участках морского дна, куда они были первоначально привнесены, в то время как древние осадочные образования перед окончательным захоронением неоднократно подвергались перемыванию и переотложению. Это справедливо по крайней мере для прибрежно-морских терригенных и терригенно-карбонатных пород. И хотя на современных осадках определяются не скорости седиментации, а скорость аккумуляции, но тем не менее не отмечается существенных изменений в скоростях, которые зафиксированы применительно к послеюрским осадкам океанического дна. Согласно отмеченной некоторыми исследователями закономерности в изменении скоростей осадконакопления (см. рис. 65) скорости современных процессов осадконакопления должны не только отличаться от вычисленных величин скоростей для мелового и юрского периодов, но и существенно превосходить их. Однако этой тенденции на материалах современных образований акватории Мирового океана, как уже говорилось, не отмечается. Более того, большинство полученных данных по скоростям современного осадконакопления значительно ниже вычисленных по геологическим данным для систем палеозоя.

Попутно заметим, что скорости осадконакопления (если исключить голоцен), полученные по результатам бурения океанического дна, на самом деле характеризуют скорости накопления осадков до мелового периода включительно и только условно могут трактоваться как скорости современного осадконакопления. Причем явных перерывов в осадконакоплении в океанах не отмечается. Поэтому скорости осадконакопления более надежны в сравнении с теми же данными, полученными

традиционными методами на материалах геологических разрезов.

Так, А. П. Лисицын [172] отмечает, что в аридной зоне Тихого океана современные скорости накопления осадков не превышают 4 мм/1000 лет, а в той же зоне Атлантического океана они составляют 3—10 мм/1000 лет. Аналогичные значения отмечаются и для кайнозойских осадков. Не изменились скорости осадконакопления с кайнозойской эры и для умеренной гумидной зоны Тихого и Атлантического океанов. Не претерпело существенных перемен с кайнозоя и питание этих океанов осадочным материалом. Там, где в пределах Тихого океана вскрываются верхнемеловые осадки (в экваториальной гумидной зоне), иногда фиксируется рост скоростей осадконакопления для кайнозойских осадков в сравнении с верхнемеловыми. Однако, как справедливо отмечает А. П. Лисицын [172, с. 277]: «изменения скоростей нередко имеют место, однако обычно они не являются одновременными для большой группы кернов».

В-третьих, методика оценок скоростей современного осадконакопления существенно отличается от той, которую используют для расчетов этой же характеристики, но применительно к породам геологического прошлого. Скорости накопления современных осадков определяются преимущественно с помощью радиологических методов (радиоуглеродного, ионий-ториевого и т. д.), в то время как для прошлых геологических эпох они рассчитываются путем деления максимальных мощностей пород на соответствующий отрезок времени. В соответствии с уже изложенными причинами эти скорости оказываются несопоставимыми.

В-четвертых, в современную эпоху оцениваются не скорости осадконакопления вообще, а лишь скорости накопления конкретных видов осадков в конкретных же географических и структурно-морфологических условиях. Те же скорости применительно к прошлым геологическим периодам вычисляются, по выражению Дж. Гиллули [410], «гуртом», т. е. при их оценке не делается различий между скоростями накопления отдельных литологических разностей пород. Эти скорости не столько характеризуют действительные скорости осадконакопления, сколько оценивают интенсивность процесса наращивания мощностей разрезов во времени.

Перечень подобных причин, естественно, может быть значительно расширен.

Рассмотрим далее более обстоятельно имеющуюся информацию по скоростям современного осадконакопления. В настоящее время уже накоплены достаточные сведения по темпам аккумуляции различных типов пород в разных климатических зонах всех океанов. А. П. Лисицын [171] составил карты скоростей осадконакопления для Тихого океана (масштаб 1 : 25 000 000), Атлантического (1 : 15 000 000), а также сводную карту для Мирового океана в целом. Опубликованы многочисленные сводки по ско-

ростям современного осадконакопления, в которые включены не только глубоководные зоны Мирового океана, но и окраинные моря, и устья крупных рек, и внутренние моря закрытого типа [192, 231, 326 и др.]. Приведем ряд примеров численных значений скоростей осадконакопления, характерных для различных зон морских и континентальных условий.

Наиболее низкие значения скоростей 0,5—4,0 мм/1000 лет характерны для красной глубоководной глины абиссальных равнин Тихого океана, т. е. для глубин свыше 4000 м [326]. В аналогичных зонах Индийского океана такие же осадки накапливаются со скоростью 1—2 мм/1000 лет [411], а в Атлантическом — 4 мм/1000 лет [326]. Эта же закономерность выдерживается и для других видов осадков: наиболее высокие темпы аккумуляции фиксируются в Атлантическом океане, наиболее низкие — в Тихом. Промежуточное положение в этом отношении занимает Индийский океан. В целом для центральной части Тихого океана скорости седиментации, очевидно, не превышают 8 мм/1000 лет [504].

Другой, можно считать, твердо установленной закономерностью является связь скоростей осадконакопления с рельефом дна. Доказано, например, что скорости накопления осадков в глубоководных впадинах океанов (каньоны, желоба и т. п.) значительно выше, чем на прилегающих к ним участках океанического дна. Так, скорость накопления биокластических турбидитов во впадине Колумбус, вблизи Большой Багамской банки, составляет от 50 до 400 мм/1000 лет [369]. Д. Росс [521] исследовал осадки Центральноамериканского желоба (Тихий океан). В центральных зонах желоба зафиксированы мелководные фораминиферы. Скорости осадконакопления составили от 130 мм/1000 лет на склонах этого желоба до $(900 \div 1460)$ мм/1000 лет в наиболее глубоких участках дна желоба. Аналогичная картина отмечается и для котловины Танпер (Калифорния) с глубинами 1000—1500 м. Здесь скорости накопления осадков в 2—5 раз выше, чем в среднем в глубоководных районах океана [84]. Та же закономерность установлена и на примере впадины Лау (южная часть Тихого океана), глубина которой 2000—3000 м. На дне впадины скорости осадконакопления составляют $(20 \div 30)$ мм/1000 лет, что значительно больше, чем на соседних участках океана [531].

Высокие скорости накопления осадков, уступающие, однако, темпам осадконакопления в каньонах и желобах, фиксируются в гидродинамически активных зонах Мирового океана: на шельфе, в подводных дельтах крупных рек и, как установлено в последние годы, у основания материкового склона [172], т. е. в тех зонах, где осадки непрерывно перемещаются и перемываются и где, по мнению некоторых геологов [22], вообще отсутствует захоронение осадков, поскольку эти участки дна располагаются в зоне «базиса действия волн» выше «пространства возможного накопления».

Для шельфов Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также моря Лаптевых характерны скорости накопления осадков в диапазоне от 5 до 100 мм/1000 лет, в то время как во впадинах и желобах тех же морей отмечаются скорости от 200 до 500 мм/1000 лет [168]. Для северной части шельфа Мексиканского залива, сложенного мощными толщами глин, скорости осадконакопления составляют около 400 мм/1000 лет [262]. Аналогичные скорости накопления осадков отмечаются и для мелководных зон Средиземного моря [576]. В бухтах Адриатического моря скорость осадконакопления не превышает 250 мм/1000 лет [538]. Скорости накопления позднеплейстоценовых — плиоценовых осадков варьируют у берегов Португалии от 40 до 270 мм/1000 лет, Марокко — от 60 до 140 мм/1000 лет. При этом отмечается [561], что в верхней части континентального склона скорости накопления планктонных фораминифер в 6—12 раз, а бентосных фораминифер в 60—70 раз больше, чем на абиссальной равнине и в нижней части склона.

Дж. Осмонд и Дж. Кохран [500] изучали образцы известковых илов и глин из колонок, полученных в рейсах научно-исследовательского судна «Элтанин» в районе Тасманова моря. Установили, что в среднем темпы аккумуляции осадков распределяются в достаточно широком интервале — от 11 до 950 мм/1000 лет. Кроме того, на примере Тасманова моря эти исследователи подтвердили справедливость уже известной и отмеченной нами закономерности: более высокие темпы осадконакопления наблюдаются в наиболее глубоких впадинах и вблизи от устьев подводных каньонов. Что касается дельт крупных рек, то для них фиксируются наиболее высокие темпы накопления осадков. Так, для осадков дельты р. Миссисипи скорости аккумуляции составляют от $(2000 \div 4000)$ мм/1000 лет до 30 000 мм/1000 лет [523], что на один-два порядка больше скоростей современного океанского осадконакопления. Очень широкий диапазон скоростей отмечается для осадконакопления в озерных условиях: от 20 мм/1000 лет — Северный Байкал [102] до 400 мм/1000 лет — оз. Бива (Япония) [503].

Кроме отмеченных выше закономерностей в распределении скоростей осадконакопления можно указать и на закономерности более общего характера, связанные с распределением в пределах акватории Мирового океана климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональности осадконакопления. Эти закономерности детально описаны в работах А. П. Лисицына [171, 172], и на них мы специально останавливаться не будем. Отметим лишь, что современная климатическая зональность планеты оказывает очень существенное влияние на поставку и распределение осадочного материала, а вертикальная зональность наиболее четко выражена в областях карбонатакопления. Известно, что глубины 4500—5500 м являются критическими для накопления карбонатных осадков, ниже которых карбонаты полностью рас-

творяются. Остаются лишь нерастворимые части карбонатных илов, образующих вместе с терригенным материалом красную глубоководную глину.

Возраст отобранных в настоящее время проб донных осадков океана варьирует от современного (голоценового) до позднемелового. Все закономерности океанического осадконакопления, на которых мы останавливались, справедливы и для доголоценовых отложений, поскольку в опробованных зонах океана они представляют собой хорошо стратифицированные и практически не нарушенные постседиментационными процессами мощные толщи осадков. Что же касается изменения скоростей осадконакопления за этот отрезок времени (около 100 миллионов лет), то можно с уверенностью утверждать, что они в пределах акватории Мирового океана были практически постоянными. В следующем разделе главы это положение будет проиллюстрировано фактическим материалом по донным отложениям западной части Тихого океана.

А. П. Лисицын [172, с. 278], проанализировав всю имеющуюся информацию по скоростям современного осадконакопления в разных климатических зонах океанов, пришел к выводу, что «на протяжении всей обозримой истории океанов абсолютные значения скоростей были близкими к современным, иногда немного выше или ниже. Нет никаких свидетельств катастрофических изменений скоростей, захватывавших сколько-нибудь большие площади».

Некоторые фактические данные. Все имеющиеся на сегодняшний день доводы в пользу гипотезы о прогрессивном росте скоростей осадконакопления во времени, не могут считаться доказательными по той причине, что нет и не может быть фактического материала, который бы однозначно решал эту задачу в пользу рассматриваемой гипотезы. Кроме того, существует масса контрдоводов, которых мы привели, как представляется, вполне достаточно, ставящих под сомнение даже принципиальную возможность однозначного решения данной задачи. Поэтому мы не будем повторять работу с фактическим материалом, которую в свое время провели Дж. Гиллули [410] и М. Кэй [166], несмотря на то что за прошедшие 20 лет существенно изменились данные и о максимальных мощностях отложений, и о продолжительности геологических периодов фанерозоя, поскольку такая работа все равно не решает данную проблему. Приведем лишь ряд фактических данных, которые ранее при обсуждении гипотезы изменения скоростей осадконакопления во времени не использовались и которые дают возможность не только дополнительно аргументировать наше отношение к рассматриваемой гипотезе, но и в значительной мере ее конкретизировать.

1. В работе П. П. Зотова [126], которую мы уже упоминали, приведены данные по скоростям седиментации глин в разные геологические периоды и по эквивалентным скоростям породообразования применительно к песчаникам, аргиллитам, доломитам и другим типам пород. В основу этих данных положены скорости,

которые определяются по фактическому объему глин в отложениях ярусов геологических систем фанерозоя. Для этого найденные П. П. Зотовым радиометризованные скорости седиментации глин пересчитываются применительно к конкретным породам яруса и сравниваются с фактическими объемами пород для установления поправочных коэффициентов. Именно пересчитанные скорости

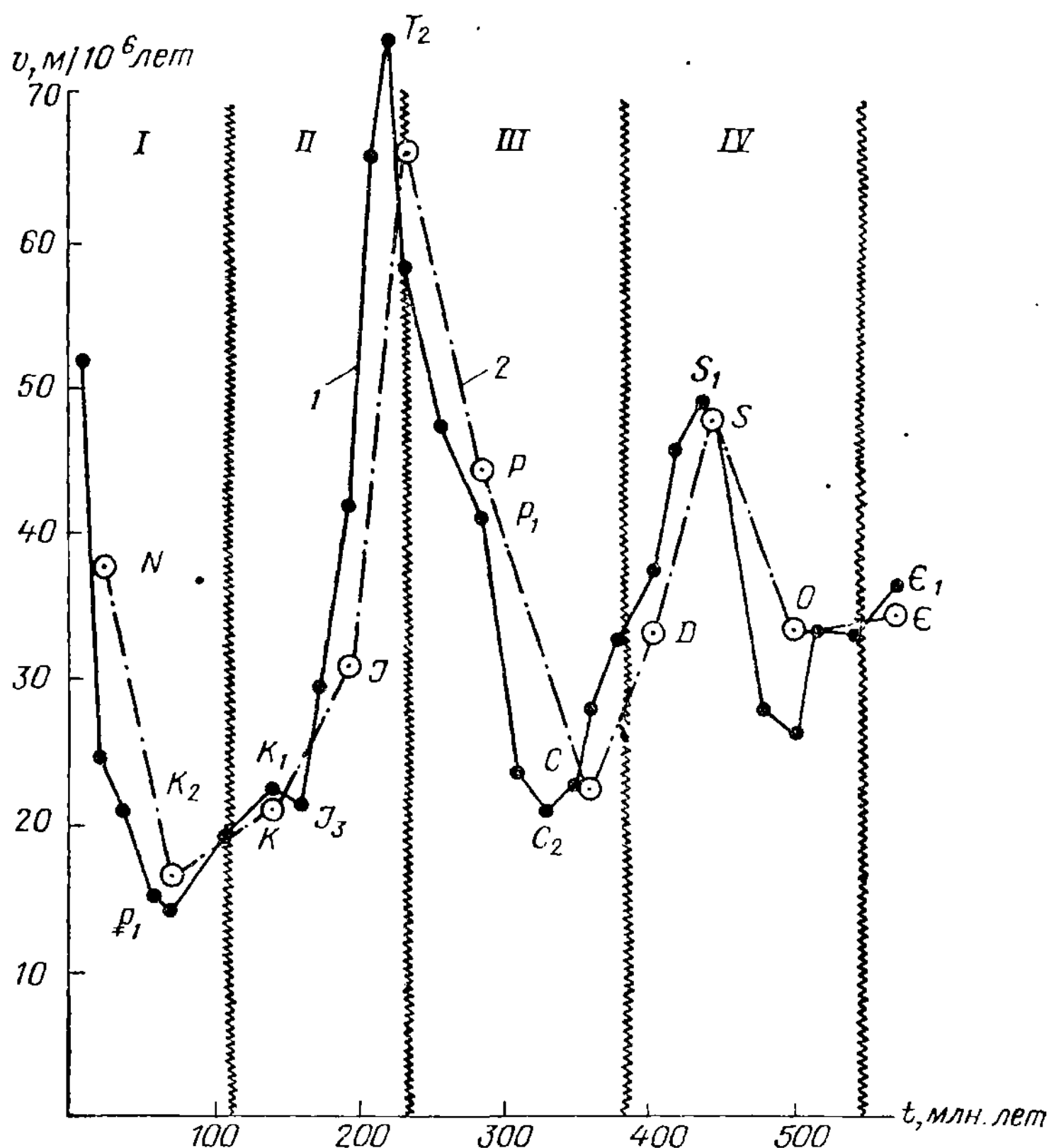


Рис. 68. Изменение скоростей седиментации глин во времени.

1 — с точностью до отдела; 2 — с точностью до системы; I—IV — циклы: I — альпийский; II — киммерийский; III — герцинский; IV — каледонский.

и составили основу графиков на рис. 68. Если отбросить крайние точки этих графиков, которые всегда менее достоверны, то отчетливо выделяются два максимума скоростей накопления глин. Первый приходится на триас или, если вести расчеты с точностью до отдела, то на средний триас. Второй соответствует силуру (точнее, раннему силуру). Такое расположение локальных максимумов скоростей седиментации глин представляется вполне естественным, если их стратиграфическое положение увязать со временем проявления крупных циклов тектогенеза.

Действительно, если опираться на периодизацию тектонической истории Земли [315], то можно видеть, что в среднем для всей планеты начало каледонского цикла датируется средним кембрием, герцинского — средним девоном, а киммерийского — началом триаса. Разумеется, точность такой датировки весьма условна, тем более с учетом заведомой асинхронности проявления этих циклов в отдельных регионах, т. е. с учетом широкого доверительного интервала, в пределах которого сосредоточено равновероятное время начала и завершения тектонических циклов. Кроме того, можно полагать, что наиболее широко процессы накопления алевро-глинистого ряда пород должны проявляться в периоды максимального сглаживания (пенепленизации) рельефа областей сноса, т. е. в среднем ближе к началу новых крупных тектонических циклов. Это и фиксируют графики на рис. 68. Большей детальности и точности в интерпретации выявленной закономерности в силу условности тектонической периодизации и неясной региональной привязки фактического материала, по которому оценивалась скорость седиментации глин [125], достичь не удастся. Заметим, что на средний триас приходятся максимальные скорости накопления и других типов пород (аргиллитов, доломитов, известняков и мергелей).

2. Опираясь на фактические данные по наибольшим мощностям систем в отдельных регионах СССР, которые в основном мы заимствовали из монографии «Геологическое строение СССР» [79] с уточнением отдельных данных в соответствующих томах «Геологии СССР», мы попытались оценить скорости осадконакопления, исходя уже из чисто регионального принципа. Ясно, что такой подход не может рассматриваться в качестве альтернативы тому, который в свое время использовали Дж. Гиллули [410] и М. Кэй [166]. Он является лишь дополнительным, уже чисто фактурным обоснованием жесткой связи изменения во времени скоростей осадконакопления с тектоническим режимом Земли. Исходные фактические данные, которые в данном случае использовались, приведены в табл. 20.

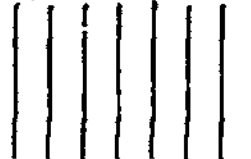
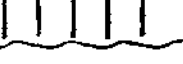
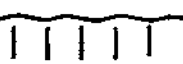
Несколько слов по поводу понимания границ отдельных регионов, которого мы придерживались при формировании исходных данных. В понятие «Русская платформа» мы включили все впадины ее южного и восточного обрамления, т. е. Прикаспийскую впадину, Южное Приуралье, Печорскую синеклизу и Воркутскую впадину. В данные по Сибирской платформе вошел материал по Южно-Якутскому бассейну и Иркутскому амфитеатру. Иными словами, мы придерживались того же расширенного понимания этих регионов, какое вкладывается в них стратиграфами, увязывающими корреляционные стратиграфические схемы как регионального, так и межрегионального характера.

Результаты расчетов скоростей осадконакопления по пяти регионам (Русская и Сибирская платформы, Уральская складчатая система, Казахстанская складчатая область и Кавказ)

ТАБЛИЦА 20
Фактические данные о наибольших мощностях (м)
осадочных толщ по регионам

Система	Отдел	Русская платформа	Сибир- ская платфор- ма	Ураль- ская складча- тая система	Казах- станская складча- тая область	Кавказ
Неогеновая	Плиоцен	~ 1300	~ 230		> 600	~ 5600
	Миоцен	~ 800				~ 5000
Палеогеновая	Олигоцен	> 500	~ 200	?	~ 500	> 6000
	Эоцен	> 300				
	Палеоцен	100	200	200		
Меловая	Верхний	> 800	900	2300		> 5000
	Нижний	430	3500			> 4900
Юрская	Верхний	~ 350	750	> 500	?	> 5800
	Средний	~ 900	480	150		> 7000
	Нижний		830	 600		9500
Триасовая	Верхний	950		4000	2100	~ 800
	Средний		2800			~ 600
	Нижний	2445	1350		 240	3000
Пермская	Верхний	3400	1500	3150	> 3000	4300
	Нижний	4200		5800	2000	
Каменно- угольная	Верхний	400	240	1500	4800	1500
	Средний	400	670	1500		4000
	Нижний	500	520	3500		
Девонская	Верхний	 3100	250	2800	3500	~ 5700
	Средний	860	780	2350	3000	
	Нижний	600		1200	2000	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 20

Система	Отдел	Русская платформа	Сибир- ская платфор- ма	Ураль- ская складча- тая система	Казах- станская складча- тая область	Кавказ
Силурий- ская	Верхний	~ 1000	340 	5000	>1000 	~ 1550
	Нижний		500		3900	
Ордовик- ская	Верхний	130	 300	300	>9000	
	Средний	265		1050		
	Нижний	185	1280	2800	2000	
Кембрий- ская	Верхний		1250	500	2700	?
	Средний	40 	1300	450	 5400	
	Нижний	 450	2150	1000 	6000	

приведены на рис. 69. Из этого рисунка отчетливо видно, что, во-первых, для каждого из регионов выделяются один или два локальных максимума скоростей осадконакопления, которые тесно увязаны с историей тектонического развития этих регионов и не обязательно соответствуют более молодым отложениям; во-вторых, даже при условии рассмотрения абсолютных максимумов скоростей осадконакопления по отдельным геологическим периодам тенденция роста скоростей не отмечается. В-третьих, локальные максимумы скоростей чаще всего тяготеют ко времени смены циклов тектогенеза (на рис. 69 эти временные интервалы показаны штриховкой).

Таким образом, при ином, чем у Дж. Гиллули и М. Кэя, формировании выборки по мощностям отложений тенденции роста скоростей осадконакопления не отмечается. Максимальные скорости соответствуют чаще всего времени смены циклов тектогенеза, которое варьирует в разных регионах в пределах отдела или периода. Если же эти скорости соотнести только с геологическими периодами вне их привязки к регионам, то и в этом случае абсолютного роста скоростей осадконакопления во времени не наблюдается.

3. Третий аспект, который мы сочли целесообразным подтвердить фактическим материалом, касается детального анализа

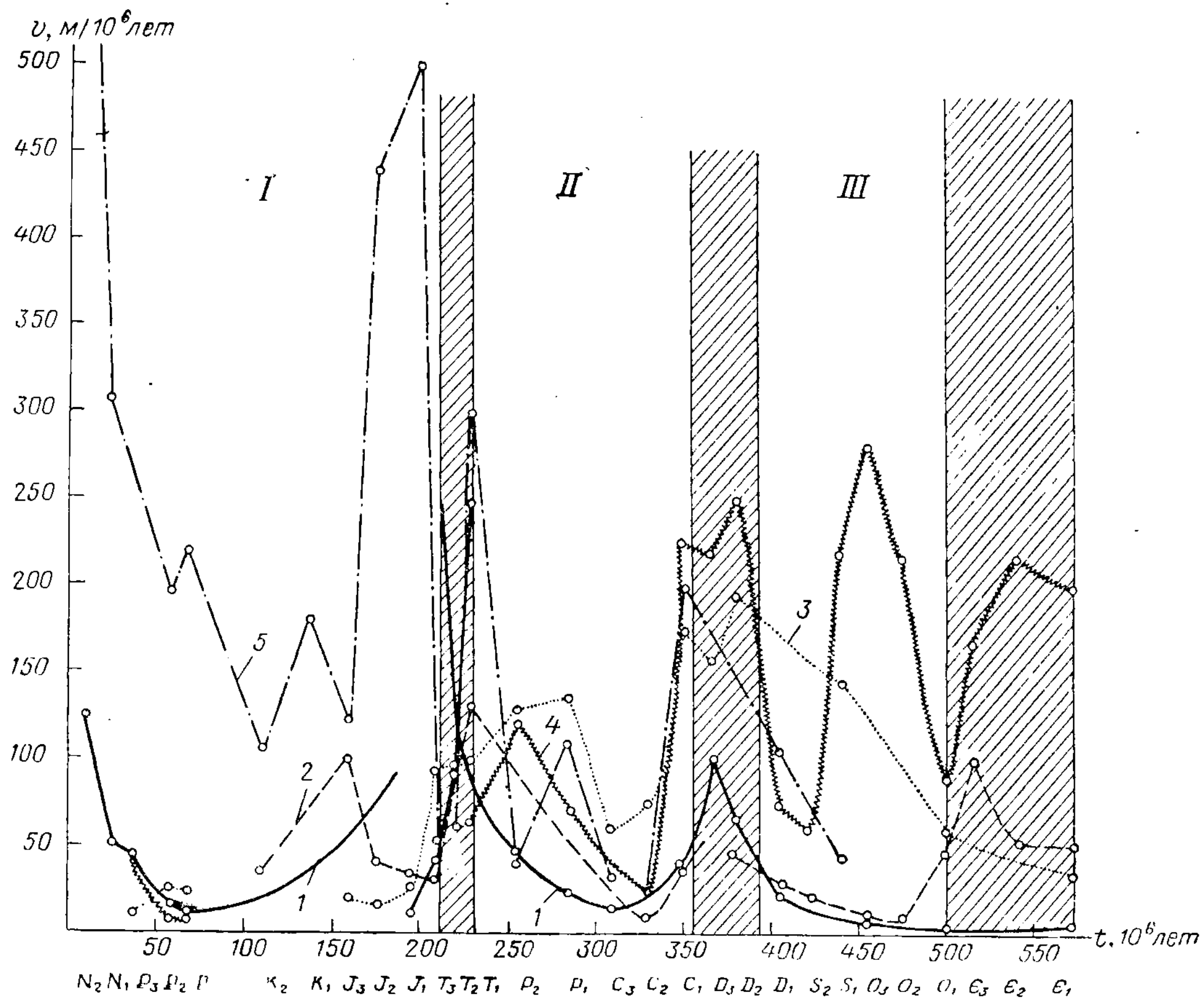


Рис. 69. Изменение скорости осадконакопления во времени по материалам пяти регионов СССР.

1 — Русская платформа; 2 — Сибирская платформа; 3 — Уральская складчатая система; 4 — Казахстанская складчатая область; 5 — Кавказ; I — альпиды; II — герциниды; III — каледониды.

скоростей осадконакопления в плейстоцене по материалам современного океанического осадкообразования. В условиях глубоких котловин океана можно быть практически уверенным в том, что осадки не затронуты размывами и отсутствуют перерывы в осадконакоплении. Поэтому вычисленные скорости осадконакопления в данном случае наиболее приближены к тем реальным скоростям, которые имеют место в зоне глубоководных депрессий океана. Кроме того, колонки осадков, которые поднимают со дна океана, практически однозначно стратифицируются по литологическому и микропалеонтологическому составу, а возраст отдельных слоев определяется прямыми радиологическими методами.

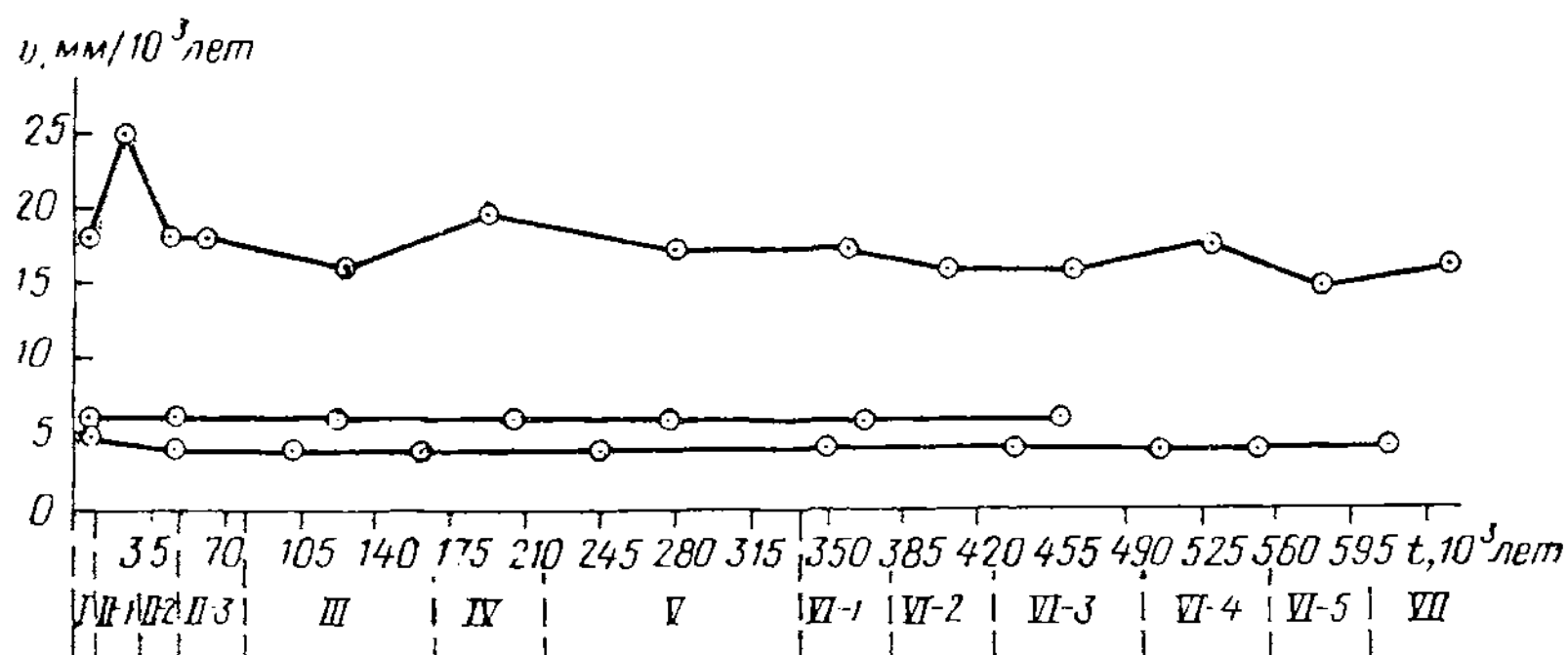


Рис. 70. Изменение скорости осадконакопления в глубоководных котловинах западной части Тихого океана за последние 600—800 тыс. лет.

Римские цифры — стратиграфические горизонты.

Нами использован фактический материал, содержащийся в работе Е. А. Романкевич, В. И. Баранова и Л. А. Христиановой [231], в которой описаны литология, микропалеонтологический состав и определен возраст отдельных слоев в более чем 200 колонках донных отложений глубоководных котловин западной части Тихого океана. Этот материал лег в основу рис. 70, на котором показаны графики изменения скоростей осадконакопления для трех из опробованных зон Тихого океана. Стратификация колонок была реализована с точностью до ледниковых (II, IV и VI горизонты) и межледниковых (III, V и VII горизонты) эпох.

Анализ приведенного материала позволяет заключить, что абсолютные величины скоростей осадконакопления (5—20 мм/1000 лет) соответствуют тем цифрам, которые считаются типичными для субарктических зон Мирового океана. Наиболее интересен, однако, другой факт: за последние 600—800 тыс. лет скорости осадконакопления в условиях Тихого океана не изменялись. Если же учесть заключение А. П. Лисицына [172] о неизменности скоростей со времени позднего мела, то этот вывод

оказывается справедливым уже для отрезка почти в 100—110 млн. лет, причем как для Тихого, так и для Атлантического океанов, поскольку в умеренной и тропической областях этих океанов эпохи потепления и похолодания климата наступали почти в одно и то же время [231].

Резюмируя все изложенное по данной проблеме, можно утверждать, что для уверенного заключения о прогрессивном росте скоростей осадконакопления в течение фанерозойского этапа развития Земли нет оснований. Доводы чисто тектонического плана, на которые всегда опирались, аргументируя этот тезис, не могут рассматриваться в качестве его доказательства по ряду причин, на анализе которых мы уже останавливались. Что же касается аргументов негативного характера в отношении невозможности установления продолжительности перерывов в осадконакоплении, с одной стороны, и неоднозначности в датировках самих периодов, если иметь в виду конкретные разрезы, представляющие геологические системы из разных регионов, с другой, то даже принципиальная возможность однозначного решения данной проблемы оказывается сомнительной.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ СЛОЕВ

ГЛАВА XIII

УПЛОТНЕНИЕ С ГЛУБИНОЙ ПОРОД АЛЕВРО-ГЛИНИСТОГО РЯДА

ЭМПИРИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГРАВИТАЦИОННОГО УПЛОТНЕНИЯ

Хорошо известна общая качественная закономерность литогенеза пород осадочного происхождения: отложившийся слой осадка изменяет свою первоначальную мощность под действием веса накапливающихся пород. Это изменение тем сильнее, чем более дисперсным является состав породы. Слои конгломератов, гравелитов, крупнозернистых песчаников практически не изменяют своей первоначальной мощности. Незначительно изменяется начальная мощность средне- и мелкозернистых песчаников. Наконец, породы алевро-глинистого, а тем более глинистого ряда в процессе литификации уменьшаются в объеме в 2—3, а по некоторым оценкам даже в 4 раза.

Знание первоначальных, истинно седиментационных значений мощностей осадочных толщ имеет чрезвычайно большое значение, поскольку фациальная изменчивость разрезов как в вертикальном, так и в латеральном направлениях порождает их резко различные конечные мощности, что в значительной степени затрудняет стратиграфический анализ этих отложений и корреляцию разработанных местных стратиграфических шкал. Помимо этого, знание первичных мощностей разрезов осадочных толщ позволяет вносить коррективы и в палеотектонические реконструкции, осуществляемые на базе метода мощностей, и в палеоседиментологический анализ различных генетических типов осадочных образований.

Следует также отметить, что в процессе уплотнения осадка резко изменяются его физико-механические свойства (пористость, плотность, проницаемость и т. п.). Изучение же вариаций различных свойств пород с глубиной в настоящее время приобретает особый, уже чисто практический интерес в связи с поисками нефтяных и газовых месторождений на глубинах свыше 4000—6000 м. Помимо этого, геология, в том числе и литология, все пристальнее и детальнее изучает нижние, наиболее глубокие горизонты литосферы как в связи с решением общетеоретических

глобальных проблем текто- и литогенеза, так и в связи с сугубо практическими задачами в сфере прогнозно-металлогенических исследований.

Наконец, знание закономерностей изменения физико-механических характеристик пород, которые за время своей геологической истории неоднократно выводились на дневную поверхность и затем вновь погружались в глубокие горизонты литосферы, имеет первостепенное значение в практике инженерно-геологических изысканий под промышленное и гражданское строительство, поскольку при этом существенно меняются несущая способность и фильтрационные свойства осадочных пород [1, 178]. Если к тому же учесть, что алевро-глинистые породы составляют около 80% осадочной оболочки Земли, то станет ясной и масштабность данной проблемы.

Вопросами гравитационного уплотнения глинистых пород с глубиной занимались и продолжают заниматься такие крупные ученые, как Н. Б. Вассоевич, К. Г. Войновский-Кригер, П. В. Зарицкий, В. Д. Ломтадзе, Л. В. Пустовалов, А. Б. Ропов, Л. Б. Рухин, Н. М. Страхов, У. Х. Твейхофел, Э. Э. Фотиади и многие другие. В их исследованиях уже получены достаточно серьезные результаты: ясен (в общих чертах) физический механизм гравитационного уплотнения, известны устойчивые закономерности, связывающие конкретные характеристики глинистых пород с глубиной их залегания и т. д. Поэтому в нашу задачу входит только разработка аналитической модели этого процесса, которой будет посвящен заключительный раздел главы.

На эмпирическом уровне процессы гравитационного уплотнения алевро-глинистых пород изучаются двумя путями: непосредственным исследованием физических характеристик пород по керну буровых скважин, результатом которого оказываются «типовые» кривые уплотнения глинистых пород [4, 42, 207, 297, 298, 299, 330 и многие другие], либо посредством лабораторных экспериментов на компрессионных приборах, которые позволяют моделировать практически любые встречающиеся в природе нагрузки и получать кривые компрессионного уплотнения, достаточно хорошо согласующиеся с данными по буровым скважинам. В этом плане широко известны работы В. Д. Ломтадзе [177, 178 и др.].

Как тот, так и другой путь исследования позволяет построить теоретические зависимости, например, пористости алевро-глинистых отложений от глубины их залегания в рамках наиболее простой и одновременно наиболее широко распространенной модели экспоненциального убывания с глубиной значений пористости. Однако следует заметить, что, как и всякая модель, она удачно аппроксимирует лишь самую общую тенденцию, отклонения от которой в ряде случаев весьма значительны. Объясняется это тем обстоятельством, что данная модель, верно фиксирующая физику процесса уплотнения, не учитывает «внешние» факторы,

т. е. условия залегания пород, тектоническую историю данного района, минералогический состав глин, химический состав поровых вод, однородность строения разреза (монотонная глинистая толща или чередование глин и песчаников), а также ряд других весьма существенных для данной проблемы факторов. И тем не менее установление экспоненциального закона уплотнения алевроглинистых пород представляется весьма важным фактом. Отклонения же от него в каждом конкретном случае необходимо анализировать с других, уже общегеологических позиций. Тогда мера отклонения от общего закона позволит дать количественную оценку вклада того процесса, который, как устанавливается, также влиял на уплотнение пород.

Н. Б. Вассоевич [42, с. 11] совершенно справедливо заметил, что «глинистые породы — своего рода геологический манометр, так как по их пористости можно судить о стадии литогенеза, которой они достигли, и о мощности покрывающих их отложений, что представляет интерес для палеогеографии и геотектоники». Однако следует подчеркнуть, продолжая найденную Н. Б. Вассоевичем аналогию, что если глинистые породы — действительно своеобразный геологический манометр, то манометр, как и всякий такого типа прибор, был бы способен верно предсказывать погоду только в том случае, если бы она зависела только от атмосферного давления. На самом деле мы знаем, что все обстоит значительно сложнее и с предсказанием погоды, и с предсказанием пористости пород, когда известна только глубина их залегания.

Рассмотрим несколько характерных примеров. Г. И. Теодорович и А. А. Чернов [297, 298, 299] изучали интересующее нас явление на материале продуктивной толщи в пределах апшеронской нефтегазоносной области. Исследуемый ими интервал глубин составил около 4500 м. В итоге установлено [297], что серьезных минералогических изменений глин до глубины 4500 м не происходит. Среднее значение пористости на прослеженных глубинах также одного порядка, а незначительные отклонения не дают возможности выявить какие-либо тенденции, согласующиеся с общеизвестной закономерностью. Правда, в последующей публикации [298] эти авторы установили линейный характер изменения пористости в интервале 0—4500 м; $n = 29,5 - 0,003h$, где n — пористость, а h — глубина (м), но, думается, что вывод, сделанный ими в первой работе применительно к продуктивной толще, более правдоподобен, поскольку он согласуется и с данными других исследователей, а линейная аппроксимация вообще не характерна для данного процесса. К тому же и сами авторы отмечают [298, с. 88], что «уплотнения глин до аргиллитоподобного состояния и песчано-алевритовых отложений до твердых песчаников и алевролитов в продуктивной толще данного района на глубинах 4000—4500 м не происходит».

Данный пример интересен в том отношении, что продуктивная толща миоцен-плиоценового возраста накапливалась в условиях

интенсивного прогибания и за время своей геологической истории не испытала условий разгрузки, когда бы глубокозалегающие слои были выведены в приповерхностные горизонты литосферы. Казалось бы, в данном случае должно быть наилучшее согласие с «типовыми кривыми уплотнения» пород, но этого не наблюдается. Удачную, на наш взгляд, интерпретацию данного явления привел в своем исследовании А. П. Дурмишьян [105].

Действительно, процесс уплотнения глинистых пород в первом приближении сводится к отжатию свободной и рыхлосвязанной воды. При этом, для того чтобы данный процесс протекал в хорошем согласии с общей теорией, должен быть обеспечен нормальный отток вытесненного флюида, т. е. над кровлей сжимаемого глинистого слоя должен залегать хорошо проницаемый для жидкости слой песчаника. Если такого дренажа нет, то вместе с глиной сжимается и содержащийся в ней флюид (не обязательно вода), что препятствует нормальной консолидации глинистой толщи и одновременно создает в ее пределах аномально высокое внутрипоровое давление. Эти явления функционально связаны: в зонах аномально высокого внутрипорового давления пористость глин, как правило, выше, чем на смежных участках, где чередование песчаных пород-коллекторов и глинистых слоев-покрышек гарантирует нормальное сжатие глин и соответственно более низкие значения пористости на тех же глубинах. В пределах продуктивной толщи фиксируются оба случая. Так, на площадях Центрального Апшерона разрез характеризуется частым песчано-глинистым переслаиванием. Мощность существенно глинистых разделов, разобщающих регионально развитые коллекторские пласты, колеблется в пределах 5—45 м. В этой зоне и зафиксирована нормальная консолидация глин, хорошо согласующаяся с «типовой кривой» Н. Б. Вассоевича [42].

Напротив, на площадях Юго-Западного Апшерона (Карадаг — Локбатан), частично Бакинского архипелага и Прикуринской области разрез продуктивной толщи характеризуется заметным увеличением мощности глинистых свит и повсеместным проявлением аномально высокого внутрипорового давления. Естественно поэтому, что пористость глин здесь оказывается в 1.5—2,5 раза выше, чем пористость находящихся на тех же глубинах глинистых пород Центрального Апшерона [105].

Аналогичную закономерность подметили ранее А. Н. Шарданов и Ю. Д. Кузьменко [380] на материале более 3000 образцов глин разного возраста, отобранных на территории Западного Предкавказья. Они установили, что образцы с большей пористостью, как правило, соответствуют средним частям мощной глинистой толщи, наиболее удаленным от подстилающих и перекрывающих ее коллекторов. На то же явление указывают Г. М. Авчян и М. Л. Озерская [4], А. М. Монюшко [193, 194], В. В. Коперина и О. А. Дворецкая [150], Ф. Браун [375] и многие другие геологи, детально исследовавшие в природных условиях законо-

мерности уплотнения пород алевро-глинистого ряда. Можно полагать, что такая закономерность должна носить общий характер и в тех случаях, когда пористость нижележащих слоев глины оказывается выше, чем у слоев, их перекрывающих, объяснение этому следует искать в особенностях литологического строения данной толщи.

Среди факторов, определяющих характер и темп уплотнения глинистых пород, помимо чисто механической нагрузки от веса вышележащих осадочных образований следует указать на наличие в глинистых осадках органики (диатомеи) [487], на количество натрия по отношению к другим обменным катионам, на величину рН поровых вод, на концентрацию поровых электролитов [488] и т. д.

Присутствие в глинистом осадке карбонатного материала замедляет процесс уплотнения по той причине, что известковая среда способствует быстрой литификации осадка [408]. Особое место занимает проблематичный «фактор времени», который, по мнению ряда исследователей, оказывает не меньшее влияние на величину уплотнения алевро-глинистых пород, чем глубина их погружения [196, 197, 330]. Согласно, к примеру, идее Ю. В. Мухина [197], более древние глинистые породы (палеозойские) должны быть уплотнены сильнее, чем мезозойские, а у тех, в свою очередь, пористость должна быть ниже, чем у относительно более молодых глинистых образований кайнозойского возраста.

Следует заметить, что такая трактовка роли геологического времени, как своеобразного уплотняющего фактора, сколь очевидна, столь и неверна. Действительно, если сравнивать разновозрастные глинистые толщи, залегающие на одинаковой глубине в одном и том же регионе, то можно ожидать меньшие значения пористости пород у более древних отложений в сравнении с более молодыми. Для доказательства того, что в данном случае решающее влияние на разницу в степени уплотнения оказало время, требуется фиксировать все прочие факторы, которые, как мы уже отмечали, также влияют на характер и интенсивность процессов гравитационного уплотнения. Если же эти факторы не учитывать, то может оказаться, что даже одновозрастные глинистые толщи, но прошедшие через разные этапы геологического развития, резко различаются по значениям пористости и плотности пород [201].

Интересный пример в этом отношении приводит В. Д. Ломтадзе [178]. Он рассматривает кембрийские глины, широко развитые на северо-западе Русской платформы (районы Ленинграда и Вологды). Глины, вскрывающиеся в этих районах, имели существенно различную историю геологического развития. Кембрийские глины под Ленинградом в палеозое перекрывались кембрийскими, ордовикскими и девонскими отложениями общей мощностью до 350 м (нагрузка около 70 кгс/см²). Затем эта зона стала испытывать подъем. Вышележащие отложения почти полностью

были размыты, а к началу четвертичного периода кембрийские глины оказались непосредственно под покровом ледника мощностью до 1000 м, в процессе таяния и отступления которого ледниковые воды размывали уже непосредственно кембрийскую глину. В настоящее время эти отложения либо выходят на дневную поверхность, либо перекрыты толщей современных осадков мощностью до 100 м. Таким образом, в данном случае древнейшие

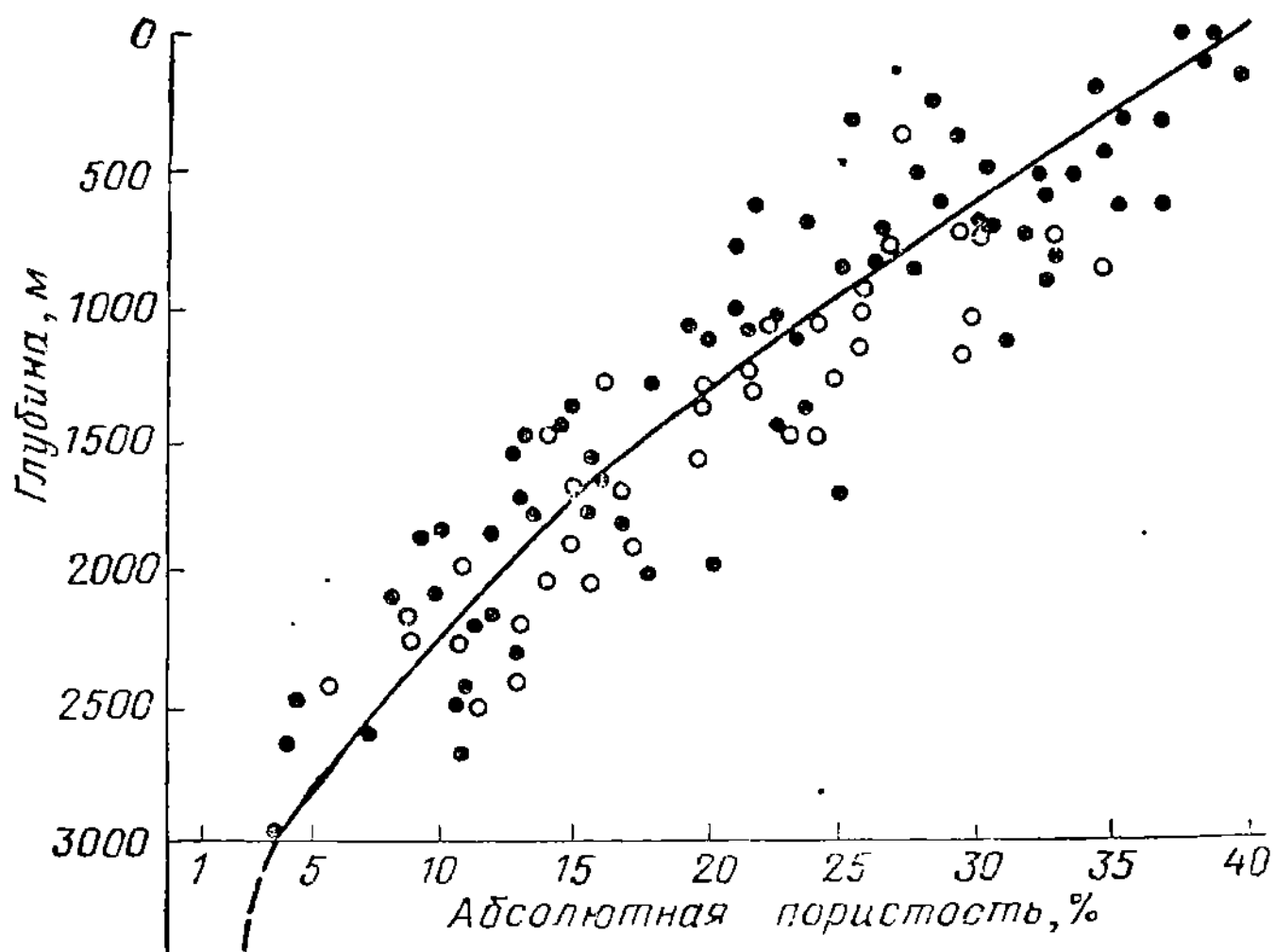


Рис. 71. Связь абсолютной пористости алевролитов и глин с глубиной их залегания. Данные по центральной части Западно-Сибирской низменности [201].

Черные кружки — средние арифметические значения пористости глинистых пород для отдельных свит по разным скважинам; светлые кружки — то же, для алевролитов.

фанерозойские образования — кембрийские глины — значительную часть своей геологической истории были разгружены и лишь дважды они испытали хоть и интенсивную, но относительно непродолжительную по времени нагрузку. В итоге состояние и свойства кембрийских глин под Ленинградом не соответствуют их возрасту: естественная влажность $\sim 14\%$ и пористость $\sim 30\%$. В районе Вологды эти же отложения начиная с кембрийского периода испытывают большую гравитационную нагрузку (~ 400 кгс/см²). В результате глины здесь имеют типичный облик аргиллитов со следами сланцеватости. Иные и физические характеристики этих пород: естественная влажность $\sim 5\%$ и пористость $\sim 15\%$.

Не представляется убедительным и другой аргумент в пользу геологического времени как «уплотняющего» фактора — завышенные значения пористости, полученные в лабораторных условиях, в сравнении с природными [197]. В лабораторных условиях испытывается лишь образец породы, причем в нарушенном зале-

гании, когда компрессионное сжатие только моделирует гравитационное уплотнение, которое испытывает порода в естественном залегании. Ясно, что в таких случаях важно прежде всего совпадение вида компрессионных кривых, а не значений пористости в каждой точке. Завышенные же значения пористости, полученные в лабораторных условиях, фиксируют лишь характер эксперимента и никак не связаны с «уплотняющей ролью геологического времени».

В заключение данного раздела приведем несколько графиков, иллюстрирующих характер изменения пористости алевро-глинистых пород как функцию от глубины их залегания. На рис. 71

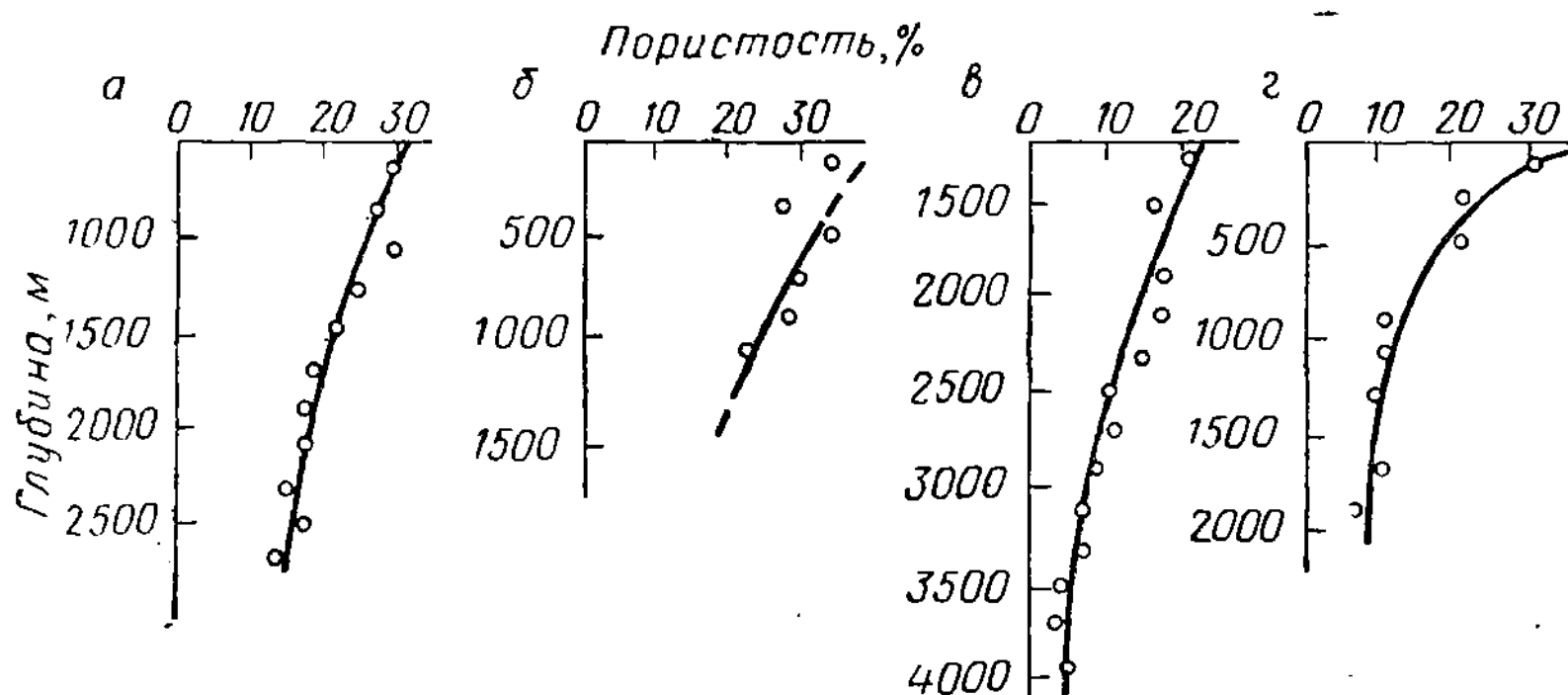


Рис. 72. Изменение пористости глин в зависимости от глубины их залегания [330].

а — центральная часть Западно-Кубанского прогиба; б — Скифская плита; в — южный борт Западно-Кубанского прогиба; г — Адыгейский выступ.

показана зависимость абсолютной пористости алевролитов и глин от глубины, характерная для центральной части Западно-Сибирской низменности, а на рис. 72 та же зависимость, типичная для Скифской плиты и ряда впадин Предкавказья. Можно видеть, что характер изменения пористости нелинейный и в первом приближении его можно аппроксимировать экспоненциальной функцией.

ОБЩАЯ ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССА УПЛОТНЕНИЯ

Прежде чем более детально описывать физическую сторону гравитационного уплотнения алевро-глинистых пород, заметим, что основные эмпирические закономерности уплотнения, связывающие численные значения пористости глинистых пород с глубиной их залегания, а также с особенностями литологического строения разреза и историей геологического развития данных отложений, дают возможность не только глубже уяснить механизм этого явления, но и конкретизировать его проявления применительно к региональной специфике исследуемого материала [202].

Те отклонения от эмпирических закономерностей, на которых мы уже останавливались и которые зачастую не дают возможность связать фактические данные с «типовыми кривыми уплотнения», не могут рассматриваться как противоречащие общей теории [1], а тот факт, что конкретно региональные проявления гравитационного уплотнения глинистых пород в каждом отдельном случае интерпретируются индивидуально, не означает ее бесполезность [74]. Создается парадоксальная ситуация, когда необходимость в общей теории гравитационного уплотнения полностью отрицается только на том основании, что в природе встречаются ситуации, не укладывающиеся в ее рамки. Но ведь сам факт наличия

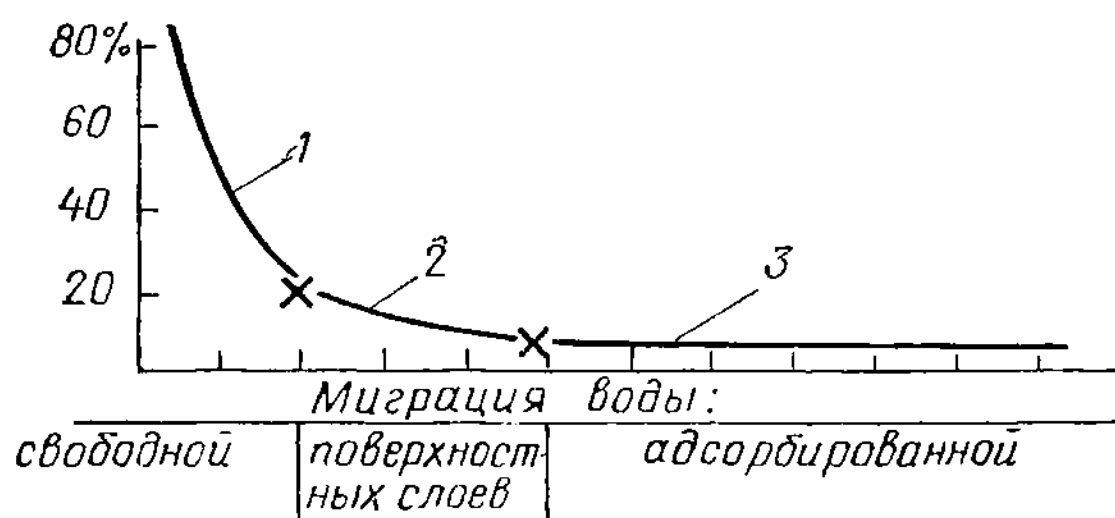


Рис. 73. Стадии гравитационного уплотнения глинистых пород [178]:

1 — свободного уплотнения, 2 — затрудненного уплотнения, 3 — замедленной консолидации.

таких ситуаций можно установить и даже оценить количественно только в рамках теории, без которой было бы невозможно развитие науки, а все конкретно региональные исследования неизбежно превратились бы в бессистемное накопление фактического материала, интерпретация которого (без теоретических основ) была бы крайне затруднительной.

Речь, очевидно, должна идти не об отрицании теории гравитационного уплотнения [1, 74], а о ее совершенствовании. В настоящем виде она действительно фиксирует лишь самые общие стороны процесса и не учитывает вариацию и многообразие природных ситуаций, приводящих к тому, что пористость глинистых пород с глубиной изменяется не по экспоненциальному закону, а более сложным образом. Кроме того, не исключено, что эта теория будет в большей мере адекватна описываемому явлению, если ее сформулировать в вероятностных терминах.

Переходя к описанию физических сторон механизма гравитационного уплотнения глинистых пород, заметим, что протекание этого процесса обычно разбивают на несколько этапов или стадий (рис. 73). Согласно исследованиям В. Д. Ломтадзе [178] таких стадий три. Первая — это стадия свободного уплотнения, когда пористость глинистого осадка уменьшается от максимального значения, которое он имеет в естественном залегании до приложения сжимающей нагрузки, до величины в 20—25%. Вторая — это стадия затрудненного уплотнения, при которой пористость породы уменьшается до 15%. Наконец, третья — это стадия замедленной консолидации, когда пористость сокращается до 5—10%, т. е. минимально возможного значения для пород определен-

ного минералогического состава. При свободном уплотнении выделяется легкоподвижная вода; на второй стадии из осадка удаляется рыхлосвязанная (иммобилизованная) вода и на заключительной стадии выжимается прочносвязанная (трудноподвижная) вода.

Интересны конкретизация выделенных стадий уплотнения глин на определенном фактическом материале и их связь с глубинами погружения глинистых толщ. Такое исследование провели Г. И. Теодорович и А. А. Чернов [298] применительно к продуктивной толще Азербайджана. Первая стадия эквивалентна погружению глинистого осадка на глубину до 8—10 м. При этом пористость уменьшается с 66 до 40%. Эта стадия еще соответствует седиментогенезу и, быть может, самому раннему диагенезу. Второй стадии (затрудненного уплотнения) соответствуют глубины погружения от 8—10 до 1200—1400 м. Пористость здесь уменьшается до 20—21%. На стадии замедленной консолидации пористость глин сокращается до 7—8%, а глубина погружения возрастает до 6000 м.

С позиций современного состояния данной проблемы механизм гравитационного уплотнения пород алевро-глинистого ряда рисуется следующим образом. Формирование свойств глинистого осадка начинается одновременно с возникновением связей между отдельными частицами. Для осадков, находящихся в текучем состоянии (глинистые и карбонатно-глинистые илы), характерны еще слабые связи. Вызваны они межмолекулярными и электростатическими силами. По мере роста внешней нагрузки интенсивно отделяется свободная легкоподвижная вода. Ил постепенно из текучего состояния переходит в мягкопластичное и приобретает характерный облик глины.

В таком состоянии гравитационную нагрузку принимают гидратно-коллоидные оболочки, покрывающие частицы породы. Они препятствуют дальнейшему уплотнению и некоторое время уравнивают внешнюю нагрузку. В. Д. Ломтадзе [178], например, считает, что толщина гидратных оболочек не только изменяется при дальнейшем росте гравитационной нагрузки, но и в сильной степени зависит от дисперсности породы, минерального состава тонкодисперсной (глинистой) составляющей, емкости поглощения, состава обменных ионов и ряда других факторов. При уменьшении толщины гидратных оболочек растет электростатическое и молекулярное взаимодействие между частицами, т. е. порода как бы последовательно вовлекает в этот процесс все новые и новые энергетические резервы, препятствующие дальнейшему уплотнению. Однако гравитационная нагрузка по мере увеличения мощности накапливающихся осадков неуклонно растет, и гидратно-коллоидные оболочки уже не могут ее уравновесить. Начинает отжиматься рыхлосвязанная (иммобилизованная) вода. Пористость глин сокращается до 20—15%. Глинистые породы переходят в тугопластичное состояние, сохраняющееся

до оптимальной нагрузки, которая в зависимости от вариаций минералогического состава глин колеблется в пределах от 20 до 100 кгс/см², что в среднем соответствует глубинам погружения от 100 до 500 м. Это стадия затрудненного уплотнения. Ведущий фактор — гравитационный.

По мере погружения на большие глубины интенсивность процессов дегидратации и уплотнения затухает. Из породы постепенно удаляется часть прочносвязанной воды, и наступает заключительный этап уплотнения — стадия замедленной консолидации. Следует заметить, что при погружении породы на значительные глубины большое значение приобретает температурный фактор. При росте температуры внешней среды до 80° С, что соответствует глубинам около 2000 м, из глины удаляются остатки рыхлосвязанной воды.

Интересное исследование свойств глин на больших глубинах провел Д. Хелинг [428]. Он установил, что до глубины 1000 м пористость глин интенсивно уменьшается. Причем в равной мере сокращается количество крупных и мелких пор. Однако на глубинах свыше 1000 м уменьшение пористости происходит преимущественно за счет мелких пор. Крупные поры на этих глубинах более устойчивы. Это любопытное явление объясняется существенными изменениями минералогического состава глин на больших глубинах, приводящее к некоторому укрупнению глинистых частиц (переход смектита в 10 Å-слюду).

Таким образом, физический механизм гравитационного уплотнения, описанный даже в самых общих чертах, не только позволяет объяснить те устойчивые закономерности, на которых мы уже останавливались и которые связывают значения пористости алевро-глинистых пород с глубиной их залегания, но и дает возможность построить аналитические модели процесса, фиксирующие наиболее типичные и часто встречающиеся в природе эмпирические закономерности.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПРОЦЕССОВ ГРАВИТАЦИОННОГО УПЛОТНЕНИЯ

Рассмотрим далее аналитические модели, которые позволяют с учетом физики процессов гравитационного уплотнения связать изменения пористости пород с глубиной их залегания. При этом мы будем учитывать те эмпирические закономерности, которые уже установлены для разных геологических ситуаций: уплотнение гомогенной глинистой толщи при наличии оттока отжимаемого флюида и уплотнение гетерогенной толщи, когда фиксируется частое переслаивание легкосжимаемых пород алевро-глинистого ряда и практически несжимаемых пород существенно песчаного состава. В первом случае уменьшение пористости с глубиной должно происходить по экспоненциальному закону, во втором —

должна фиксироваться периодическая или квазипериодическая тенденция колебания пористости.

Уплотнение гомогенной глинистой толщи при наличии оттока отжимаемых вод. Рассмотрим кинематику роста мощности глинистой толщи. Пусть к моменту времени t_0 мощность глинистого осадка была равной H_0 , а его начальная пористость — n_0 . К моменту t_1 накопился еще один слой глины мощностью H_1 . Таким образом, суммарная мощность стала равной $H_0 + H_1$, а под действием веса слоя H_1 пористость нижележащего слоя H_0 уменьшилась на величину $n_1 - n_0 = -\Delta n_1$, где n_1 — пористость слоя H_0 к моменту t_1 . К моменту t_k мощность толщи стала равной $H_0 + H_1 + \dots + H_k$. Под действием веса вышележащих слоев пористость слоя H_0 к моменту t_k стала равной n_k , т. е. сократилась на величину $n_k - n_0 = -\Delta n_k$. Пористость слоя H_1 соответственно n_{k-1} , а уменьшение пористости составило $n_k - n_1 = -\Delta n_{k-1}$. Мы предполагаем, что формируется гомогенная глинистая толща, причем такая, что в любой момент времени t_i накопившийся слой осадка H_i имеет такую же начальную пористость n_0 , что и все нижележащие слои до уплотнения.

Таким образом, можно заключить, что за небольшой отрезок времени Δt накапливается слой осадка мощностью ΔH , а за это же время пористость нижележащих слоев сокращается на величину Δn . Причем предполагается, что уменьшение пористости пропорционально приращению мощности, т. е.

$$\Delta n = -\alpha n \Delta H. \quad (209)$$

Здесь α — коэффициент пропорциональности, а знак минус указывает на то, что Δn — величина отрицательная. При $\Delta H \rightarrow 0$ Δn также стремится к нулю. Поэтому можно записать

$$\frac{dn}{n} = -\alpha dH. \quad (210)$$

Выражение (210) есть обыкновенное дифференциальное уравнение, решением которого является функция

$$n = c \exp(-\alpha H). \quad (211)$$

Здесь c — произвольная постоянная, которая находится из начальных условий задачи, т. е. при $H = 0$ $n = n_0$. Записываем окончательно

$$n = n_0 \exp(-\alpha H) \quad (212)$$

или в логарифмическом масштабе

$$\ln n = \ln n_0 - \alpha H. \quad (213)$$

Численное значение коэффициента пропорциональности α из физических соображений оценить нельзя, поскольку он существенно зависит от факторов, не учитываемых данной моделью. Поэтому его устанавливают эмпирически при исследовании

конкретного регионального материала. Итак, мы получили аналитический вид зависимости пористости глин от глубины их залегания для наиболее простых случаев: либо когда рассматривается уплотнение единичного слоя под действием все возрастающей нагрузки, либо когда изучается уплотнение гомогенной глинистой толщи при наличии дренажа отжимаемых поровых вод.

Заметим, что эмпирическим путем зависимость вида (212) устанавливалась многими авторами. М. Л. Озерская [207] на

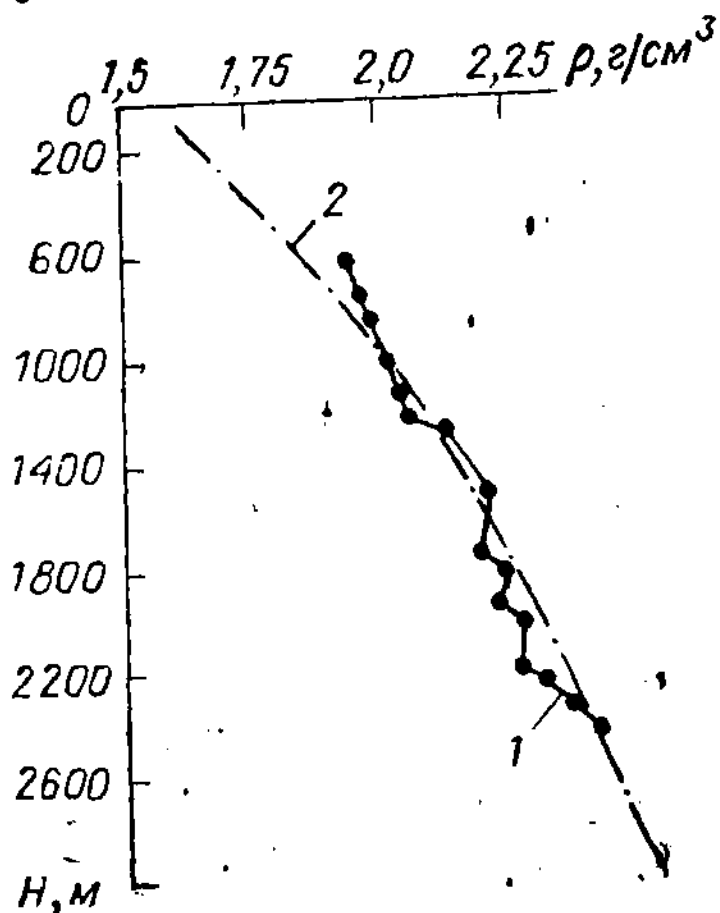


Рис. 74. Изменение средней плотности глин сарматского яруса с глубиной [216].

1 — фактическая; 2 — рассчитанная по формуле $\rho = c - A \exp(-BH)$.

экспериментальном материале получила формулу $n = n_0 \exp(-0,45H)$. П. Смарт [543] исследовал коэффициент пористости e алевро-глинистых пород как функцию от нагрузки R . В итоге подбора функциональных зависимостей к эмпирическим кривым получена формула общего вида: $e = \alpha + \exp(\beta - \gamma R)$. Тот же вид зависимости получился у Г. И. Теодоровича и А. А. Чернова [298] на материале продуктивной толщи Азербайджана: $n = 31,53 \exp(-0,000152H)$. Ю. В. Мухин [197] приводит сходную формулу, выражающую связь в логарифмическом масштабе пористости E алевро-глинистых пород с давлением p перекрывающих пород: $E = 0,67 - 0,18 \lg p$.

Поскольку пористость и плотность пород ρ функционально связаны, то зависимость вида (212) должна фиксировать

рост плотности пород с глубиной их залегания. Такую связь установил, в частности, Э. А. Прозорович [216] на материале сарматских глин Предкавказья и Азербайджана $\rho = 2,8 - 1,23 \exp(-0,43H)$. Хорошую согласуемость этого выражения с фактическим материалом (до глубины 2600 м) иллюстрирует рис. 74.

Уплотнение гетерогенной осадочной толщи. В данной модели предполагается рассмотреть динамику изменения пористости при формировании гетерогенной осадочной толщи, т. е. когда фиксируется чередование пород с существенно различной способностью к уплотнению. При этом в зависимости от литологического состава пород либо должны наблюдаться периодические колебания значений пористости с глубиной, либо эти колебания с глубиной должны затухать, что соответствует затухающим осцилляциям авторегрессионного процесса.

При разработке моделей используется основной закон динамики (раздел теоретической механики), согласно которому ускорение, с которым изменяется пористость пород под действием какой-либо силы (например, давления вышележащих осадочных

образований), по величине пропорционально этой силе, т. е.

$$P = \alpha \frac{d^2 n}{dH^2}, \quad (214)$$

где P — сила, под действием которой изменяется пористость; α — коэффициент, который характеризует степень сопротивляемости пород уменьшению пористости; n — пористость на глубине H .

Рассмотрим далее следующую схему изменения пористости пород в процессе накопления гетерогенной осадочной толщи. Как и ранее, предполагаем, что к моменту времени t_1 отложился слой осадка мощностью H_1 , у которого начальная пористость (до уплотнения) была равной n_{01} . Затем к моменту t_2 сформировался слой другого литологического состава мощностью H_2 , у которого начальная пористость была равной n_{02} . Под действием веса слоя H_2 пористость слоя H_1 сократилась на величину $\Delta n_1 = n_{01} - n_1$. Далее формируется слой H_3 , у которого начальная пористость равняется n_{03} . Причем под действием веса слоя H_3 пористость нижележащего слоя H_2 практически не изменяется, а пористость слоя H_1 хоть и продолжает уменьшаться, но уже незначительно. Предполагается, что в данной схеме процесс сокращения пористости глинистых слоев практически стабилизируется уже под нагрузкой только одного вышележащего слоя.

Если представить далее, что мы на оси пористости откладываем ее последовательные значения в моменты времени $t_1, t_2, t_3, \dots$, то пористость будет совершать как бы гармонические колебания, т. е. если в момент t_1 она была равной n_1 , то в момент t_2 ее значение будет n_2 , причем $n_2 < n_1$. Затем в момент t_3 она станет равной n_3 , причем $n_3 > n_2$ и т. д. Более грубозернистый состав слоев, пористость которых под действием гравитационной нагрузки практически не изменяется, является своеобразной «восстанавливающей силой», как бы возвращающей колебание точки на оси пористости в ее начальное или близкое к нему положение. В динамике предполагается, что восстанавливающая сила F изменяется по линейному закону, т. е. $F = -\beta n$, где β — коэффициент, характеризующий упругость (жесткость) сжимаемого слоя.

Система, описывающая колебания пористости по разрезу, будет находиться в равновесии, если $P - F = 0$. Подставив вместо P и F их выражения, получим дифференциальное уравнение этого колебательного процесса:

$$\alpha \frac{d^2 n}{dH^2} + \beta n = 0, \quad (215)$$

или, обозначив $\beta/\alpha \equiv a^2$,

$$\frac{d^2 n}{dH^2} + a^2 n = 0. \quad (216)$$

Уравнение (216) решаем при следующих начальных условиях: при $H = 0$, $n = n_0$ и $dn/dH = dn_0/dH_0$. Его решением, фиксирующим закон колебаний пористости в условиях нашей модели, будет функция

$$n = b \sin(aH + c). \quad (217)$$

С учетом начальных условий $b = n_0/\sin c$. Функция вида (217) описывает гармонические, строго периодические колебания пористости по разрезу с периодом равным $2\pi/a$. Она характеризует так называемые свободные, т. е. незатухающие, колебания, когда через равные интервалы мощности значения пористости повторяются. Очевидно, что в реальных ситуациях такой случай, если и встречается, то крайне редко. Чаще могут быть зафиксированы отдельные интервалы разреза, в пределах которых пористость изменяется по закону вида (217), но с переменными значениями амплитуды b , частоты a и фазы c , т. е.

$$n(H) = \sum_{i=1}^m b_i \sin(a_i H + c_i), \quad (218)$$

где m — число интервалов разреза, в пределах которых колебания пористости подчиняются закону (217) с точностью до параметров.

Рассмотрим далее другой, более общий случай, когда пористость с глубиной испытывает квазипериодические затухающие колебания. Данная модель опирается на ту же седиментологическую трактовку процесса с единственным дополнительным условием: все накапливающиеся литологические разности пород характеризуются различной степенью уплотняемости. В иной терминологии предполагается, что сила сопротивления пород сжимаемости пропорциональна скорости уплотнения, т. е. $R = \gamma (dn/dH)$. Тогда система сил, действующих в процессе формирования пористости гетерогенной толщи, будет находиться в равновесии, если $P = F + R$. Подставив вместо P , R и F их выражения, запишем

$$\alpha \frac{d^2 n}{dH^2} = -\gamma \frac{dn}{dH} - \beta n. \quad (219)$$

Знак минус указывает на противоположное направление сил F и R .

После очевидных преобразований дифференциальное уравнение колебаний пористости по разрезу примет вид

$$\frac{d^2 n}{dH^2} + 2m \frac{dn}{dH} + a^2 n = 0. \quad (220)$$

Здесь $2m \equiv \gamma/\alpha$ и $a^2 \equiv \beta/\alpha$. Уравнение (220) решаем при тех же начальных условиях, что и уравнение (216). Его решением будет функция

$$n(H) = be^{-mH} \sin(\sqrt{a^2 - m^2} H + c). \quad (221)$$

Нетрудно видеть, что в данном случае изменение пористости по разрезу описывается затухающими квазипериодическими коле-

баниями. Действительно, при $H \rightarrow \infty$ $n(H) \rightarrow 0$. Период колебаний составляет $2\pi/\sqrt{a^2 - m^2}$. Таким образом, чем ближе a к m , тем более растянут период колебаний и тем больше точек наблюдения требуется для его надежного обнаружения. Вообще наличие второго слагаемого в уравнении (220) увеличивает период колебаний, даже если m сравнительно мало.

Модель вида (221) является наиболее общей, поскольку она обобщает две рассмотренные выше модели. Действительно, если в формуле (221) положить $c \equiv 0$ и $H \equiv \pi/(2\sqrt{a^2 - m^2})$, то она примет вид

$$n(H) = be^{-mH}, \quad (222)$$

т. е. станет адекватной модели (212), фиксирующей экспоненциальный характер убывания с глубиной пористости алевроглинистых пород. Если $m \equiv 0$, то модель (221) преобразуется к виду

$$n(H) = b \sin(aH + c), \quad (223)$$

что в точности соответствует модели (217).

Поэтому при практическом изучении колебания пористости по разрезу целесообразно рассматривать только модель (221), не исследуя в качестве альтернатив модели (212) и (217), поскольку при определенных значениях параметров они вытекают как частные случаи из более общей модели (221).

Следует отметить, что впервые модель, близкую по виду к функции (221), рассмотрел А. Б. Вистелиус [56] при описании процесса фазовой дифференциации на примере палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. Однако его конечный результат, т. е. функция, аппроксимирующая колебания по разрезу пористости отложений, не получен аналитически из конкретной седиментологической модели. Поэтому мы сочли необходимым дать по возможности полное описание схем, фиксирующих различные седиментологические модели гравитационного уплотнения пород и приводящих к разным законам колебания по разрезу численных значений пористости.

Рассмотрим далее некоторые интересные свойства уравнения (220), которые, с одной стороны, еще теснее приближают решение этого уравнения к природным ситуациям, характеризующимся различными законами колебания пористости с глубиной, а с другой — дают возможность при практической реализации моделей на природные объекты проводить исследование в терминах теории случайных функций с использованием статистических критериев оценки достоверности полученных результатов.

Запишем уравнение (220) в другом виде

$$\frac{d^2n}{dH^2} + 2m \frac{dn}{dH} + a^2n = \xi(H). \quad (224)$$

Здесь $\xi(H)$ — стационарная случайная функция. В заключительной части монографии будет показано, что уравнения вида

(224) возникают не только при моделировании процессов, управляющих колебаниями по разрезу пористости отложений. Они появляются при описании любых процессов, в которых силам, стремящимся отклонить систему от положения равновесия, характеризуемым величиной $n(H)$, противостоят «восстанавливающая сила» — $a^2 n(H)$ и «сила трения» — $2m (dn(H)/dH)$, которая пропорциональна скорости изменения отклонения $n(H)$. Применительно к анализу колебания по разрезу пористости пород мы пока рассмотрим случай отсутствия действия на систему «возмущающей силы» $\xi(H)$, т. е. случайных, не фиксируемых моделью, колебаний пористости.

Так как $\xi(H)$ — стационарная случайная функция, то спектральная плотность линейной комбинации стационарной случайной функции и ее производных найдется по общей формуле [47]:

$$S_y(\omega) = \frac{|P_m(i\omega)|^2}{|Q_n(i\omega)|^2} S_x(\omega), \quad (225)$$

т. е. для того чтобы найти спектральную плотность стационарного решения линейного дифференциального уравнения, описывающего поведение системы с передаточной функцией $P_m(i\omega)/Q_n(i\omega)$, необходимо умножить спектральную плотность стационарной функции, поступающей на вход этой системы, на квадрат модуля передаточной функции системы. Если $\xi(H)$ — «белый шум», то $S_\xi(\omega) \approx \approx d = \text{const}$, и по формуле (225) получим

$$S_n(\omega) = \frac{d}{(\omega^2 - a^2)^2 + 4m^2\omega^2}. \quad (226)$$

Как известно [47], корреляционная функция $K(\tau)$ связана со спектральной плотностью $S(\omega)$ соотношением

$$K(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega\tau} S(\omega) d\omega. \quad (227)$$

Используя формулу (227), получим

$$K(\tau) = \frac{\pi d}{2ma^2} e^{-m|\tau|} \left(\cos \sqrt{a^2 - m^2} \tau + \frac{m}{\sqrt{a^2 - m^2}} \sin \sqrt{a^2 - m^2} |\tau| \right). \quad (228)$$

Здесь τ — сдвиг по оси мощностей при вычислении корреляционной функции.

Таким образом, мы показали, что стационарное решение дифференциального уравнения (224) имеет корреляционную функцию вида (228). Это позволяет в практических задачах, связанных с изучением закономерностей колебания пористости по разрезу, использовать не детерминированное выражение (221), не допускающее статистических оценок точности аппроксимации, а вероятностную характеристику процесса в виде корреляционной функции (228). Свойства коэффициентов корреляционной функции

(228) достаточно наглядны. От параметра m зависит скорость убывания корреляционной функции, а от отношения $m/\sqrt{a^2 - m^2}$ «степень нерегулярности» процесса колебания пористости: при малом значении этого отношения ординаты процесса, вычисленные через интервалы $2\pi/\sqrt{a^2 - m^2}$, т. е. через периоды функции $K(\tau)$, оказываются сильнокоррелированными, и реализации процесса становятся похожими на синусоиду. Таким образом, «регулярный процесс» означает периодическое повторение значений функции через равные интервалы шкалы наблюдений. При больших значениях отношения $m/\sqrt{a^2 - m^2}$ периодичность с частотой $\sqrt{a^2 - m^2}$ становится практически незаметной.

Рассмотрим далее подход к оценке параметров полученной корреляционной функции. Предварительно заметим, что для практических расчетов можно использовать вместо относительно громоздкого выражения (228) приближенную формулу вида

$$K(\tau) = e^{-m|\tau|^\alpha} \cos \beta\tau. \quad (229)$$

Такой подход к аппроксимации нельзя, вообще говоря, считать наилучшим. Действительно, легко видеть, что функция $K(\tau)$ вида (229) является строго периодической (период $2\pi/\beta$) функцией, характер затухания которой зависит от численных значений параметров m и α . Эмпирические же корреляционные функции $\hat{K}_x(\tau)$ лишь в первом приближении, да и то далеко не всегда, можно считать периодическими. Поэтому при выборе аппроксимирующего выражения следует делить эмпирическую коррелограмму на части, в пределах которых колебания функции носят вполне определенный характер, и для каждой из выделенных частей $\hat{K}_x(\tau)$ подбирать соответствующую ей функцию. Именно такой подход использовал в свое время А. Б. Вистелиус [56], и он же предлагается нами в заключительной части этого раздела [см. формулу (240)]. Так же поступают при изучении внутренней структуры процессов в метеорологии, океанографии и других науках.

Можно полагать, что эмпирическая корреляционная функция $\hat{K}_x(\tau)$, описывающая изменение по разрезу пористости отложений, является суммой конечного числа функций вида (229). Для наилучшего приближения теоретической моделью функции $\hat{K}_x(\tau)$ параметры этой функции лучше оценивать отдельно для каждого слагаемого вида (229).

Характер изменения корреляционной функции вида (229) при различных значениях параметров m и β показан на рис. 75. Для отыскания численных значений неизвестных параметров m и β используем метод наименьших квадратов. Причем так как в выражении (229) m и β независимы, то процедура их численной

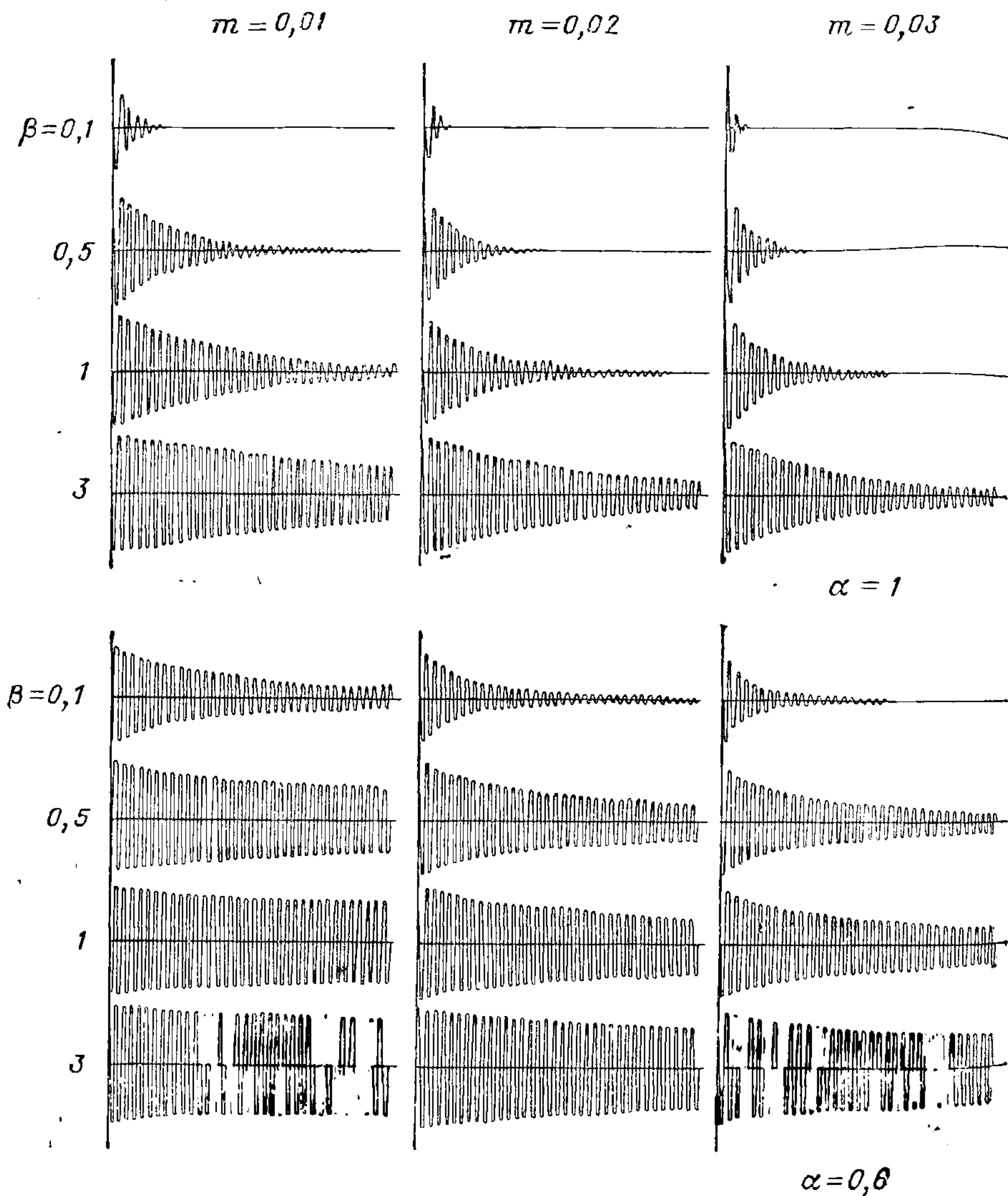
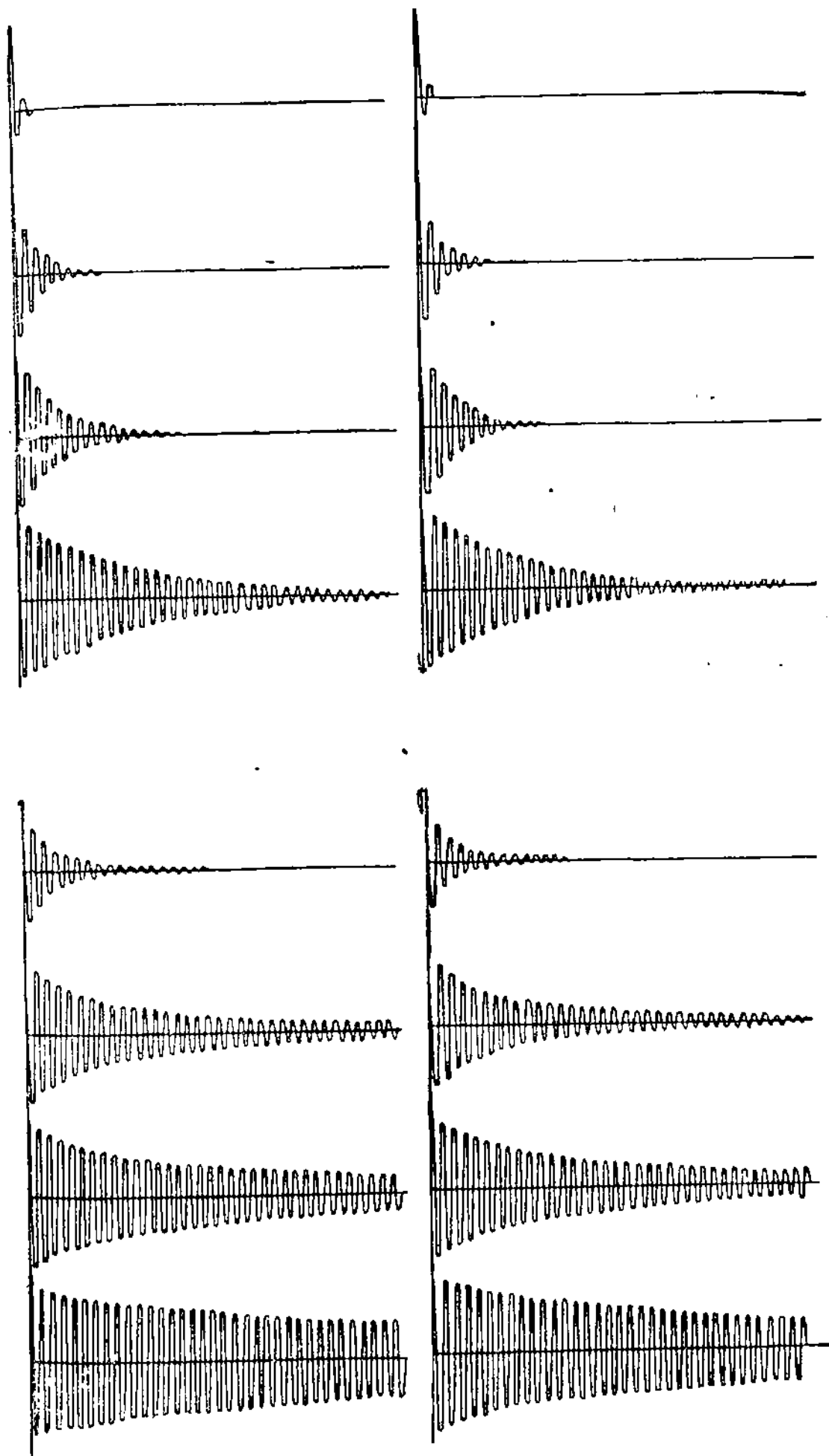


Рис. 75. Поведение теоретической корреляционной функции $K(\tau)$

$m = 0,04$

$m = 0,05$



в зависимости от значений параметров m и β .

оптимизации значительно упрощается в том смысле, что появляется возможность последовательной (раздельной) оценки β и m .

Найдем корни τ^* эмпирической корреляционной функции $K_x(\tau)$. Будем считать, что два последовательных значения $K_x(\tau)$, т. е. $K_x(\tau_n)$ и $K_x(\tau_{n+1})$, принимающих значения разных знаков, аппроксимируются прямой линией. Тогда

$$\tau_n^* = \tau_n - \frac{K_x(\tau_n)}{K_x(\tau_{n+1}) - K_x(\tau_n)}. \quad (230)$$

Корни теоретической корреляционной функции $K(\tau)$ при любом $n = 1, 2, \dots$ определяются в виде

$$\tau^{(0)} = \frac{(2n-1)\pi}{2\beta}.$$

Тогда на основе метода наименьших квадратов можно записать

$$\sum_{n=1}^l \left(\frac{2n-1}{2\beta} \pi - \tau_n^* \right)^2 = \min. \quad (231)$$

Дифференцируем (231) по β

$$\sum_{n=1}^l \left(\frac{2n-1}{2\beta} \pi - \tau_n^* \right) \left(-\frac{2n-1}{2\beta^2} \pi \right) = 0. \quad (232)$$

Ясно, что вторая скобка равняется нулю при $\beta \rightarrow \infty$, что лишено смысла в рамках нашей задачи. Поэтому

$$\sum_{n=1}^l \left(\frac{2n-1}{2\beta} \pi - \tau_n^* \right) = 0. \quad (233)$$

Из курса математического анализа известно, что

$$\sum_{n=1}^l \frac{2n-1}{2} = \frac{l^2}{2}.$$

Поэтому $\hat{\beta}$ в смысле наименьших квадратов найдется сразу

$$\hat{\beta} = \frac{l^2 \pi}{2 \sum_{n=1}^l \tau_n^*}. \quad (234)$$

Пользуясь полученной оценкой для β в виде (234), найдем оценку m также в смысле наименьших квадратов. Прологарифмируем (229) по натуральному основанию

$$\ln K(\tau) = -m |\tau|^\alpha + \ln |\cos \beta \tau|. \quad (235)$$

С учетом (235) метод наименьших квадратов реализуется в виде

$$\sum_{i=1}^l [\ln |K_x^\wedge(\tau_i)| + m\tau_i^\alpha - \ln |\cos \beta\tau_i|]^2 = \min. \quad (236)$$

Дифференцируем (236) по m

$$\sum_{i=1}^l [\ln |K_x^\wedge(\tau_i)| + m\tau_i^\alpha - \ln |\cos \beta\tau_i|] \tau_i^\alpha = 0. \quad (237)$$

Так как $\tau_i^\alpha \neq 0$ ни при каком $\tau_i \neq 0$, то $\hat{m}$ найдем из уравнения

$$\sum_{i=1}^l [\ln |K_x^\wedge(\tau_i)| + m\tau_i^\alpha - \ln |\cos \beta\tau_i|] = 0. \quad (238)$$

Из уравнения (238)

$$\hat{m} = \frac{\sum_{i=1}^l \ln |\cos \beta\tau_i| - \sum_{i=1}^l \ln |K_x^\wedge(\tau_i)|}{\sum_{i=1}^l \tau_i^\alpha} \quad (239)$$

Параметр α был введен в аппроксимирующее выражение $K(\tau)$ с целью замедлить убывание функции при заданном m . Его значение установлено (см. рис. 75) методом проб и ошибок ($\alpha = 0,66$).

Таким образом, выражение для корреляционной функции $K(\tau)$ вида (228) получено аналитически, путем преобразования стационарного решения дифференциального уравнения (224), описывающего колебание по разрезу пористости алевро-глинистых пород в рамках наиболее общей седиментологической модели. Оно является точной статистической реализацией этой модели. Однако можно показать, и это в свое время сделал А. Б. Вистеллус [56], что для практических расчетов целесообразнее использовать другое, приближенное выражение, весьма близкое по структуре корреляционной функции вида (228) *:

$$K_n(h) = \sum_{i=1}^l e^{-m_i h} \cos(t_i h + \varphi_i). \quad (240)$$

Мы уже отмечали, что дифференциальное уравнение вида (224) описывает многие геологические процессы, в частности и процессы колебания мощностей слоев разного литологического состава, которые будут изложены в последней части книги.

* А. Б. Вистеллус [56] рекомендует формулу

$$K_n(h) = \sum_{i=1}^l e^{-a_i h + b_i} \cos(\omega_i h - \varphi_i),$$

которая зависит от четырех параметров и менее удобна в вычислительном отношении.

В заключение заметим, что предложенные нами аналитические модели, описывающие закономерности колебания по разрезу пористости алевро-глинистых пород, в частности модель вида (221), обобщают три теоретически возможных случая (экспоненциальное убывание пористости, ее периодическое изменение и осциллирующие колебания пористости по разрезу), которые раздельно уже неоднократно рассматривались другими геологами с хорошей сходимостью предложенных моделей с фактическим материалом. В нашу цель входило лишь седиментологическое обоснование и аналитическое описание по существу уже известных закономерностей. Поэтому мы не сочли возможным загружать книгу излишним фактическим материалом. Заинтересованный читатель может убедиться в этом, просмотрев, к примеру, уже упоминавшуюся монографию А. Б. Вистелиуса [56].

ГЛАВА XIV

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПОПРАВКИ К МЕТОДУ МОЩНОСТЕЙ

ТРАДИЦИОННОЕ ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Теоретические основы анализа мощностей слоев, являющегося одним из ведущих методов палеотектонических и палеогеографических реконструкций, предполагают учет специфических особенностей осадочного процесса как функции эволюции тектонического развития бассейна седиментации и смежных с ним областей суши. Эти особенности реализуются как в характере распределения мощностей, так и в фацальной изменчивости пород в вертикальном и латеральном направлениях.

Говоря о тектоническом развитии бассейна осадконакопления, мы отнюдь не считаем, что только тектонический фактор оказывает решающее влияние на условия формирования мощностей. Для ряда осадочных образований, таких как турбидиты, ленточные глины и т. п., ведущими факторами, определяющими темп и направленность процесса осадконакопления, являются, как известно, факторы седиментологические, т. е. в конечном итоге гидродинамический режим конкретной зоны аккумуляции. Тектоника в этом случае стоит как бы «за кулисами» осадконакопления, выполняя функции «режиссера» этого грандиозного природного явления, в которые входит формирование морфологического облика бассейна, его структурного взаимоотношения со смежными областями питания и регулирование интенсивности взаимодействия этих зон.

Поэтому представляется разумным некоторое переосмысление теоретических основ метода мощностей, поскольку при этом

открывается возможность более широкой интерпретации результатов исследований, которая, как нам кажется, не должна ограничиваться рамками одной тектоники. На это обстоятельство ранее указывали Н. М. Страхов [290], А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий [347], А. И. Животовская [114] и многие другие геологи.

Для того чтобы уяснить, почему тектоническая интерпретация долгие годы превалировала при использовании метода мощностей, необходимо более обстоятельно рассмотреть теоретические основы этого метода и очертить тот круг задач, которые могут решаться с его помощью.

Метод мощностей как конструктивное средство палеотектонического анализа в нашей стране традиционно связывается с именем В. В. Белоусова, который не только использовал этот метод для реконструкции тектонической истории Большого Кавказа [20], но и дал ему стройное для своего времени седиментологическое обоснование [21, 22].

Согласно концепции В. В. Белоусова, которая, впрочем, во многом напоминает идеи М. М. Тетяева, подробно изложенные им в уже посмертных публикациях [300, 301], суммарная мощность отложений в фиксированной точке бассейна седиментации является тождественной глубине погружения дна бассейна в этой точке. Такое утверждение обосновывается тем, что амплитуда прогибания дна бассейна осадконакопления всегда (за достаточно продолжительный отрезок времени) оказывается компенсированной осадконакоплением; а так как, согласно схеме Н. А. Головкинского и И. Вальтера, процесс осадконакопления регулируется колебательными движениями земной коры, за счет которых происходит смещение фаций на площади, приводя с течением времени к той же последовательности отложений в разрезе (закон фаций, который справедлив, строго говоря, только для мелководных отложений зоны шельфа), то и В. В. Белоусов был вынужден утверждать, что подавляющее большинство осадков геологического прошлого — это шельфовые образования, которые накапливались в условиях компенсированного погружения земной коры.

Не компенсированное осадконакоплением прогибание дна бассейна В. В. Белоусов допускает лишь за пределами шельфа, в зоне открытого моря (континентальный склон, абиссальные равнины, каньоны и глубоководные желоба). Однако скорости аккумуляции осадков в глубоководных зонах океанов и морей открытого типа, как правило, чрезвычайно низкие (см. гл. XI) — первые миллиметры за тысячу лет. Поэтому с позиций авторов данной концепции такой режим процесса не мог принести сколько-нибудь существенный вклад в общий баланс осадконакопления геологического прошлого. К тому же М. М. Тетяев [301] утверждал, что и в современную эпоху осадки накапливаются главным образом на шельфах. Отсюда следовал вывод, который многие годы господствовал в нашей научной и учебной литературе (М. М. Тетяев,

В. В. Белоусов, Л. В. Пустовалов, М. С. Швецов, Д. В. Наливкин и другие): мощности отложений эквивалентны амплитуде погружения дна бассейна за соответствующий отрезок времени *.

Надо отметить, что концепция В. В. Белоусова выглядела достаточно обоснованной и убедительной. Действительно, в те годы, когда она развивалась, океанологические исследования практически не проводились и не было достаточного количества фактов, которые бы опровергли монополию шельфа как единственной зоны активного осадконакопления. Кроме того, теорию убедительно дополняли представления о «базисе действия волн» и о «пространстве возможного накопления», которые придавали всей концепции стройность и логическую завершенность.

Пожалуй, единственное, что могло насторожить геологов, так это возможные варианты интерпретации установленной В. В. Белоусовым [21] закономерности: распределение мощностей отложений отвечает распределению режимов колебательных движений земной коры и является фактором значительно более устойчивым, чем распределение фаций. Данная закономерность допускает, вообще говоря, двойственное толкование. Во-первых, констатируется факт наличия геосинклинальных прогибов, которые на протяжении длительной геологической истории своего существования испытывали устойчивое погружение, сопровождающееся накоплением мощных осадочных толщ, в структуре которых отчетливо фиксируется частая смена фациальных и палеогеографических условий осадконакопления. Иными словами, пестрота литологического набора пород, слагающего эти толщи, противопоставляется однообразному тектоническому режиму, генерирующему их формирование. Такого рода интерпретация вполне естественна и в настоящее время сомнений не вызывает. Ее, кстати говоря, и придерживался сам В. В. Белоусов.

Во-вторых, если соотнести не всю толщу, а лишь мощность какой-либо свиты, которая однозначно выделяется в ее пределах, с литологией слагающих эту свиту пород, то можно усмотреть некоторое противоречие приведенной выше интерпретации этой

* С современных позиций является общепризнанным, что в природе могут существовать условия и отвечающие им разрезы осадочных толщ, образование которых не укладывается в только что описанную схему компенсации осадконакоплением прогибания дна бассейна седиментации. Однако в недавно опубликованной монографии В. Б. Неймана [200], специально посвященной методу мощностей, продолжают развиваться старые идеи, аргументация которых выглядит предельно неубедительной. В качестве иллюстрации приведем лишь одно высказывание В. Б. Неймана [200, с. 5] по этому вопросу: «Ранее . . . автор, в значительной степени следуя за традицией, считал, что процессы недо- и перекомпенсации все же происходят на границах толщ . . . Ныне от этого взгляда следует отказаться. Сейчас все более выясняется, что и толщи, и их границы имеют не локальное, а планетарное (? — С. Р.) распространение. На фоне этого положения довольно странно выглядел бы процесс кратковременной планетарной недокомпенсации или перекомпенсации, не проявляющийся существенно в течение продолжительных эпох отложения однородных толщ».

закономерности уже упоминавшемуся нами основному «закону фаций» Н. А. Головкинского — И. Вальтера, который составляет геологическую основу компенсационной теории слоенакопления В. В. Белоусова. Действительно, если под влиянием колебательных движений земной коры происходит миграция фаций в пределах шельфовой зоны, в результате которой формируются мощности отложений (точнее, последовательность наложения), то распределение фаций и мощностей должны устойчиво коррелироваться. С другой стороны, как справедливо подчеркивают А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий [347], универсального механизма, приводящего к выравниванию мощностей слоев разного литологического состава в соответствии со структурным планом, в природе не существует. Таким образом, в древних осадочных толщах должна фиксироваться устойчивая связь между литологическим составом пород и мощностями. Такая связь действительно отмечается для подавляющего большинства генетически различных типов стратификаций. Достаточно подробно она описана нами в гл. V.

Если к анализу мощностей подходить с учетом генетической трактовки механизма их формирования, хотя бы на уровне самой общей концепции Н. А. Головкинского, то он не должен отрываться от фациального анализа, как это было ранее, а сам метод мощностей целесообразно рассматривать лишь как один из методов более общих палеогеографических и палеотектонических исследований.

Таким образом, компенсационная теория осадконакопления В. В. Белоусова применительно к методу мощностей предписывала единственно возможную интерпретацию результатов исследований — точное соответствие распределения мощностей структурному плану, которые к тому же оказываются эквивалентными амплитуде прогибания дна бассейна за рассматриваемый временной интервал.

Другим крайним выражением взглядов на условия осадконакопления, которое не оставляло ни малейших надежд на использование мощностей отложений уже для целей палеотектонического анализа, явилась «волнообразно-поступательная» гипотеза Б. П. Жижченко [116]. Согласно этой гипотезе громадные массы материала переносились за счет волнообразно-поступательных движений земной коры, в результате которых на месте прохождения грубозернистого материала захороненным оказывается относительно мелкозернистый осадок. Противопоставление волнообразных движений земной коры вертикальным колебаниям Б. П. Жижченко объясняет тем, что в результате вертикальных движений земной коры, которые происходят, с его точки зрения, достаточно быстро, мощности отложений не успевают компенсировать амплитуду прогибания дна бассейна, а раз так, то мощности осадков не могут рассматриваться как мерило тектонических движений.

Положительным моментом гипотезы Б. П. Жижченко является то, что она наряду с конкретно региональными работами других исследователей пробила солидную брешь в устоявшейся к тому времени компенсационной теории осадко- и слоенакопления. Действительно, предположив превышение скорости прогибания дна бассейна над скоростью седиментации, Б. П. Жижченко утверждал, что в геологическом прошлом за счет такого режима процесса осадконакопления создавались условия предпочтительной некомпенсации прогибаний земной коры накоплением осадочного материала. Правда, отсюда с непреложностью следовало и отрицание возможностей реконструкции вертикальных движений земной коры по мощностям отложений, но оно явилось следствием исходного предположения о волнообразно-поступательном перемещении осадочного материала, которое выглядело не очень убедительным, а потому и не отразилось на практике палеотектонического анализа по методу мощностей.

Всесторонний и обстоятельный анализ геологических ситуаций, при которых допустима различная интерпретация результатов, полученных с помощью метода мощностей, содержится в капитальной работе А. Л. Яншина и Р. Г. Гарецкого [347], которая положила конец идее всеобщей компенсации тектонических прогибаний и открыла широкое поле деятельности для разработок на новом уровне теоретических (в частности седиментологических) основ анализа мощностей.

Рассмотрим более обстоятельно те ситуации, которые могут возникать в бассейне осадконакопления благодаря различным комбинациям основных факторов, управляющих процессом седиментации, что приводит к разным соотношениям между суммарной мощностью накапливающихся осадков и амплитудой прогибания дна за фиксированный отрезок времени. В III главе книги мы уже останавливались на кратком описании схем слоенакопления, которые реализуются благодаря разным сочетаниям трех ведущих с этих позиций факторов: скорости денудации, скорости прогибания дна бассейна и емкости так называемого пространства возможного накопления. Там же была приведена табл. 2, в которой зафиксированы девять теоретически возможных комбинаций этих факторов, соответствующих девяти схемам процесса слоенакопления. Поэтому в данном случае, чтобы избежать повторений, мы остановимся только на тех моделях, которые могут быть использованы при теоретическом осмысливании седиментологических основ метода мощностей.

В настоящее время хорошо известно, что с точки зрения гидродинамики бассейна существенное влияние на процессы переноса, отложения и переотложения осадка оказывают не только волновые явления, но в не меньшей степени и донные, а также вдольбереговые течения и противотечения, благодаря которым даже в условиях некомпенсированного прогиба в его осевой зоне мощность осадков оказывается больше, чем в прибортовых частях [312].

Не последнюю роль, по всей вероятности, играют и суспензионные (мутьевые) потоки.

Следовательно, определение «пространства возможного накопления», данное В. В. Белоусовым [22], не может быть принято, так как ниже «базиса действия волн» могут происходить не только устойчивое захоронение осадка, но и вынос осадочного материала донными течениями в более глубокую часть бассейна. Кроме того, нижняя граница «базиса действия волн» определяется разными исследователями неоднозначно. По В. В. Белоусову [22] она равняется в среднем 200 м, по В. П. Зенковичу [123] — 150 м, а по А. Л. Яншину и Р. Г. Гарецкому [347] — 50—60 м. Течения также не всегда обеспечивают точное соответствие перераспределения осадочного материала структурному плану. Существенно влияют они на ход процесса осадконакопления в глубоких бассейнах открытого типа, а в эпиконтинентальных морях течения не в состоянии перемещать даже мелкие кластические частицы [347].

Будем понимать под «пространством возможного накопления» такие участки или зоны бассейна, в которых гидродинамический фактор не оказывает влияния на процессы перемещения и перетолжения частиц фиксированного интервала размеров. Из такой трактовки вытекает, что пространство возможного накопления не универсально ни только для бассейна в целом, но также и для отдельных его участков или зон. В одной и той же точке морского дна может существовать пространство возможного накопления, например для песчаных частиц, в то время как алевроитовые и глинистые фракции в данной точке бассейна не накапливаются. Так же отчетлива связь этого понятия в данной трактовке не только с абсолютной глубиной бассейна, но и с расстоянием «пространства возможного накопления» от береговой линии.

Все эти рассуждения мы привели для того, чтобы показать, что в природе могут возникать самые разнообразные ситуации, при которых даже фиксированные состояния «системы седиментации» (см. табл. 2) не могут дать однозначного ответа на вопрос, в каких условиях (компенсированного или не компенсированного осадконакоплением прогибания дна бассейна седиментации) шло формирование данного генетического типа осадочных образований. Так как при изучении геологических разрезов всегда приходится решать обратную задачу, т. е. восстанавливать условия осадконакопления по характеру распределения мощностей, то дать определенный ответ на этот вопрос, опираясь только на результаты метода мощностей, невозможно. Как при решении любой сложной геологической задачи всегда приходится учитывать ряд косвенных характеристик, так и в данном случае важнейшим критерием для суждения о тектоническом режиме бассейна осадконакопления помимо соотношения мощностей различных литологических разностей пород является, в частности, генезис исследуемых отложений.

Показательной иллюстрацией в данном случае является флишевая формация. Действительно, только анализ мощностей и флишевых многослоев и отдельных флишевых свит ничего не дает для уверенного суждения об условиях осадконакопления, компенсировавшего или не компенсировавшего прогибание дна флишевого трога. Однако как только та же задача решается на основе конкретной генетической гипотезы, трактующей механизм флишевой седиментации, решение оказывается однозначным. С позиций осцилляционной гипотезы [41] флиш — это мелководные отложения, всегда компенсирующие прогибание дна бассейна флише-накопления. С позиций же мутьевой гипотезы, напротив, флиш — это глубоководное образование, не компенсирующее амплитуды погружения дна [467]. Автор полностью разделяет вторую из названных гипотез [239, 250].

В целом же задача диагностики глубоководных отложений, формирующихся в условиях некомпенсированного погружения бассейна седиментации, наиболее сложная. Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин [347, с. 115] справедливо отмечают, что «если для доказательства мелководности осадка существуют многочисленные прямые критерии, то для глубоководных отложений они, как правило, являются неоднозначными либо вовсе отсутствуют».

Важнейшим критерием оценки степени компенсации погружения земной коры является литологический состав исследуемых толщ. Хорошо известны рифовые массивы, которые являются своеобразными седиментологическими реперами, практически всегда однозначно указывающими на полную компенсацию погружения дна бассейна. С другой стороны, столь же хорошо известны вулканогенно-осадочные образования, наличие которых в разрезе значительно осложняет задачу по оценке степени компенсированности бассейна седиментации, ибо они формируются на самых разных батиметрических уровнях. В ряде случаев анализ мощностей вулканогенно-осадочных отложений ничего не может дать для восстановления тектонических движений [347]. Столь же конвергентны в этом отношении молассовые толщи, эоловые образования, соляные отложения, осадки, заполняющие эрозионные впадины, и т. д.

Поэтому на сегодняшний день реконструкция тектонического режима на основе анализа мощностей все еще представляет собой сложную и чаще всего однозначно неразрешимую задачу. По этой причине отдельные, тщательно выполненные региональные исследования, результатом которых является доказательство не компенсированного осадконакоплением тектонического режима, представляют большой интерес для геологической науки. В качестве примеров таких работ можно назвать исследования В. Е. Хаина, А. Л. Яншина, Р. Г. Гарецкого, Н. М. Страхова [76, 77, 290, 312, 347] и других геологов.

Еще одним интересным в методическом отношении вопросом является связь ритмической и циклической повторяемости, кото-

рая фиксируется во многих генетически различных типах осадочных образований с тектоническим контролем осадконакопления. К примеру, А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий [347] связывают ритмичное строение терригенных толщ с условиями их накопления в компенсированных прогибах. Думается, что это далеко не взаимоднозначное соответствие, в особенности применительно к отложениям, формирующим слоистость мутационного типа. Для них определяющим фактором являются седиментологический контроль наслоения, а не характер и скорость прогибания дна бассейна. Поэтому ритмичное строение никак не связано с условиями компенсации. Оно может фиксироваться как в отложениях компенсированных, так и некомпенсированных прогибов (например, флиш).

Представляет также интерес вопрос о назначении карт равных мощностей, к построению которых в подавляющем большинстве случаев сводилась практическая реализация метода. Если на основе анализа таких карт удавалось с успехом проследивать тектоническую эволюцию бассейна осадконакопления во времени, выявлять в пределах бассейнов зарождение и рост локальных поднятий, что является важной задачей в нефтепоисковой геологии, оценивать влияние тектонического режима на фациальную неоднородность формирующихся отложений, а также решать ряд других, важных в теоретическом и практическом отношении задач, то для оценки скоростей погружения земной коры за выбранный временной интервал сравнение карт равных мощностей (карт изопакит) практически ничего не дает [312]. Скорость же погружения, скорее всего, и может явиться той мерой, с помощью которой в дальнейшем можно будет перейти к оценке степени компенсированности осадконакоплением погружений дна бассейна седиментации.

Известно, например, что в среднем скорости поднятия коры в геосинклинальных зонах в 5—10 раз выше, чем на платформах, тогда как средние скорости погружения этих зон различаются всего в 3—5 раз [253—255]. Неясна пока и связь между скоростями погружения коры и скоростями осадконакопления в тех же бассейнах. Соотношения между этими величинами могут быть самыми разнообразными, что в конечном итоге и создает предпосылки компенсированного, не компенсированного или в отдельных случаях перекомпенсированного осадконакоплением прогибания зоны аккумуляции.

В заключение заметим, что если решение вопроса о степени компенсированности погружений земной коры накоплением осадочного материала все еще реализуется на чисто качественном уровне, то другие задачи, также базирующиеся на методе мощностей, могут решаться с введением более или менее точных количественных оценок. К этим задачам прежде всего относится задача восстановления первичных (седиментационных) мощностей осадочных толщ, которая будет детально рассмотрена в заключительном

разделе данной главы. Именно по этой причине в гл. XIII обсуждался механизм гравитационного уплотнения пород алевро-глинистого ряда и приводились аналитические модели этого процесса.

СОВРЕМЕННЫЕ ФОРМАЛЬНЫЕ МОДИФИКАЦИИ МЕТОДА МОЩНОСТЕЙ

Очевидные недостатки метода мощностей, вытекающие из его традиционного седиментологического обоснования, которое не дает возможности односторонне интерпретировать результаты исследований для целей палеотектонического анализа, породили многочисленные современные модификации этого метода. Однако все они сводятся либо к чисто статистическим процедурам, либо к разнообразным способам пересчета исходных мощностей, приводящим к новым выводным характеристикам, смысл которых, строго говоря, а тем более их содержательная интерпретация отнюдь не проясняются.

Действительно, А. И. Животовская [114], к примеру, считает, что тектонический фактор осадконакопления может быть оценен не прямым сравнением мощностей синхроничных, но разных в литологическом отношении осадков, а сравнением их отношений, которое она предлагает именовать «динамической мощностью», и строить не карты мощностей, а карты «динамических мощностей». Очевидно, эти карты будут достаточно резко отличаться от традиционных карт мощностей (карт изопакит), но будут ли эти различия отражать динамику осадконакопления или характеризовать пространственные изменения новой переменной величины, остается неясным, ибо «динамическая мощность» не выводится из модельных представлений, а просто постулируется.

С таких же позиций подходят к анализу мощностей В. В. Шершуков [334], предлагающий строить графики «темпов тектонических движений», И. В. Дербиков и Е. И. Бенько [97], которые полагают, что хорошим показателем тектонической активности является стандарт мощности. Столь же формален подход К. Н. Кравченко [154], считающего, что на основании процентного соотношения мощностей отложений различных частей разреза можно количественно отобразить преобладающую тенденцию развития крупных тектонических элементов и производить их сравнительный анализ.

Интересным фактом, который удалось установить И. В. Дербикову и Е. И. Бенько [97], является устойчивость изменения величин стандартов мощностей стратиграфических горизонтов, практически не меняющуюся в зависимости от числа используемых для анализа скважин. Этот факт лишний раз подтверждает известную закономерность: в платформенных условиях осадконакопление отличается достаточно высокой стабильностью, что приводит к устойчивой выдержанности слоев как по составу, так и по мощностям.

В статистическом смысле эта закономерность выражается в линейной зависимости мощностей от изменения глубины базисного горизонта [271], что интерпретируется как пропорциональное изменение мощностей сохранившихся в разрезе отложений величинам прогибания земной коры и, главное, является достаточным критерием полной компенсации осадконакоплением амплитуд погружений дна бассейна седиментации. Сфера достоверности этого критерия, по всей вероятности, ограничена платформенными образованиями, а для геосинклинальных зон необходима дополнительная информация, доказывающая мелководность исследуемых отложений, ибо в противном случае даже при условии линейной зависимости мощностей последовательно накапливающихся слоев от условного базисного горизонта нельзя утверждать, что в данный отрезок времени тектонический режим компенсировался осадконакоплением.

В совокупности с данными стратиграфических исследований метод мощностей может быть использован для оценки особенностей тектонического развития локальных платформенных структур, для чего строятся карты относительной мощности [85]. Однако наиболее интересные результаты получаются при использовании метода мощностей для оценки режима вертикальных колебательных движений за продолжительные отрезки времени по материалам крупных регионов [160, 338]. При этом оцениваются две величины: интенсивность вертикальных перемещений отдельных участков земной коры, мерой которых является скорость, и контрастность, т. е. различия в интенсивности вертикальных тектонических движений смежных блоков (мера — градиент скорости). Методика такого рода оценок очевидна. Она базируется на пересчете мощностей в скорости осадконакопления, для чего неизбежно привлечение данных абсолютной геохронологии. Однако такой подход опять-таки оправдан только для платформенных образований, где действительно существует устойчивая связь между мощностями накапливающихся осадков и амплитудой перемещения земной коры за фиксированный отрезок времени. Для геосинклинальных формаций, в особенности для ритмично построенных отложений с редуцированной регрессивной частью цикла (флиш), характерны длительные паузы в седиментации [41, 239], что не позволяет, строго говоря, оценивать скорость осадконакопления путем простого деления мощности свиты на ее «абсолютный возраст» в миллионах лет.

Таким образом, современные модификации метода мощностей хотя в ряде случаев и носят формальный характер, однако позволяют не только резко расширить сферу геологических приложений метода, но и выявить те устойчивые эмпирические закономерности в поведении мощностей, которые в дальнейшем могут быть использованы уже в рамках строгой и седиментологически обоснованной теории анализа мощностей слоев.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТРАКТОВКА МЕТОДА И ВЫТЕКАЮЩИЕ ИЗ НЕЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ

В данном разделе будут рассмотрены лишь те седиментологические аспекты метода мощностей, которые могут привести к получению количественных оценок. Прежде всего подчеркнем, что если анализу подвергаются мелководные отложения зоны шельфа, то основным результатом метода мощностей является не установление глубин бассейна, а реконструкция амплитуды тектонических движений за фиксированный отрезок времени; и эта реконструкция будет тем более точной, чем полнее учтены факторы, маскирующие значения амплитуд перемещений дна бассейна в конечных мощностях отложений. Поэтому анализу должны подвергаться осадочные образования, на формирование которых решающее влияние оказывали колебательные движения земной коры, а не чисто седиментологические факторы, ибо в противном случае любые значения «амплитуд», полученных в результате применения к этим отложениям метода мощностей, не будут иметь ничего общего с амплитудой тектонических движений дна.

Напротив, если исследуются отложения, характеризующиеся наличием мутационной слоистости, сформированной при фиксированном положении береговой линии, то и интерпретация результатов анализа мощностей должна быть чисто седиментологической, не связанной с тектоническими колебательными движениями.

Из факторов, которые влияют на достоверность конечных результатов метода мощностей, следует в первую очередь выделить размыв осадков за счет активизации гидродинамики среды отложения, а также уплотнение осадка, которое, как мы видели, для пород алевро-глинистого ряда приводит к существенным изменениям начальных мощностей слоев.

Суммарная амплитуда вертикальных тектонических колебаний $\tilde{H}$ за исследуемый отрезок времени будет складываться из двух величин: H_1 — начальной (истинно седиментационной, или «разуплотненной») мощности осадочной толщи * и H_2 — суммарной мощности размывов слоев за тот же временной интервал.

Методика оценки H_2 изложена нами в третьей части книги. Поэтому здесь мы сосредоточим усилия на получении оценок величины H_1 . Прежде всего следует пояснить, что мы понимаем под понятием «первичная» или «истинно седиментационная» мощность осадочной толщи. Для этого рассмотрим кинематику процесса наслоения осадков в прибрежно-морских условиях, когда формирование слоистости действительно регулируется колеба-

* Мы не останавливаемся на геологической значимости первичных мощностей осадочных толщ, поскольку об этом подробно говорилось в гл. XIII. Отметим лишь, что особое значение H_1 приобретает при стратиграфической корреляции разновозрастных и фациально-неоднородных разрезов, не содержащих к тому же маркирующих горизонтов [382].

тельными движениями дна бассейна седиментации. При опускании дна (вместе с прилегающей сушей) урез воды смещается в сторону берега. Соответственно смещается и «пространство возможного накопления» частиц фиксированных размеров, и в зоне, в которой в предшествующий опусканию дна период, накапливался, например, песчаный осадок, начинают откладываться преимущественно илистые частицы. При дальнейшем опускании в данной зоне уже формируется ил известкового состава. Если дно испытывает подъем, то наблюдается обратная последовательность

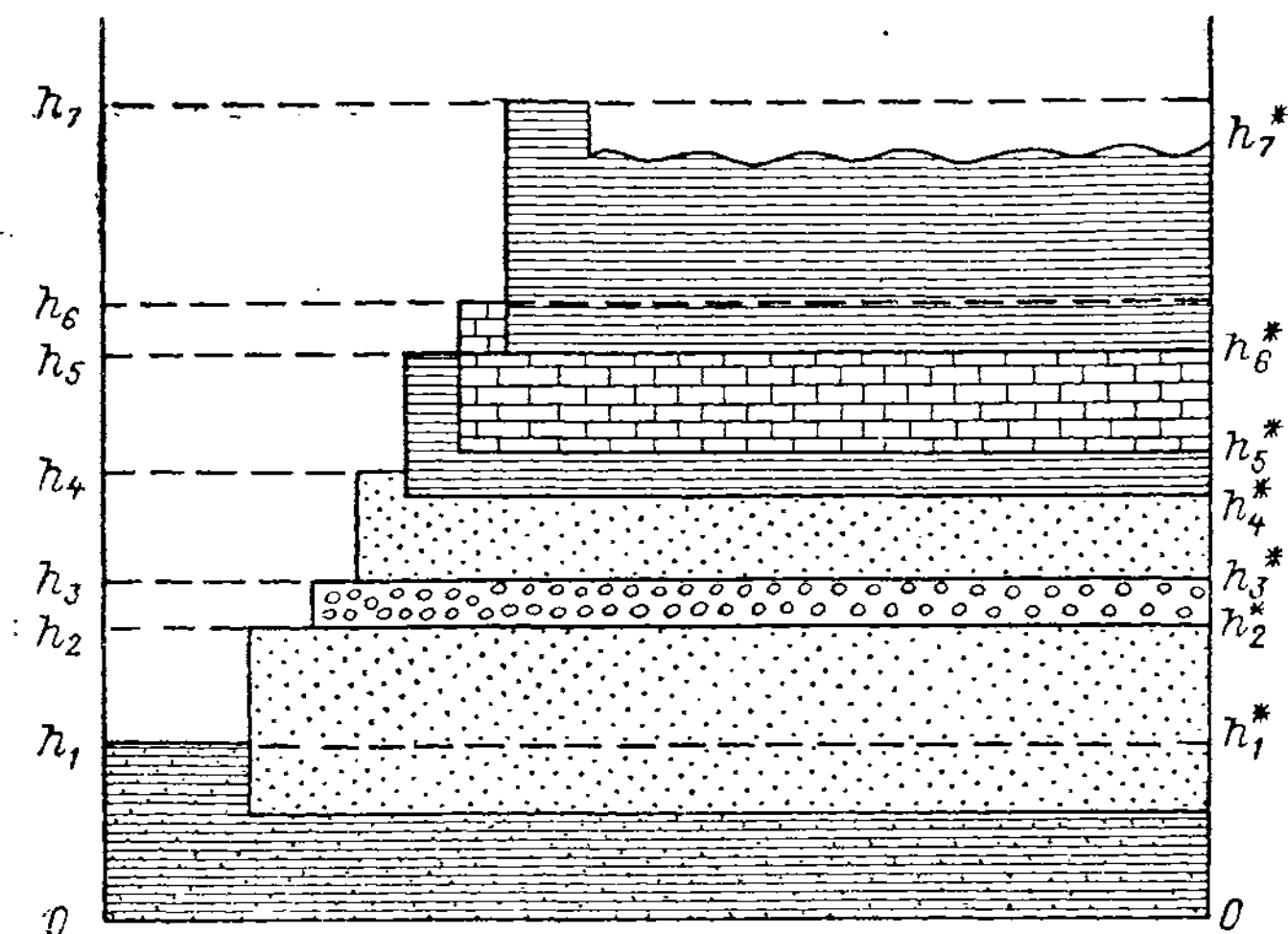


Рис. 76. Уменьшение мощностей слоев под действием гравитационного уплотнения в процессе формирования прибрежно-морских отложений.

наслоения. Это всем хорошо известная схема образования трансгрессивных и регрессивных серий пород. В данном случае описанная схема нас интересует в аспекте изменения первичных мощностей осадков в процессе формирования слоистости, регулируемой колебательными движениями земной коры.

На рис. 76 показано изменение первичных мощностей h_1^* , h_2^* , ..., h_7^* в результате уплотнения осадков под действием веса накапливающихся слоев. Причем для простоты мы полагаем, что подстилающий слой изменяет (или не изменяет) свою мощность при его перекрытии только одним слоем. Вес последующих слоев, разумеется, увеличивает нагрузку на данный слой, и его мощность уменьшается, но это изменение мощности считаем незначительным и в данной схеме не учитываем.

Действительно, когда слой глинистого осадка оказался перекрытым слоем песка, то его мощность уменьшилась с h_1^* до h_1 , т. е. $\Delta h_1 = h_1^* - h_1$. Затем слой песка начальной мощности h_2^*

перекрывается галечником мощностью h_3^* . Если песок крупнозернистый, то его мощность сформировалась уже в процессе сингенетического уплотнения, и вес слоя галечника не мог ее изменить на сколько-нибудь существенную величину. Поэтому полагаем, что $h_2^* \approx h_2$, аналогично $h_3^* \approx h_3$. Из этой схемы следует, что в процессе накопления гетерогенной толщи, состоящей из слоев разного литологического состава, величины начальной и конечной мощности такой толщи хотя и будут различаться, но не существенно. Эти различия не должны сказываться на результатах палеотектонического анализа по методу мощностей.

Другое дело, когда формируются отложения алевро-глинистых пород. Тогда уменьшение мощности такой толщи является непрерывной функцией от нагрузки перекрывающих пород и реализуется по законам гравитационного уплотнения. Причем сокращение мощностей происходит до тех пор, пока глинистые отложения не пройдут все стадии уплотнения. Именно такого рода разрезы представляют существенный интерес для палеотектонического анализа, и именно для них разрабатываются специальные методы реконструкции начальных мощностей.

С учетом сделанных замечаний под начальной или истинно седиментационной мощностью будем понимать мощность осадка, находящегося в начальной стадии свободного уплотнения. На всю мощность толщи это понятие, естественно, не распространяется, поскольку если его соотнести со всей толщей и реконструировать ее мощность в связи с таким определением, то полученный результат не соответствовал бы никакой реальной мощности в любую стадию формирования разреза. Поэтому первичная мощность может рассматриваться только как функция от конечной мощности толщи и закона ее уплотнения *.

Для реконструкции первичных мощностей существуют разные методы, но их объединяет одна общая идея — идея разуплотнения пород на основании восстановления либо первичной пористости, либо первичной плотности. При этом в расчет вводится так называемый коэффициент усадки, или число разуплотнения. На его оценке мы остановимся специально, пока лишь отметим, что для его вычисления используется либо отношение первоначальной мощности к наблюдаемой; либо отношение объема зерен к общему объему осадка в предположении, что в процессе уплотнения объем твердой фазы осадка не изменяется [362]. Метод, который предлагает Л. Л. Хайцер [317], основан на сравнении исследуемого разреза со сходным по составу и условиям формирования

* Заметим, что приводилось и такое определение: «под первичной мощностью автор понимает мощность данной осадочной толщи в момент завершения ее накопления» [317, с. 94]. Нетрудно понять, что это определение не согласуется с нашим. Причиной тому своеобразная трактовка Л. Л. Хайцером физики процесса гравитационного уплотнения, согласно которой толща уплотняется после завершения ее накопления, т. е. только после ее перекрытия вышележащими породами.

разрезом современных или молодых отложений до совпадения объема минеральной массы в обоих разрезах. Естественно, для того чтобы достигнуть такого совпадения, разрез древних отложений надо как бы «растянуть», т. е. разуплотнить.

Рассмотрим далее вопросы, связанные с оценкой коэффициента уплотнения алевроито-глинистых пород. Существуют как прямые методы расчета этого коэффициента, так и косвенные, связанные с введением дополнительных величин, значения которых либо устанавливаются лабораторным путем, либо определяются на основе современных осадков.

Среди прямых методов оценки коэффициента уплотнения наиболее распространен «конкреционный» метод, основанный на «обтекании» слоистости глинистых пород включенных в них известковых и железистых конкреций. С помощью этого метода коэффициент уплотнения определял Ю. Н. Приходько [214] на разрезах Интинского месторождения Печорского бассейна, П. В. Зарицкий [118] на материале угленосных толщ Донбасса и другие геологи. Не очень удачно, правда, определение, которое дает Ю. Н. Приходько [214, с. 99]: Коэффициент уплотнения — это «отношение нормальной мощности слоя во время покрытия его вышележащим осадком к нормальной мощности, наблюдаемой в настоящее время». Согласно этому определению коэффициент уплотнения k всегда больше или равен единице и представляет собой величину ненормированную. На примере коэффициента сортировки Траска мы убедились, что всякие величины такого рода обязательно должны быть нормированы на единицу, что значительно облегчает построение классификаций (в данном случае классификации алевро-глинистых пород по степени уплотнения) и интерпретацию результатов исследования, ибо при наличии упомянутой классификации любые численные значения коэффициента уплотнения всеми исследователями будут интерпретироваться однозначно.

Дадим определение коэффициента уплотнения, удовлетворяющее названным требованиям. Коэффициентом уплотнения будем называть отношение разности мощностей неуплотненного h^* и уплотненного h слоя к мощности неуплотненного слоя, т. е.

$$k = \frac{h^* - h}{h^*}. \quad (241)$$

Ясно, что если $h^* = h$ (уплотнение отсутствует), то $k = 0$. Если $h \rightarrow 0$, то $k \rightarrow 1$. Из (241) следует, что искомая величина, т. е. первичная мощность слоя (или группы слоев), может быть рассчитана по формуле

$$h^* = \frac{h}{1 - k}. \quad (242)$$

Дальнейшая задача поэтому сводится к корректной оценке k , либо к оценке h^* другими методами с корректировкой k .

Опираясь на теоретически возможные пределы изменения коэффициента уплотнения, можно предложить следующую классификацию пород по способности к изменению начальных мощностей слоев (табл. 21).

ТАБЛИЦА 21

Классификация пород по степени уплотнения

Коэффициент уплотнения k	Характер уплотняемости	Породы
$<0,1$	Практически не уплотняющиеся породы	Крупнозернистые и грубозернистые песчаники, гравелиты и т. д.
$0,1-0,3$	Слабо уплотняющиеся породы	Песчаники мелкозернистые
$0,3-0,5$	Умеренно уплотняющиеся породы	Алевролиты крупно- и среднезернистые
$0,5-0,7$	Сильно уплотняющиеся породы	Алевролит мелкозернистый, аргиллиты и т. п.
$>0,7$	Очень сильно уплотняющиеся породы	Углистые аргиллиты, торф и т. п.

Данная классификация разработана на материале конкретных оценок коэффициента уплотнения для разного типа пород, которые содержатся в работах П. В. Зарицкого [118], Ю. Н. Приходько [214], К. Г. Войновского-Кригера и В. В. Погоревича [67], Э. Л. Гамильтона [75], А. А. Горелова [83], С. А. Захарова [120], С. А. Сосланда [285] и других геологов.

Исходя из физики процессов гравитационного уплотнения, которую мы описали в предыдущей главе, можно заключить, что величина коэффициента уплотнения в первую очередь должна зависеть от того, насколько сильно изменилась пористость осадка от начальной стадии (до приложения нагрузки) к конечной, т. е. к той, 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 Δh^* (величина уплотнения слоя) определяется из уравнения

$$\Delta h^* = \frac{n_0 - n}{1 + n_0} h^* \quad (243)$$

или

$$h^* = \frac{1 + n_0}{1 + n} h. \quad (244)$$

Сравнив формулу (244) с (241), получим выражение для оценки коэффициента уплотнения через начальную и конечную пористость породы:

$$k = \frac{n_0 - n}{1 + n_0}. \quad (245)$$

Попытаемся далее связать в единую функциональную зависимость три переменные: мощность слоя или толщи в современном залегании, закон уплотнения и пористость пород n с тем, чтобы на этом основании оценить величину первичной мощности h^* слоя (или толщи). Заметим, что в такой постановке задача решается впервые. Ранее ее решали (и в ряде случаев получили неплохие результаты) И. Н. Нестеров [201], Д. Маршал, В. Филипп [480] и многие другие геологи. Однако в предлагаемом нами подходе в отличие от всех предыдущих исследователей учитываются в явном виде не только названные выше переменные, но и аналитический вид закона уплотнения, т. е. функция, связывающая начальную и конечную пористость слоя с глубиной его залегания.

Перепишем формулу (243) в виде

$$\frac{\Delta h^*}{h^*} = \frac{n_0 - n}{1 + n_0}. \quad (246)$$

Заметим, что $n = \varphi(n_0, \alpha, H)$, где конкретный вид этой функции соответствует закону изменения пористости с глубиной. Сделав необходимые преобразования в соотношении (246), найдем, что

$$h^* = \frac{1 + n_0}{1 + \varphi(n_0, \alpha, H)} h. \quad (247)$$

Если, как было показано в гл. XIII, пористость с глубиной изменяется по экспоненциальному закону, т. е. $n = n_0 \exp(-\alpha H)$, то, выразив n_0 через n , формулу (247) приведем к виду

$$h^* = \frac{1 + n \exp(\alpha H)}{1 + n} h. \quad (248)$$

Соотношение (248) является основной расчетной формулой для оценки первичных мощностей алевро-глинистых пород, когда пористость с глубиной изменяется по экспоненциальному закону. Если пористость как функцию от глубины залегания пород можно представить в виде (217), (218) или (221), то и первичная мощность осадочной толщи должна оцениваться с учетом этих закономерностей.

Следует отметить, что при практической реализации предлагаемого метода оценки первичных мощностей осадочных толщ может оказаться, что закон изменения пористости алевро-глинистых пород не выдерживается по всему разрезу. Тогда разрез разбивается на части, в пределах которых фиксируется постоянный вид функции $\varphi(n_0, \alpha H)$, и для каждой из них оцениваются первичные мощности на основе соотношения (248).

Проиллюстрируем данную методику на примере реконструкции мощностей мезозойско-кайнозойских алевро-глинистых пород Западно-Сибирской низменности, вскрытых Сургутской опорной скважиной («Труды ВНИГРИ». Л., «Недра», 1964). Сургутская скважина пробурена в центральной части Западно-Сибирской

низменности до кристаллического фундамента, который она вскрыла на отметке 3070 м. Первые 600 м были пройдены без опробования, поэтому в наши расчеты этот участок разреза не включается. В интервале 600—1900 м керн отбирался через 50 м, в интервале 1900—2800 м через 25 м и, наконец, в интервале 2800—3070 м через 15 м. Первые образцы анализировались с глубины 691 м. Возраст отложений — от палеогена до юры. Наиболее

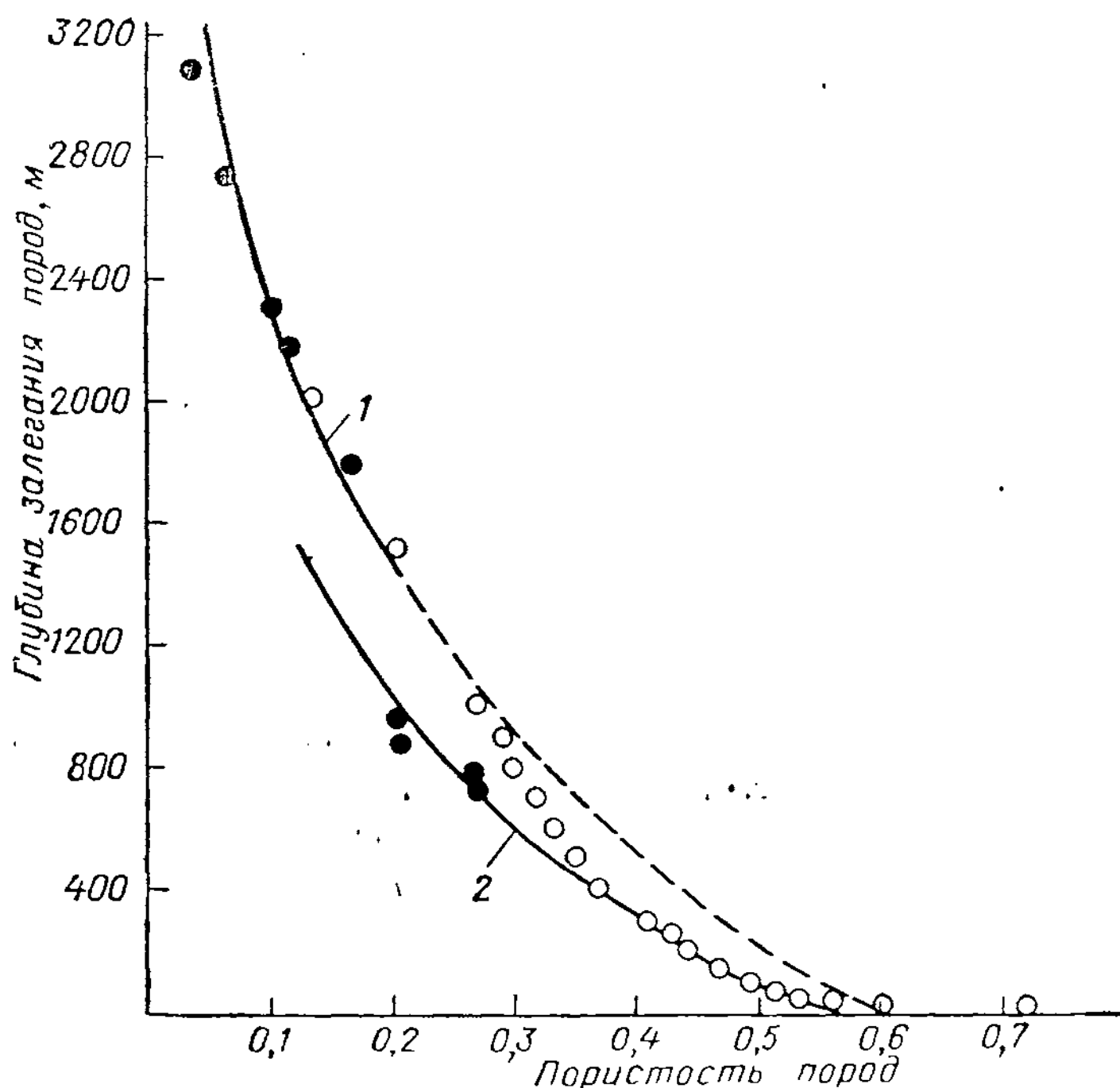


Рис. 77. Зависимость пористости алевро-глинистых пород от глубины их залегания.

Черные точки — по материалам Сургутской опорной скважины (кривая 1); светлые точки — по материалам Э. Л. Гамильтона [75] (кривая 2).

распространенные разности пород — это глина, аргиллиты и алевролиты. Изредка вскрываются песчаники, а также переслаивания алевролита с аргиллитом и алевролита с песчаником.

Расчет первичных мощностей в данном случае велся с точностью до свит. Поясним все этапы расчета на примере тюменской свиты. Характер изменения пористости алевро-глинистых пород с глубиной их залегания в пределах Сургутской опорной скважины показан на рис. 77. Он может быть аппроксимирован законом вида $n = 0,6 \exp(-0,00075H)$. Эта кривая необходима для оценки средней пористости каждой свиты отдельно. Очевидно, ясно, что при более детальном опробовании свит (например, через каждые 5 м) можно было бы построить и более надежные функции

$\varphi(n_0, \alpha, H)$ применительно к каждой свите, а не пользоваться единым, общим для всей скважины соотношением. Однако в данном случае такая детальность не достигается, поэтому мы и ограничились оценками первичных мощностей с точностью до свит с использованием единого для всей скважины закона изменения пористости пород с глубиной их залегания.

Таким образом, средняя пористость пород тюменской свиты на глубине 2920 м (отметка средней части свиты) равняется 6,5%; мощность тюменской свиты 316 м. Подставив все необходимые данные в формулу (248), найдем, что разуплотненная (первичная) мощность свиты h^* должна составить 471 м. Коэффициент уплотнения пород свиты равен 0,33, что соответствует согласно предложенной нами классификации умеренно уплотняющимся породам. Результаты расчетов по всей скважине сведены в табл. 22, а суммарная первичная мощность разреза Сургутской скважины показана на рис. 78.

ТАБЛИЦА 22

Фактические данные и расчет первичных мощностей свит
мезозойско-кайнозойской алевро-глинистой толщи
Западно-Сибирской низменности
(по материалам Сургутской опорной скважины)

Свиты	Мощность свиты h , м	Средняя пористость, %		Отметка средней части свиты H , м	Первичная мощность свиты h^* , м
		по фактическим данным	рассчитанная по формуле		
Талицкая	106	27,3	32,5	802	127
Ганькинская	85	27,2	30,5	873	103
Березовская	96	21,3	28,5	957	117
Кузнецовская	26	21,0	28,0	1022	32,5
Покурская	833	18,9	20,0	1455	1108
Вартовская	389	12,0	12,0	2055	535
Тарская	150	11,6	10,0	2315	211
Куломзинская	367	8,7	8,0	2580	521
Тюменская	316	5,43	6,5	2920	471

Важность учета при восстановлении первичных мощностей аналитического вида закона уплотнения алевро-глинистых пород проиллюстрируем на следующих примерах.

Э. Л. Гамильтон [75] при оценке первичных мощностей разрезов использовал соотношение (244). При этом данные по изменению пористости с глубиной получены не путем опробования, а экстраполяцией результатов компрессионных испытаний в лабораторных условиях. Найденные Э. Л. Гамильтоном таким образом значения пористости как функции от нагрузки (плотность минеральной части принята $2,31 \text{ г/см}^3$) нанесены нами на график (см. рис. 77, кривая 2). Можно видеть, что кривая изменения

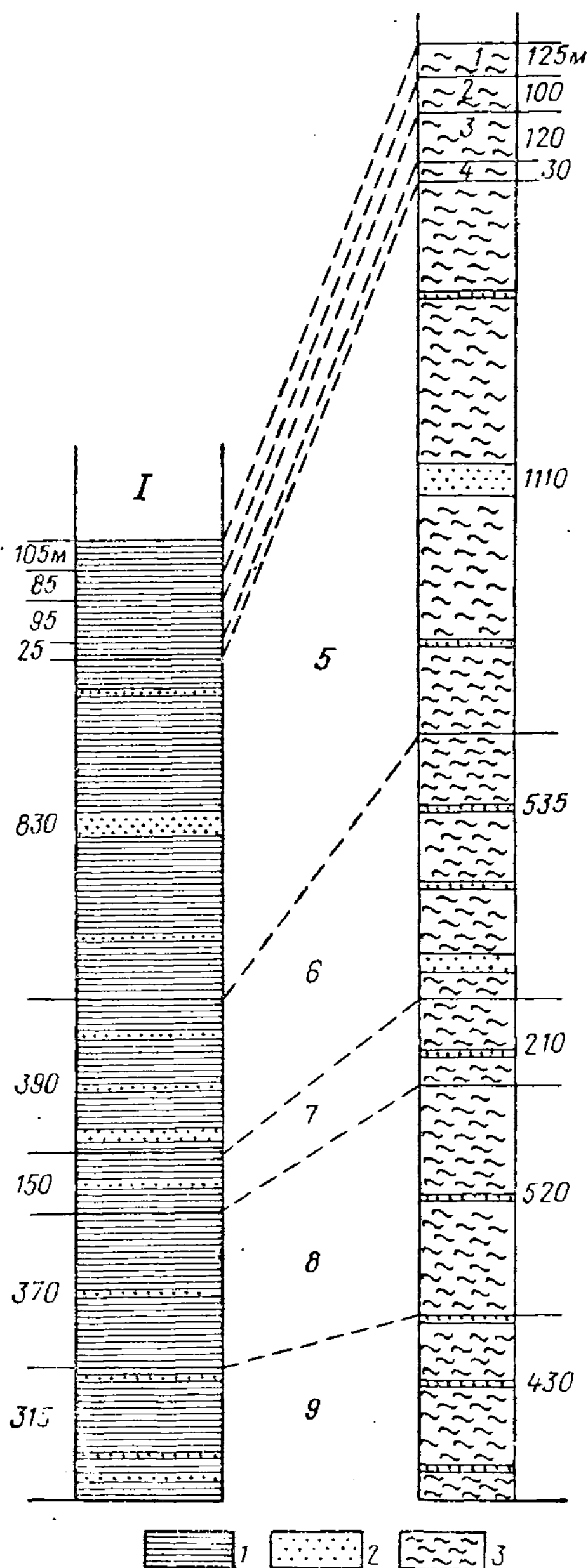


Рис. 78. Разрез Сургутской опорной скважины (I) в интервале глубин 690—3070 м и тот же разрез, пересчитанный на первичные мощности свит (II).

Цифры на разрезе — названия свит: 1 — талицкая, 2 — ганькинская, 3 — березовская, 4 — кузнецовская, 5 — покурская, 6 — вартовская, 7 — тарская, 8 — куломзинская, 9 — тюменская.
1 — алевролиты, аргиллиты, глины; 2 — пески и песчаники; 3 — породы в разуплотненном состоянии.

пористости с глубиной описывается на всем диапазоне глубин не законом $\exp(-\alpha H)$, а, скорее всего, квадратичной экспоненциальной зависимостью вида $\exp(-\alpha H^2)$. Если использовать формулу (244), то для 500 м толщи глинистых сланцев при $n_0 = 72\%$ и $n = 35\%$ получим $h^* \approx 1000$ м. Эту цифру и приводит Э. Л. Гамильтон. Однако с учетом аналитического вида закона уплотнения в интервале 0—500 м $n = 0,55 \exp(-0,001H)$ по формуле (248) получим $h^* \approx 550$ м.

В работе Л. Л. Хайцера и И. В. Рязанова [318] приведен пример расчета первичной мощности 220 м глинистой пачки. При этом уже учитывался вид закона уплотнения — линейное изменение пористости с глубиной залегания в интервале глубин 0—800 м. Эту аппроксимацию рекомендует И. Н. Нестеров [201] на основе исследования большого числа разрезов мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. Формула, полученная И. Н. Нестеровым, имеет вид

$$n = 0,4 - \frac{H}{6450}. \quad (249)$$

Применив свою методику расчета h^* , о которой мы уже упоминали, с учетом соотношения (249) Л. Л. Хайцер и И. В. Рязанов [318] получили, что первичная мощность глинистой пачки составляла 334,5 м.

Если воспользоваться предлагаемым нами методом, то для той же пачки получим: средняя пористость 33% (см. рис. 77, кривая 1), $H = 800$ м, $\alpha = 0,00075$ и, наконец, $h^* = 265$ м. Различия в данном случае, скорее всего, объясняются разпой аппроксимацией закона изменения пористости с глубиной в диапазоне 0—800 м. Линейный закон в данном случае, думается, мало реален, тем более что график, на основе которого он получен, построен некорректно (см. рис. 71). Действительно, значения пористости на этом графике от начала отсчета возрастают, в то время как глубины от начала отсчета не возрастают, а убывают. Такой, в целом незаконный прием построения графика и привел к тому, что крайние ветви кривой оказались искаженными и лишь центральная ее часть (глубины 800—2500 м) соответствует реальной картине изменения с глубиной пористости алевро-глинистых пород.

В статье И. Н. Нестерова [201] можно найти иллюстрацию расчета первичной мощности толщи согласно разработанной им методике. Материалом служили разрезы мезозойско-кайнозойских отложений центральной части Западно-Сибирской низменности. В интервале глубин 2150—2230 м суммарная мощность глин составила 40 м. Начальная пористость глин принята И. Н. Нестеровым равной 40%. В итоге первичная мощность глинистой пачки составляет 60 м. Надо отметить, что для данного диапазона глубин И. Н. Нестеровым также использовалась экспоненциальная зависимость пористости от глубины залегания.

Используем наш метод расчета. Имеем: $H = 2190$ м, $h = 40$ м, $n = 12\%$ (см. рис. 77, кривая 1). По формуле (248) находим $h^* = 57,8$ м. Согласие в данном случае, как и следовало ожидать, хорошее.

Таким образом, с учетом всех седиментологических поправок первичные мощности осадочных толщ H^* должны рассчитываться по формуле

$$H^* = \sum_{i=1}^m \tilde{K}_i h_i + \sum_{j=1}^l \frac{1-p_j}{p_j} \sum_{i=1}^n \tilde{h}_{ij}, \quad (250)$$

где $\tilde{K} = [1 + n \exp(\alpha H)] / (1 + n)$; h — наблюдаемая мощность пачки пород, свиты и т. д., которая подлежит разуплотнению; p — вероятность сохранения слоя; $\tilde{h}$ — наблюдаемая мощность единичного слоя; m — число пачек или свит, на которые разбивается разрез; n — число слоев в пачке или свите; l — число интервалов разреза, для которых подсчитывается p .

Резюмируя изложенное, можно заметить, что перечисленными здесь задачами не исчерпываются все геологические приложения метода мощностей. Однако проблема оценки первичных мощностей осадочных толщ представляется наиболее важной. Кроме того, она с большим основанием, чем другие задачи, решается на базе конкретных седиментологических предпосылок, что уже обеспечивает ее явную предпочтительность в рамках тематики данной монографии.

ВЫЯВЛЕНИЕ СКРЫТЫХ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ В СТРОЕНИИ РАЗРЕЗОВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

ГЛАВА XV

ОБЩЕМЕТОДИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Геологам хорошо известен факт повторяемости в разрезах осадочных толщ определенного комплекса пород, что обуславливает особый тип строения такого рода разрезов, получивший в геологической литературе название «циклического», «ритмичного» и т. п. В одних случаях, как, например, в разрезах флишевой и угленосной формации, характер «внутреннего» строения разрезов виден, что называется, «на глаз»; в других закономерности чередования пород более сложные и без применения специальных методов выявить какие-либо устойчивые парагенезисы пород не удастся.

Следует отметить, что проблематика, связанная с изучением строения разрезов осадочных толщ, в качестве важнейших составляющих включает в себя по крайней мере две самостоятельные задачи: расчленение разрезов по комплексу признаков, которое служит преимущественно целям последующей корреляции разрезов, и выявление в строении разрезов скрытых закономерностей периодического или квазипериодического характера. Эти задачи не только представляют теоретический интерес, но и имеют важное практическое значение, поскольку путем изучения упорядоченной структуры стратифицированных осадочных образований реконструируются ход процессов осадконакопления и обусловленное им размещение полезных ископаемых.

Теоретической основой (на геологическом уровне) расшифровки закономерностей строения и условий формирования осадочных толщ является установленная еще Н. А. Головкинским [81] связь осадконакопления и колебательных движений земной коры, которая фиксируется в литологическом разнообразии последовательно накапливающихся слоев и одновременно в устойчивом повторении в разрезе вполне определенных для данного генетического типа отложений «породных ассоциаций».

Задача выявления скрытых периодичностей в строении разрезов или, как мы ее в дальнейшем будем именовать, задача

ритмолитологического анализа, в свою очередь, распадается на три взаимосвязанные части и решается она, вообще говоря, независимо от задач расчленения разрезов, хотя последние задачи могут быть реализованы и в результате ее решения. К первой части относится исходная понятийная база, от которой во многом зависит не только геологическая интерпретация выделенных подразделений разреза, но и сама методика ритмолитологического анализа. Ко второй следует отнести геологическую модель, объясняющую квазипериодическую структуру исследуемых разрезов, и обоснование тех характеристик (не обязательно литологического состава пород), с помощью которых эта периодическая структура может быть вскрыта. Наконец, к третьей части относится методика выявления скрытых периодичностей, которая, как правило, является математической. Зачастую эта методика оказывается не связанной с первыми двумя этапами решения рассматриваемой задачи. В таких случаях интерпретация установленных закономерностей представляется неубедительной. Лишь тогда, когда используемая методика выводится из содержательных геологических предпосылок, т. е. когда она является закономерным следствием конкретной седиментологической модели, трактующей «внутреннее» строение разреза как функцию от взаимодействия тектонического и седиментологического факторов, управляющих накоплением осадков в прибрежной зоне моря, либо как функцию только от условий седиментации, если анализу подвергаются разрезы глубоководных осадков, интерпретация выявленных закономерностей приобретает геологическую значимость.

Ю. А. Жемчужников [112, с. 8] отмечал: «если цикличность или ритмичность — не случайная «игра природы», а определенная закономерность осадкообразования, ... то она должна быть повсюду». Нам остается только присоединиться к этим словам.

Рассмотрим далее более обстоятельно первую часть общей задачи ритмолитологического анализа, т. е. определим основные понятия, которые при этом используются. Все ведущие геологи, занимавшиеся изучением строения осадочных толщ, придавали большое значение определению основных понятий. Такое требовательное отношение к геологической терминологии объясняется тем обстоятельством, что, как правило, от употребляемого термина зависит и интерпретация полученных результатов, тесно связанная со смысловой нагрузкой, вкладываемой в его определение.

Примечательно к задачам, рассматриваемым в данной части работы, целесообразно остановиться более обстоятельно на таких понятиях и соответствующих им терминах, как «цикл и цикличность», «ритм и ритмичность», «период и периодичность», а также «повтор и повторяемость». С той или иной степенью детальности все эти понятия неоднократно обсуждались в геологической литературе, а потому необходимость в их конкретизации в данной работе вызвана не новизной вопроса, а недостаточной (как это ни

странно) его разработанностью применительно к задачам ритмолитологического анализа.

Назовем лишь некоторые публикации, либо принадлежащие перу «законодателей терминологических мод» (выражение Н. Б. Вассоевича и И. Г. Гладковой [45]), либо те, в которых интересующая нас проблематика освещена достаточно обстоятельно: Ю. А. Жемчужников [111, 112, 113]; С. Н. Бубнов [33]; Л. Б. Рухин [258], В. Е. Хаин [312, 316], Р. Шрок [339], Н. Ф. Балуховский [16], Г. А. Иванов [129], А. Б. Вистеллус [51], И. А. Одесский [206], Ю. И. Возовик [65], А. В. Зубков [128], П. Дафф, А. Халлам, Э. Уолтон [95], Г. Ф. Лунгерсгаузен [183], С. В. Калесник [131], А. В. Шнитников [337], В. Штайнер [548] и, наконец, обстоятельный обзор Н. Б. Вассоевича и И. Г. Гладковой [45] *.

Для того чтобы по возможности глубже уяснить причины такого положения дел, целесообразно соотнести все отмеченные выше понятия с двумя уровнями познания: эмпирическим и теоретическим.

На эмпирическом уровне исследованию подвергается конкретная осадочная толща, которая рассматривается как реализация процесса осадконакопления. Причем знания самого процесса (его механизма, временной продолжительности и т. п.) не предполагается. Если строго придерживаться такого подхода, то все употребляемые при ритмолитологическом анализе понятия не должны выходить за рамки их узко эмпирической трактовки в том смысле, что в их определении не должны фигурировать такие понятия, смысл которых может быть уяснен только при разработке теоретических моделей. В частности, это касается «времени» в смысле прямого соотношения реализации процесса, с одной стороны, и условий протекания самого процесса — с другой.

Действительно, рассмотрим некоторые подходы к определению интересующих нас понятий, в которых это очевидное требование не выполняется. «Ритм означает для всех явлений не просто периодическое повторение, а именно равномерное повторение, через равные промежутки времени» [111, с. 75]. Если же временные промежутки неодинаковы, то (по Ю. А. Жемчужникову) это уже не ритмичность, а цикличность. Но как, не располагая моделью процесса осадконакопления, а имея дело лишь с его реализацией (т. е. с разрезом), определить, одинаковыми или неодинаковыми были временные промежутки, требующиеся для формирования двух смежных ассоциаций пород, остается неясным. Говоря же более строго, задача «восстановления»

* Когда рукопись была в работе, нам стало известно, что в Новосибирске на Всесоюзном совещании по цикличности геологических явлений было сделано много интересных докладов, связанных с терминологией. В частности, мы имеем в виду доклад Г. А. Иванова, А. В. Македонова, Н. В. Иванова и другие.

интересующих нас временных интервалов на чисто эмпирическом уровне вообще неразрешима.

Более или менее сходных определений придерживался Л. Б. Рухин [258], который предложил, в частности, длительный по времени формирования ритм именовать «периодом», в то время как С. В. Калесник [131] «периодом» называет ритмы одинаковой продолжительности, а А. Б. Вистелиус [51, с. 175] считает, что «размер ритма определяется его периодом... Чем больше период ритма, тем он более высокого порядка». Ю. А. Жемчужников [113], А. В. Шитников [337], а также Н. Б. Вассоевич и П. Г. Гладкова [45], по сути дела, отождествляют такие понятия, как «ритмичность» и «периодичность», очевидно, не находя реального смысла для их разделения. Г. А. Иванов же [129, с. 14] поясняет: «Термины «ритм» и «ритмичность» более правильно (в каком смысле? — *С. Р.*) отражают периодическую и именно ритмическую ... повторяемость явлений в природе, чем термины «цикл» и «цикличность». Г. Ф. Лунгерсгаузен [183] настаивал на том, чтобы синонимом периодичности считать не ритмичность, а цикличность. Наконец, Н. Ф. Балуховский [16], очевидно, во избежание разночтений предложил объединить два термина «цикл» и «период» и циклы продолжительностью 34—45 млн. лет впредь именовать «циклопериодом» (? — *С. Р.*). Столь же неудачно, с нашей точки зрения, предложение И. А. Вылцана [72] о введении понятия «ритмограмма». Если следовать такому принципу конструирования понятий, то чем хуже, например, «ритмоцикл», «ритмопериод» или «циклоритмоповтор»?

В 1973 г. с обстоятельным обзором и критикой современной «терминклатуры» (термин М. Г. Бергера), употребляемой при анализе строения разрезов осадочных толщ, а также при изучении процессов нефте- и газообразования, выступили Н. Б. Вассоевич и П. Г. Гладкова [45]. В их работе отстаивается по существу тезис глобальной формализации понятийной базы, т. е. требование того, чтобы такие понятия, как «ритм», «цикл» и «период», употреблялись всегда в единственном смысле вне зависимости от того, к каким геологическим дисциплинам и к какому классу задач в пределах этих дисциплин относятся указанные понятия.

Вообще говоря, такое требование вполне законно, тем более что эти понятия не являются геологическими, а заимствованы из других наук, где они имеют, как правило, однозначное толкование. И тем не менее обращение к опыту этих наук, к сожалению, существа дела не меняет: «ритм», «цикл», «период» и другие родственные им понятия, по-прежнему, остаются многозначными и не имеющими ясного смысла.

Суть дела, очевидно, заключается в том, что изначально эти понятия являлись обычными знаками обиходной речи и как всякие такого рода знаки имели лишь этимологическое толкование. Когда же эти понятия взяли на вооружение такие науки, как механика («цикл», «период»), математика («период») и др., то

в рамках этих дисциплин они получили четкие определения, и к тому же были развиты конкретные операциональные процедуры соотнесения этих определений с конкретным классом объектов. Иными словами, было установлено взаимоднозначное соответствие между определениями этих понятий и соотносимыми с ними объектами.

В геологии сложилась иная ситуация. Вначале была подчеркнута повторяемость отдельных объектов и явлений (ассоциаций пород, чередования трансгрессивных и регрессивных этапов в развитии бассейнов осадконакопления и т. п.), а уж затем стали приписывать выделенным объектам то или иное наименование: «ритм», «цикл», «период» и т. д. Причем в обоснование, как правило, приводится опыт обращения с этими понятиями в других научных дисциплинах. Но там, как мы видим, эти понятия *вводятся* (по определению), в геологии же их пытаются *вывести* путем анализа конкретных объектов, т. е. стараются установить однозначное соответствие между определенным классом геологических объектов и понятиями, которые в других науках связываются с объектами или явлениями другой природы, и перенести их смысловую нагрузку на геологические объекты. Такой анализ ясности в словоупотребление пока не внес, да, вероятно, и в принципе внести не может.

Многие геологи, очевидно, не видя реальной возможности что-либо изменить в сложившейся ситуации, вообще не признают смыслового различия таких понятий, как «ритмичность» или «цикличность», считая, по всей вероятности, что оно по крайней мере не влияет на существо дела. Такую позицию на протяжении уже многих лет занимает, например, В. Е. Хаин [312, 316]. К нему примыкают Н. В. Логвищенко и М. И. Ритенберг [176], а также американские геологи П. Дафф, А. Халлам и Э. Уолтон [95].

Определения, четко соответствующие эмпирическому уровню познания, можно найти в работах А. Б. Вистелиуса [51], Р. Шрока [339], Ю. И. Возовика [65], В. Штайнера [548] и других геологов. Так, А. Б. Вистелиус [51, с. 175] пишет: «Ритм — повторение определенных черт строения разреза через интервалы более или менее постоянной длины». Ю. И. Возовик [65, с. 8]: «Ритм — соразмерность, стройность, — характеризует закономерное чередование соизмеримых элементов в системе». Р. Шрок [339, с. 36—37]: «Ритмичность..., т. е. определенный литологический порядок, или порядок структуры (разреза. — *С. Р.*), много раз повторяющийся в одной секции или в бассейне отложения».

Эмпирически сложившийся опыт геологии удачно выразил В. Штайнер [548], который под осадочными циклами предлагает понимать закономерные повторения по вертикали *симметрично построенных* (курсив наш. — *С. Р.*) породных ассоциаций, а под ритмами — последовательность *несимметричных* ассоциаций пород.

Действительно, геологи, изучающие разрезы угленосной формации, устойчиво повторяющийся набор пород, который включает породы как трансгрессивного, так и регрессивного ряда, привыкли именовать «угленосными циклами». В то же время типично флишевый ассортимент пород (многослой) включает в себя породы только трансгрессивного ряда и с легкой руки Н. Б. Вассоевича [36] пока большинством геологов именуется «флишевым ритмом».

В конечном итоге дело не в том, существуют или не существуют различия между понятиями «цикл» и «ритм» (их с равным успехом можно видеть или не замечать), а в том, в каком смысле эти понятия используются в каждой конкретной задаче и соответствует ли придаваемому этим понятиям смыслу интерпретация полученных результатов ритмолитологического анализа.

Легко понять, что последнее требование может быть достигнуто только в том случае, если, во-первых, данные понятия будут введены «по определению» и, во-вторых, на базе этих понятий будет развита конструктивная теория, позволяющая их использовать в рамках широкого класса задач, общих для большей части геологических дисциплин. Если первое условие можно назвать необходимым, то второе уже достаточно для того, чтобы прекратить многочисленные дискуссии по поводу выяснения «истинного» смысла таких понятий, как «повторяемость», «ритмичность» и «цикличность».

Если исследование закономерностей строения разрезов ведется на теоретическом уровне, то оно предполагает наличие модели, в которой процесс слоенакопления реализуется по схеме периодического процесса (в общем случае), что позволяет вычисленные теоретическим путем характеристики процесса — амплитуду, период, фазу и частоту — сравнивать с эмпирическими оценками этих характеристик на материале предварительно арифметизированных разрезов осадочных толщ. Иными словами, в такой постановке подразумевается не «восстановление» характеристик процесса по его предполагаемым реализациям, что в общем виде сделать невозможно, а задание или в крайнем случае подбор этих характеристик, наилучшим образом (например, в смысле квадратического отклонения) соответствующих эмпирическому материалу.

Ясно, что для реализации этой схемы прежде всего необходимо знание геологической специфики исследуемого материала, т. е. обоснованные предположения о периодической (или квазипериодической) структуре процесса, генерировавшего накопление слоистых толщ. Только в этом случае оправдан поиск «скрытых закономерностей» в строении разрезов и только при этом возможна обоснованная интерпретация выявленных характеристик процесса осадконакопления. При отсутствии же такой модели, построенной пусть и на чисто геологическом уровне, найденные значения параметров являются следствием аппроксимации временного ряда

(последовательность арифметизированных характеристик разреза трактуется как временной ряд) тем или иным аналитическим выражением и никакой геологической интерпретации, строго говоря, не допускают.

Если в исследуемых разрезах наблюдаются отчетливо выраженные ритмичность (флиш) или цикличность (угленосная формация), то в первом приближении можно полагать, что они явились следствием периодического процесса, и все последующие построения необходимо осуществлять, опираясь на это предположение. Однако в общем случае наблюдаемая в разрезах ритмичность далеко не всегда является реализацией периодического процесса. Для того чтобы убедиться в справедливости высказанного положения, рассмотрим с этих позиций механизм флишевой седиментации.

В настоящее время, как известно, распространены две конкурирующие гипотезы флишенакпления: осцилляционная Н. Б. Вассоевича [41] и мутьевых потоков Ф. Кюнена [467].

Осцилляционная гипотеза предполагает квазипериодические колебания земной коры, фиксирующие в разрезе правильную ритмичность или квазиритмичность флиша. Такая трактовка значительно осложняет генетическую интерпретацию флишевой седиментации, так как не удастся выяснить причину отсутствия этих правильных колебательных движений за пределами трога. Правда, автор гипотезы — Н. Б. Вассоевич — оставил одну «степень свободы» для тех, кто не полностью ее разделяет, предположив, и не без оснований, что между отложениями смежных ритмов могут быть значительные паузы в седиментации и их продолжительность может быть более значительной, чем время, в течение которого образуются слои единичного флишевого многослоя. Если эта мысль справедлива, то ее можно интерпретировать двояко: либо паузы на фоне восходящих колебаний, сопровождающиеся частичным размывом ранее отложившегося осадка, либо паузы на фоне нисходящих движений земной коры (перерыв в осадконакоплении). Если согласиться со вторым предположением, то следует считать флишенакпление не непрерывным (как утверждают сторонники осцилляционной гипотезы), а дискретным процессом. Дискретность выражается в парциальном поступлении материала в зону аккумуляции. Механизм поступления, который наиболее полно изучен, — мутьевые потоки.

Установленный Н. Б. Вассоевичем факт ритмичного строения разрезов флиша в дальнейшем всеми без исключения геологами интерпретировался как результат периодического характера флишеобразующих процессов. Иначе говоря, устанавливалось однозначное соответствие между ритмичным строением реализаций (разрезы флиша) и периодическим характером исходного процесса. Однако можно легко показать, что такое соответствие осуществляется далеко не всегда. Следующий отвлеченный пример наглядно иллюстрирует эту мысль [239].

Пусть в нашем распоряжении имеется n кубиков. Каждый кубик условно означает единичный флишевый многослой со свойственным данной свите набором пород и характерными текстурами. Поскольку любая конкретная свита характеризуется прежде всего постоянным и ограниченным набором пород, то перенумерация кубиков ($i = \overline{1, n}$) не обязательна. Перед нами поставлена задача: за ограниченный отрезок времени T составить из этих кубиков неупорядоченную последовательность (модель разреза флиша). Очевидно, что эту задачу можно решать неоднозначно. Можно каждый следующий кубик ставить в эту последовательность через равные промежутки времени T/n (периодический процесс). Ту же последовательность можно воспроизвести, укладывая кубики только в течение времени $T/2$ с частотой $T/(2n)$. Возможен и такой вариант, когда интервалы времени между укладкой i -го и $i + 1$ -го кубиков сильно отличаются друг от друга (непериодический процесс).

Важно подчеркнуть, что все три способа приводят к одной и той же последовательности (к одному и тому же чередованию пород в разрезе, характеризующемуся к тому же четко выраженной ритмичностью). Обратную же задачу (восстановить, каким из трех названных способов образована наблюдаемая в разрезах флиша ритмичность) мы решить не в состоянии. Наиболее вероятно, что флишенакопление реализуется по схеме аperiodического процесса, как наиболее общей. Но и это не более чем предположение.

При таком подходе накопление ритмов во флише можно трактовать как нестационарный и неэргодический процесс, в котором среднее по ансамблю (ритмичность) не соответствует среднему по времени (периодичность). Таким образом, выявляемые в строении геологических разрезов «скрытые закономерности» могут соотноситься с характером тектонических и седиментологических процессов только в том случае, если они получены на базе конкретной модели, постулирующей периодический режим исходного процесса. В этом же смысле допустима и интерпретация «обнаруженных» циклов, или периодов, разного порядка.

Что касается используемой при решении такого рода задач терминологии, то важно, чтобы употребляемые при решении конкретной задачи термины были строго определены. Тогда в рамках задачи они будут пониматься однозначно и не будет возникать разночтений ни на этапе конструирования исходной модели, ни при интерпретации полученных результатов.

Класс же задач, для которых определенная таким путем терминология оказывается оправданной (без специальных оговорок), расширяется по мере развития геологической теории, на которую он опирается. Но даже в пределе, когда геологическая наука достигнет высокой степени теоретического совершенства, можно утверждать, что и тогда процесс формализации понятийной базы не завершится [208, 236].

Именно по этой причине современные дискуссии по поводу

выяснения «истинного» смысла таких понятий, как «цикл», «ритм», «период» и т. п., оказываются, как правило, безрезультатными. Не помогают ни логика, ни обращение к этимологии этих понятий, ни апелляция к историческому первоисточнику. Вопрос неизбежно остается открытым. Необходимость же в этих дискуссиях отпадет сама собой, когда за этими понятиями будет стоять конкретная геологическая теория, позволяющая конструктивно их использовать для возможно более широкого класса задач, в рамках которых могут быть получены нетривиальные результаты, не допускающие к тому же двойственного толкования. Поэтому единственно целесообразным, с нашей точки зрения, является введение данных понятий «по определению», причем таким образом, чтобы в рамках этих определений они не допускали двойственного толкования. Такое требование можно выполнить, если записать вводимые определения на формальном, в частности математическом, языке, что мы и попытаемся сделать.

Пусть геологический разрез в отношении любой характеристики, закономерность колебания которой исследуется, представляется в виде последовательности $\{a_i\}$, $i = \overline{1, N}$. Последовательность $\{a_i\}$ будем называть арифметизированным разрезом. Тогда интересующие нас понятия целесообразно определить следующим образом.

Повторяемость. Будем говорить, что арифметизированный разрез $\{a_i\}$ обладает свойством повторяемости в отношении хотя бы одного элемента $\{a\}$, если существует такой набор целых чисел $\{j_s, s = \overline{1, n}\}$, что $a_{j_s} \equiv a$.

Существенно в данном определении то, что повторяемость определяется только в отношении отдельных признаков, характеризующих разрез: повторение слоя песчаника через произвольный интервал, максимумов гранулометрической кривой и т. д. Например, последовательность $\{1, 2, 5, 7, 1, 3, 4, 8, 9, 0, 1\}$ обладает свойством повторяемости в отношении элемента $\{1\}$, а последовательность $\{1, 2, 0, 5, 6, 1, 2, 4, 3, 1, 2, 9, 1\}$ — в отношении как элемента $\{1\}$, так и элементов $\{1, 2\}$.

Ритмическая повторяемость (ритмичность). Будем говорить, что арифметизированный разрез $\{a_i\}$ обладает свойством ритмической повторяемости в отношении хотя бы одного элемента $\{a\}$, если, во-первых, он обладает свойством повторяемости в отношении этого элемента, во-вторых, существует такое постоянное число l , называемое шагом повторяемости, что $j_{s+1} = j_s + l$, и, в-третьих, $a_j \neq a$, если $j \neq j_s$. Например, свойством ритмической повторяемости в отношении элемента $\{1\}$ обладает последовательность $\{1, 3, 5, 1, 2, 4, 1, 6, 7, 1, 8, 9\}$, а в отношении элементов $\{1, 2\}$ — последовательность $\{1, 2, 5, 6, 1, 2, 3, 4, 1, 2, 7, 6, 1, 2, 8, 9\}$. Существенным в данном определении является то, что из свойства ритмической повторяемости не следует, что единицей такой повторяемости является ритм. Из приведенных нами примеров видно, что, хотя между ритмически повторяющимися

элементами $\{1\}$ или $\{1, 2\}$ число других элементов постоянно $l = \text{const}$, сами эти элементы каждый раз различные. Поэтому ритмически повторяющиеся элементы не могут разбивать всю последовательность на ритмы, означающие как бы «вещественные» единицы ритмичности. На этом обстоятельстве вполне справедливо настаивает Н. Б. Вассоевич с соавторами [27, 45].

Действительно, в одной из работ указанных авторов читаем [45, с. 23]: «ритм не то, что повторяется, а то, как (курсив наш. — С. Р.) повторяется, а то, что повторяется надо именовать циклом». Правда, получается, что у ритмично построенных разрезов единицей ритмичности служит цикл. Это противоречит нашему определению ритмичности, из которого, как мы уже отметили, следует, что ритмическая повторяемость не имеет вещественной единицы ритмичности, отличной от повторяющихся элементов разреза, поскольку между ними включаются элементы, в общем случае не характеризующиеся ритмической повторяемостью.

Циклическая повторяемость (цикличность). Введем понятие о разбиении арифметизированного разреза $A = \{a_i\}$ на p упорядоченных подмножеств вида $A_k = \{a_{s_{k-1}+1}, \dots, a_{s_k}\}$, $k = \overline{1, p}$, $s_p = N$ и $\bigcup A_k = A$. A_k будем называть циклом. Тогда разрез $\{a_i\}$ будет обладать свойством циклической повторяемости, если существует такое разбиение, что, во-первых, первые l_1 элементов всех подмножеств совпадают и, во-вторых, $s_k \leq l_2$, $k = \overline{1, p}$.

Примером циклической повторяемости является последовательность вида $\{1, 2, 3, 4, 1, 2, 3, 1, 2, 3, 4, 1, 2, 3, 1, 2, 3, 4\}$, где $l_1 = 3$ и $l_2 = 4$. В данном определении существенно не только то, что циклическая повторяемость определяется с точностью до циклов, но и что в пределах каждого цикла фиксируется четкий порядок следования элементов. Число же элементов в повторяющихся циклах в общем случае может быть различным.

Периодическая повторяемость (периодичность). Арифметизированный разрез $\{a_i\}$ будет обладать свойством периодической повторяемости в отношении упорядоченного набора элементов A_k , если он обладает свойством циклической повторяемости при условии, что $l_1 = l_2$. Примером последовательности, обладающей свойством периодической повторяемости в отношении набора элементов $\{1, 2, 3, 4\}$ будет последовательность вида $\{1, 2, 3, 4, 1, 2, 3, 4, 1, 2, 3, 4\}$. Ясно, что периодичность — наиболее жесткое условие повторяемости, когда должны быть одновременно выполнены условия ритмической и циклической повторяемости. Периодичность в явном виде в реальных разрезах не фиксируется. Поэтому о периодической повторяемости имеет смысл говорить только в том случае, если строение разреза исследуется аналитическими методами. Тогда периодичность является результатом аппроксимации числовой последовательности, которой закодирован разрез, тем или иным аналитическим выражением, найденным, например, с помощью методов гармонического анализа.

РИТМИЧЕСКАЯ И ЦИКЛИЧЕСКАЯ ПОВТОРЯЕМОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ, ФИКСИРУЕМЫЕ В РАЗРЕЗАХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Геологи со времен Н. А. Головкинского и И. Вальтера, т. е. с последней трети XIX в., прочно усвоили мысль, что вертикальные колебательные движения земной коры определяют направленное смещение фациальных зон накопления осадков, что порождает слоистое строение осадочных толщ. Правда, в настоящее время эта идея сохранила научную ценность только для ограниченного числа стратифицированных осадочных образований, накапливающихся преимущественно в шельфовой зоне открытых морей и реализующих слоистость осадочно-миграционного типа (в терминологии Н. Б. Вассоевича [38]). Мутационная слоистость (ленточные глины, турбидиты и т. п.) формируется, как известно, при фиксированном положении береговой линии, т. е. под влиянием преимущественно седиментологических факторов.

Однако если различные генетические типы слоистости вне зависимости от обстановок и условий их образования реализуются под действием только тектонических и седиментологических (в широком смысле) факторов, то класс процессов, приводящих к ритмичности и цикличности в строении разрезов осадочных толщ, значительно шире и интерпретация условий возникновения закономерной повторяемости определенной группы пород в разрезе во многом зависит от формационной принадлежности исследуемой толщи и характера (масштаба) выделенной цикличности.

В настоящее время более или менее одностороннее толкование получила цикличность тех осадочных толщ, в которых, с одной стороны, она проявлена с максимальной отчетливостью, а с другой — в значительной мере определяет и генезис самих осадочных образований, по поводу которого у геологов нет серьезных разногласий. С этих позиций целесообразно выделить цикличность озерных ленточных глин, а также флишевой и угленосной формаций (рис. 79). Эти группы отложений выбраны не столько потому, что они наилучшим образом иллюстрируют различные проявления ритмичной и циклической повторяемости в строении геологических разрезов, что само по себе немаловажно, сколько по причине принципиально разного толкования природы этой повторяемости, фиксируемой в указанных образованиях.

Ленточная слоистость формируется в спокойной гидродинамической обстановке. В течение года накапливаются два слоя, которые в совокупности образуют элементарный цикл (варв). Таким образом, циклическая повторяемость ленточных глин обязана чисто климатическим причинам — смене времен года, которая фиксируется в виде светлоокрашенного (летнего) слоя и темноокрашенного (зимнего). Некоторые геологи [355, 356] выделяют ленточные циклы более высоких порядков, связывая их с длиннопериодическими колебаниями климата (до 10—30 тыс. лет),

природа которых пока не выяснена; другие исследователи [30, 31, 348] считают, что возникновение отсортированных ритмов обусловлено сезонной седиментацией.

Заметим, кстати, что фиксируемая в разрезах ленточных глин и эвапоритов цикличность от 2-го до 5-го порядка, по мнению ряда геологов, хорошо коррелируется с периодами солнечной активности [176, 355]. Однако даже пристальное рассмотрение литологических колонок этих отложений, которые приведены

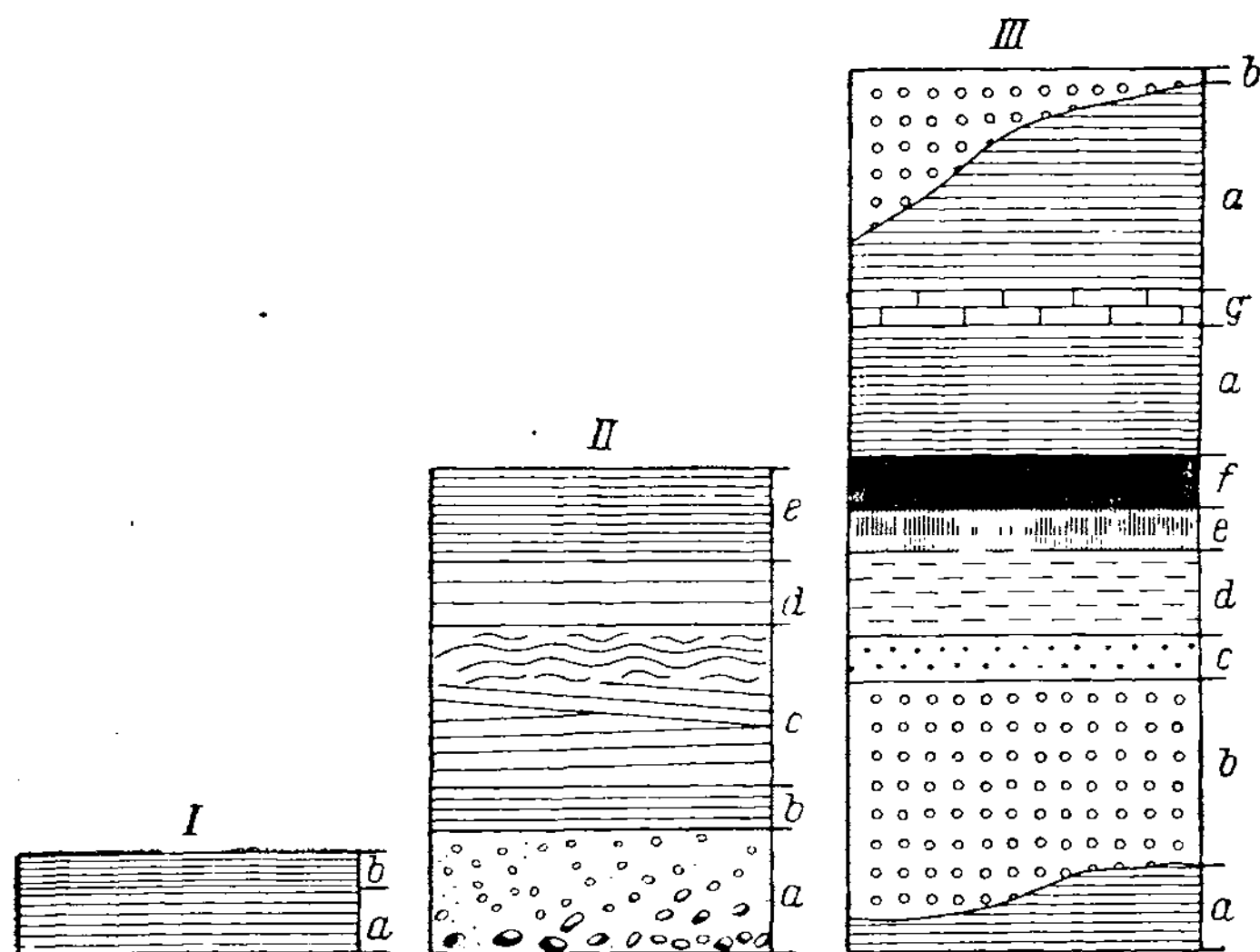


Рис. 79. Схематическое изображение (без масштаба) элементарных циклов ленточных глин (I), флиша (II) и угленосных отложений (III).

I цикл: *a* — летний, светлоокрашенный слой, *b* — зимний, темноокрашенный слой; II цикл: *a* — отсортированная слоистость, *b* — горизонтальная слоистость, *c* — косая слоистость и знаки ряби, *d* — горизонтальная слоистость, *e* — пелит; III цикл: *a* — слоистый аргиллит, *b* — средне- и крупнозернистый песчанник, *c* — мелкозернистый песчанник, *d* — алевроит, *e* — аргиллит неслоистый, *f* — уголь, *g* — известняк.

в упоминаемых нами работах, не дает возможности выделить достоверную цикличность более высокого порядка, чем 1-й. Не исключено поэтому, что исследователи искусственно привязывают цикличность к известным периодам солнечной активности как к своеобразным реперам и находят их отображение в разрезах ленточных глин и эвапоритов. Когда же цикличность ленточных глин и эвапоритов исследуется более тонкими методами (например, средствами гармонического анализа), а не визуально, то устойчивая цикличность более высокого порядка, чем 1-й, как правило, исчезает. Так, Р. Андерсон и Л. Купмэнс отмечают [356], что отчетливо выраженная цикличность высоких порядков не характерна для серий варв (ледниковые варвы, кластические озерные варвы, варвы эвапоритов и др.). В многочисленных проанализированных этими исследователями разрезах не зафиксирован даже

11-летний период солнечной активности, а 22-летний период проявился достаточно неустойчиво.

Характерная цикличность флишевой формации подавляющим большинством геологов в настоящее время объясняется деятельностью мутьевых потоков, доставляющих в бассейн осадконакопления (трог) кластический материал, который в процессе седиментации дифференцируется по крупности, образуя четко выраженную расслоенность элементарного флишевого цикла на 5 (в общей схеме) подэлементов цикла [239, 250, 323, 371, 467]. Следовательно, флишевая цикличность имеет, скорее всего, чисто седиментологическую природу.

Угленосные отложения образуются в различных с палеогеографических позиций обстановках осадконакопления: в прибрежно-бассейновых условиях седиментации, в лагунной обстановке, в прибрежно-континентальных условиях, в дельтовой обстановке и т. п. [129]. Однако для понимания причин возникновения циклического строения угленосной формации знания обстановок осадконакопления недостаточно, поскольку в разных обстановках образуется сходный тип разреза, в котором фиксируется характерный для угленосных формаций градулометрический профиль элементарных циклов, закономерный набор пород, составляющих этот элементарный цикл, и, наконец, многопорядковая цикличность *. Природа этой цикличности всеми геологами интерпретируется однозначно — как тектоническая или «фациально-геотектоническая» [129]. То, что тектонический режим индивидуализируется в различных обстановках угленакопления, хорошо видно из состава пород, объединяемых в элементарный угленосный цикл. В то же время вне зависимости от конкретной фациальной обстановки тектонические условия угленакопления в некотором смысле являются однотипными, что, например, наглядно доказывается устойчивой корреляцией между мощностью цикла и мощностью угольного пласта, включенного в этот цикл [129, 165]. Причем в большинстве случаев (например, в разрезах Донецкого бассейна) эта связь является в общем виде нелинейной, т. е. рост мощности угольного пласта происходит вместе с увеличением мощности элементарного цикла до определенного предела, после которого повышение мощности элементарного цикла уже не сопровождается повышенными мощностями угольных пластов (рис. 80).

* В разрезах Изыхского и Черногорского угольных месторождений Е. А. Слатвинская и Д. И. Береснева [273] выделяют циклы шести порядков; в продуктивном карбоне Карагадинского бассейна Е. А. Слатвинская [272] наметила цикличность семи порядков. Н. В. Логвиненко и М. И. Ритенберг [176] также выделяют многопорядковую цикличность в разрезах угленосной формации, используя в качестве критерия границ циклов направленное изменение фаций. В итоге они установили порядок мощностей циклов: 2-го порядка — 30—50 м, 3-го — 110—150 м и т. д. Однако, как мы уже отмечали, достоверность (устойчивость) такого рода цикличности [148] нуждается в специальных доказательствах.

Подчеркнем еще раз, что приведенные нами три типа осадочных образований не исчерпывают не только примеры различных видов цикличности, которые можно зафиксировать в геологических разрезах, но и ее интерпретацию. Действительно, климатический фактор, который, как мы видели, является определяющим при образовании ленточной сезонной слоистости, проявляется и в циклах более высокого порядка, предположительно намечаемых в тех же озерных ленточных глинах. Так, В. Б. Шостакович [355] установил закономерное чередование мощностей годовых варвов

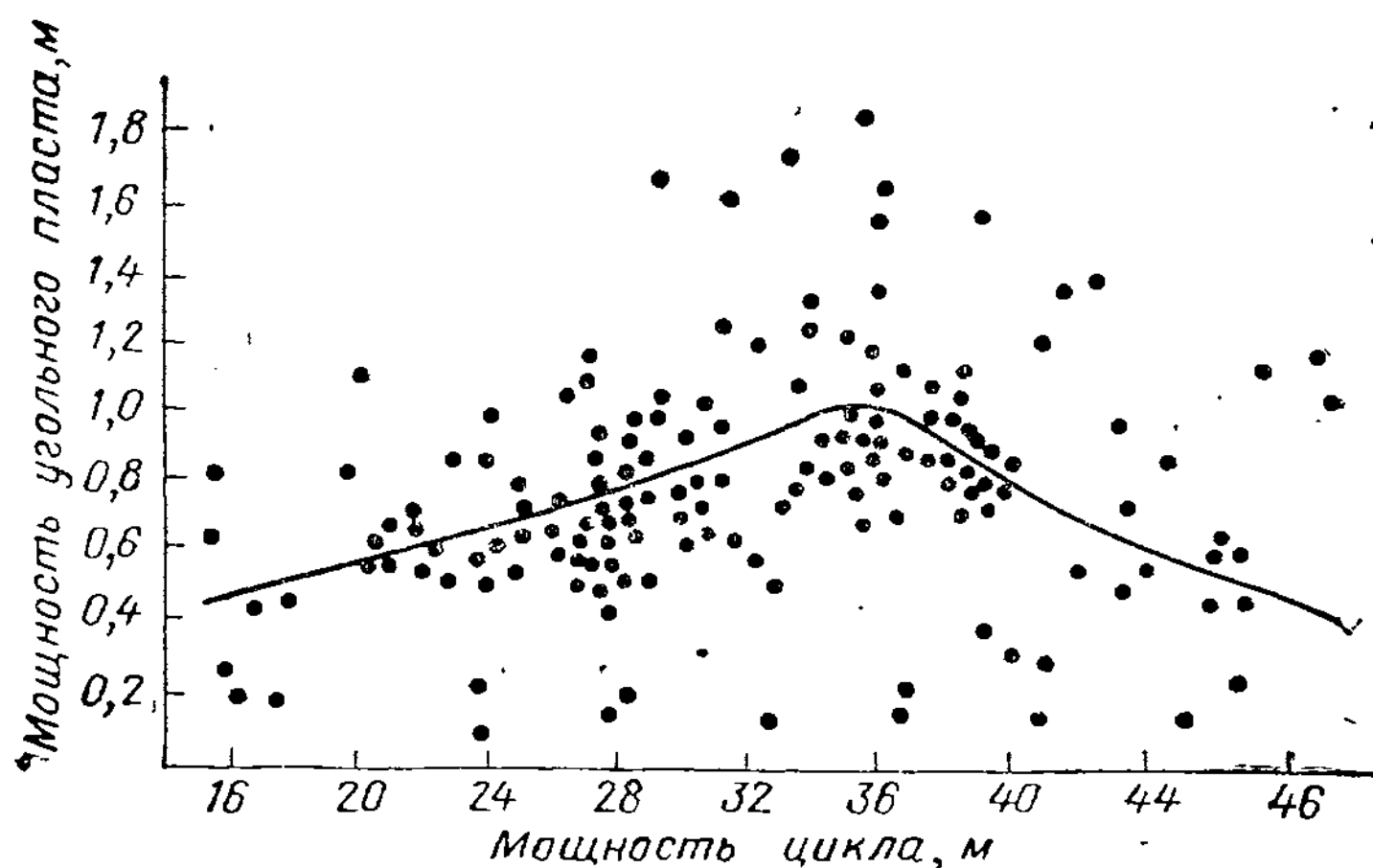


Рис. 80. Зависимость мощности угольного пласта от мощности вмещающего его цикла [165].

в озерных отложениях с интервалами в 3, 6, 11, 30, 85 и 165 лет. Р. Андерсон [355] обнаружил еще и 22-летний период колебания климата. «Климатический ряд», построенный В. Б. Шостаковичем, продолжил А. В. Шнитников [337], который выделил 1850-летний период климатических колебаний. Еще более длительный период — 2200 лет — прослежен П. П. Предтеченским [213] в голоцене Европы. Наконец, В. А. Зубаков [127] намечает периоды длительностью 1100—2000, 3000—4000, 13 000—23 000, 35 000 и даже 60 000—80 000 лет. Ясно, что такие длиннопериодические колебания (разумеется, если они действительно имеют место, что нельзя признать доказанным) интерпретируются уже как общепланетарные. Г. Ф. Лунгерсгаузен [182] выделяет суперпериоды, длительностью $(20 \div 25) \cdot 10^6$; $(38 \div 45) \cdot 10^6$; $(18 \div 20) \cdot 10^7$ и $4 \cdot 10^8$ лет. Последний период ($4 \cdot 10^8$ лет) Дж. Штайнер и Е. Гриллмайер [549] связывают с крупными оледенениями. Столь же длительные периодические колебания, измеряемые десятками и сотнями миллионов лет, выделяют В. Е. Хаин [313], Г. Ф. Лунгерсгаузен [183], В. Д. Наливкин [198], Н. Ф. Балуховский [16] и другие геологи.

Целую цепочку последовательно вкладывающихся друг в друга периодов, характеризующих климатические и чисто геологические процессы, намечает В. И. Астраханцев [14]. Им выделен двойной (180-летний) период солнечной активности, который оказывается кратным периоду увлажнения (1800 лет). На основе анализа схем четвертичного оледенения им датированы исторические стадии продолжительностью $36 \cdot 10^3$ лет, включающие 20 периодов увлажнения и состоящие из фаз оледенения ($9 \cdot 10^3$ лет) и межледниковья ($27 \cdot 10^3$ лет). Далее выделяются геологические века ($\sim 432 \cdot 10^3$ лет), геологические эпохи ($\sim 3,5 \cdot 10^6$ лет), периоды ($\sim 35 \cdot 10^6$ лет) и эры ($\sim 175 \cdot 10^6$ лет). Продолжительность последнего временного периода В. И. Астраханцев и многие другие геологи привязывают к длительности галактического года ($\sim 200 \times 10^6$ лет), усматривая в этом определенную связь между процессами астрономической природы и процессами, происходящими на поверхности и в недрах Земли.

Остановимся более обстоятельно на интерпретации выявленных периодов разных порядков, которые фиксируются в геологической летописи и связываются с протеканием разнообразных геологических процессов. При этом можно выделить две тенденции:

1) тенденция к глобальной интерпретации, при которой намечаемая периодичность (точнее квазипериодичность) разных порядков так или иначе связывается с внешними (астрономическими) факторами;

2) тенденция к локальной интерпретации, при которой установленная на материале конкретных разрезов цикличность не экстраполируется за пределы данного бассейна осадконакопления, и лишь в редких случаях она рассматривается как «местное отражение» цикличности общепланетарного масштаба.

Можно считать обоснованной «внеземную» интерпретацию 11-летних периодов Швабе-Вольфа [206], которые связываются с длительностью колебания числа солнечных пятен, и 22-летних периодов Хэла, вызванных временем изменения магнитной полярности Солнца. И. П. Дружинин [103] исследовал относительные частоты переломов многолетнего протекания ряда процессов во времени. В результате установлено, что для таких показателей, как среднегодовая интенсивность космических лучей на экваторе в магнитно спокойные и в магнитно возмущенные дни; число полярных сияний в высоких широтах; энергия сильных землетрясений и многих других, частоты переломов многолетнего хода процессов в «солнечно обусловленные» годы оказываются в 1,5—2 раза больше, чем в остальное время. К солнечно обусловленным относится и ход чисто земных процессов: атмосферной циркуляции, атмосферного давления, атмосферных осадков и т. п.

Что касается периодов большой продолжительности и тем более суперпериодов, само существование которых в геологической истории нельзя считать окончательно доказанным, то их

связь с периодичностью длительных астрономических процессов, очевидно, более опосредованна. Если опираться, как на доказанный факт на существование таких периодов, как период эклиптики $\sim 42 \cdot 10^3$ лет, эксцентриситет орбиты $\sim 92 \cdot 10^3$ лет, время одного оборота Солнечной системы вокруг центра Галактики $\sim 200 \cdot 10^6$ лет, то очевидно, что они как-то должны влиять на процессы, происходящие как на поверхности Земли, так и в ее недрах. Но вот конкретный масштаб этого влияния, а тем более временная привязка каких-то выявленных в геологической истории периодов к вполне определенной периодичности астрономических процессов остается в значительной мере гипотетичной. И степень недоверности возрастает с увеличением абсолютной продолжительности протекания геологических явлений во времени.

Поэтому сопоставление цикличности геологических явлений с длительными астрономическими периодами необходимо рассматривать как следствие чисто внешних аналогий, не подкрепленных ни соответствующим фактическим материалом, ни физически обоснованными расчетами, из которых бы следовал ощутимый для Земли эффект длиннопериодических астрономических процессов. Пока же «доказательства» существования такого рода цикличности имеют вид: «В геологических событиях, происходящих на протяжении всего существования нашей планеты, отражается эволюция волнового пространственного поля. Волны пространства-времени различной длины и частоты дифференцируются таким образом, что галактический год содержит целую гамму последовательно убывающих циклов и ритмов, длительность которых подчиняется определенным закономерностям» [16, с. 30]. Или: «существуют резонансные соотношения между циклами и ритмами, обусловленные синхронным космическим резонансом, существующим между обращениями планет, звезд, звездных систем и звездных ассоциаций» [там же, с. 130—131].

В последней цитате отражен смысл так называемой «астро-резонансной» гипотезы геологической цикличности, по Н. Ф. Балуховскому, рассматривая которую Д. А. Франк-Каменецкий [307, с. 111] справедливо заметил, что «все рассуждения о «резонансе»... следует отнести к печальным примерам использования научной терминологии вне всякой связи с ее истинным смыслом».

К столь же «печальным» примерам антинаучной интерпретации выявляемой периодичности можно отнести исследование М. Шпурека [547], который проанализировав данные о 2854 крупных оползнях и горных облавах, имевших место в Европе за период с 328 по 1970 г., «установил» их тесную связь с основными космическими периодами — периодом весеннего равноденствия, новолуния и полнолуния и т. п. Подмечен 30-летний период оползневой деятельности, который совпадает с периодом обращения планеты Сатурн (!? — *C. P.*). Совпадать-то, предположим, совпадает, но вот что из этого следует и как это «что» связано с оползневой деятельностью на Земле, остается загадкой.

Ю. М. Малиновский и П. В. Флоренский [185] утверждают, что периодичность астрономических процессов прямо отражается на цикличности строения осадочных толщ. Причем и цикличность угленосной формации они интерпретируют в связи «с изменениями взаиморасположения Земли и Солнца». Дж. Штайнер и Е. Гриллмайер [549], рассматривая возможные галактические причины периодических и эпизодических оледенений в истории Земли, указывают, что галактические изменения, связанные с солнечными орбитальными движениями, параллельными плоскости Галактики, были основным «спусковым механизмом» для крупных оледенений с периодичностью $(1,6 \div 4) \cdot 10^8$ лет, а изменения, связанные с солнечными орбитальными движениями, перпендикулярными к плоскости Галактики, были «усиливающим механизмом» для подчиненных ледниковых событий (периодичность $4 \cdot 10^7$ лет) и т. д.

Астрогеологический подход к интерпретации цикличности превалирует также в работах Г. П. Тамразяна [294], В. А. Зубкова [128] и других геологов. И. Ф. Балуховский [15], исходя из космических идей, предлагает даже в корне переделать существующую геохронологию, заменив эры тремя мегациклами: каледонским, включающим венд, кембрий и ордовик, герцинским (от ордовика до триаса включительно) и альпийским (от юры до неогена включительно).

Таким образом, астрономический подход к интерпретации цикличности геологических явлений, фиксируемой в разрезах осадочных толщ, можно считать оправданным только при трактовке короткопериодических процессов, длительностью в 1 год, 11 лет и 22 года. Что же касается астрономической периодичности более высокого порядка, то ее связь с цикличностью геологических событий не доказана. Это не более чем рабочая гипотеза, выдвигаемая исследователями для наведения временного порядка процессов, генерирующих, в частности, формирование слоистых толщ.

Показательно, что когда исходят не из периодичности астрономических событий, а из геологических фактов, привязывая их только в геохронологической шкале, то глобальная периодичность, вызванная внеземными причинами, исчезает. Остается лишь «космическая» интерпретация этих фактов,носящая принципиально иную окраску. Так, в обстоятельной работе Л. И. Салопы [266], посвященной анализу великих оледенений в докембрийскую эпоху, отмечается, что в мезопротозое (2500—2300 млн. лет) выделяются три ледниковые эпохи, а в эипротозое — две. Эти эпохи оледенений не коррелируются с главными тектоническими событиями того времени и не являются периодическими. Оледенения в докембрии не связаны также причинной связью с изменением гравитационной постоянной при обращении Солнечной системы вокруг центра Галактики (период ~ 200 млн. лет). Однако причиной оледенений Л. И. Салоп считает все же внеземные факторы, главным из которых является

значительное поглощение солнечной энергии при прохождении Солнечной системы через пылевые и иного рода туманности.

Интерпретацию Л. И. Салопа [266] также нельзя считать абсолютно доказанным фактом, но все же она выгодно отличается от приводившейся выше трактовки длиннопериодических событий, имевших место в истории Земли, и прежде всего в том отношении, что в гипотезе Л. И. Салопа используются не внешние аналогии между астрономической периодичностью разного масштаба и теми или иными геологическими событиями, а конкретное физическое явление, эффект влияния которого на климат Земли можно оценить количественно.

Рассмотрим далее другую тенденцию интерпретации ритмической и циклической повторяемости, фиксируемой в разрезах осадочных толщ, согласно которой она (циклическость) уже не является прямым отражением астрономических процессов.

В данном случае отчетливо выделяются два подхода. При первом подходе основополагающим фактором циклическости являются колебательные движения земной коры, при втором — тектоника полностью отрицается, а в качестве решающих факторов выступают лишь чисто седиментологические процессы, протекающие в бассейне, испытывающем устойчивое прогибание, либо процессы иной природы, но также не связанные причинной связью с тектоническими осцилляциями.

А. Уэлс [573] в обстоятельном обзоре, посвященном анализу циклическости в генетически различных типах осадочных образований, указывает, что за долгие годы изучения этого явления были выдвинуты различные концепции, которые связывали циклическость то с дифференциальными поднятиями, то с тектоническим контролем, то с контролем уплотнения, то с растительным контролем и т. д. Сам А. Уэлс считает, что циклическое строение разрезов появляется в том случае, когда на фоне медленного погружения дна бассейна осадконакопления происходят более или менее регулярные эвстатические колебания уровня Мирового океана. Эта гипотеза перекликается с рассуждениями В. Г. Фролова [309], который связывает циклическость со сменой палеогеографических обстановок осадконакопления на фоне непрерывного прогибания земной коры.

Геотектоническая интерпретация природы циклическости находит отражение в работах Дж. Уэллера [571], В. Е. Хаина [312], Л. Б. Рухина [258], И. А. Одесского [206] и многих других исследователей. Следует подчеркнуть, что мы классифицируем все описываемые трактовки циклическости строения осадочных толщ по единственному основанию, когда вне зависимости от генетического типа отложений отмечаемая в их разрезах циклическость или ритмичность трактуется как реализация какого-то одного процесса, который якобы и предопределил не только состав переслаивающихся пород, но и порядок переслаивания, т. е. циклическость.

Например, В. Е. Хаин [312] указывает, что все явления цикличности начиная от крупных геотектонических циклов и кончая элементарными флишевыми циклами — явления одного «спектра», порожденные одной причиной — колебательными движениями земной коры, различающимися лишь по своему масштабу. Аналогичной позиции придерживался и Л. Б. Рухин [258, с. 348], который считал, что «объяснение периодичности образования осадочных пород следует искать в первую очередь в ритмичности тектонических движений». Причем, по Л. Б. Рухину, мелкая ритмичность осадочных толщ есть следствие мелких пульсационных колебательных движений. Крупные же циклы обязаны волновым колебательным движениям. Наконец, отметим работу И. А. Одесского [206], в которой цикличность осадочных толщ также объясняется с позиций волновых движений земной коры.

Следует, однако, подчеркнуть, что далеко не для всех типов отложений, характеризующихся цикличным строением, тектонический фактор является решающим при формировании цикличности. Мы уже описывали условия образования озерной ленточной слоистости и механизм флишенакпления, из которых с очевидностью следует, что тектонический фактор в данных случаях стоит как бы «за кулисами» осадконакопления, не определяя ни механизм седиментации, ни процессы, генерирующие цикличность наложения.

Можно указать еще на цикличность аллювиальных отложений, которая в ряде случаев также не связана прямым образом с тектоническими осцилляциями, а формируется на фоне устойчивого погружения поверхности бассейна, влекущего за собой врез прилегающей водосборной площади, образование террас и ритмичное осаждение осадков в аллювиальных долинах [552]. Причем мощность циклов в аллювиальных осадках зависит от геоморфологического типа местности и от степени зрелости рек. Маломощные циклы (от 3 до 20 м) характерны для меандрирующих рек зрелой стадии развития, когда уже выработан определенный уклон русла, приближающийся к уровню базиса. Аккумулятивные реки, находящиеся на зрелой стадии развития, на которой еще не выработан профиль равновесия, формируют аллювиальные циклы средней мощностью до 30 м [95]. Аналогичной позиции придерживаются Г. Эртель и Е. Уэлтон [497], которые также считают, что причина образования цикличности в дельтах с угленакплением, по-видимому, заложена в самом механизме дельтообразования. При этом формируется цикл, который должен включать закономерное переслаивание шести типов пород («идеальная циклотема», по Дж. Уэллеру). Однако в природе «идеальная циклотема» в аллювиальных образованиях фиксируется довольно редко [359].

Даже при анализе угленосной формации, для которой колебательные движения земной коры, по общему мнению, являются решающим фактором образования циклического строения,

выясняется, что тектоническим режимом области седиментации определяется лишь общая последовательность пород, слагающих цикл, а распределение пород внутри цикла, в особенности в его регрессивной части, в значительной мере зависит от фациально-геоморфологических условий. Ю. А. Жемчужников [112] указывал, что регрессивный ряд не повторяет фации трансгрессивного ряда даже в пределах одного цикла и даже при условии, что осадки отлагались на той же глубине и на том же удалении от береговой линии. Если бы цикличность угленосной формации контролировалась только тектоническими условиями, то в пределах по крайней мере фиксированного элементарного цикла фации должны были бы повторяться. А. Перродон [510] считает, что в ряде случаев так называемая регрессивная фаза цикла в действительности соответствует расширению водной поверхности бассейна. Осадки при этом представлены линзовидными фациями, отвечающими небольшому привносу материала, иногда вообще прекращающемуся.

Остановимся далее на проблеме экстраполяции результатов фациально-циклического анализа геологических разрезов. Прежде всего необходимо конкретизировать, что в данном случае понимается под экстраполяцией. Под экстраполяцией (применительно к рассматриваемому кругу вопросов) мы понимаем параллелизацию циклов осадконакопления, основанную на их формальном сходстве, но выделенных в пределах разных бассейнов осадконакопления.

Действительно, принадлежность разрезов, а следовательно, и фиксируемой в их пределах цикличности к одной осадочной формации (например, флишевой) *, указывает лишь на общность механизма их образования, который может с равным успехом реализоваться в разных бассейнах осадконакопления, но находящихся в сходных структурно-тектонических условиях. Если при сопоставлении такого рода разрезов основываться лишь на их формальном сходстве и не интерпретировать полученные результаты в генетическом отношении, то такая задача вполне правомерна.

Если же параллелизация циклов или ритмов осадконакопления сопровождается их генетической интерпретацией, т. е. результаты, полученные на материале одного бассейна, полностью переносятся на другой, то такая задача в общем случае является геологически некорректной. Одни геологи причину некорректности видят в блоковом строении земной коры, исключающем повсеместное и однотипное проявление цикличности геотектонических процессов [293], другие — в том, что идея о цикличности седиментации оправдана только на ранних этапах исследования, когда «весьма темного

* И. В. Архипов [13] считает, что флишевые отложения нельзя именовать «флишевой формацией». Однако в данной работе мы будем придерживаться традиционной точки зрения.

известно в отношении возможных корреляций и когда отсутствуют сведения о фациальной изменчивости отложений» [11, с. 251].

На неправомочность экстраполяции результатов фациально-циклического анализа в отмеченном смысле указывали еще Н. С. Шатский и др. [135], Г. П. Леонов [169], а в последнее время А. Л. Яншин [346] и Б. С. Соколов [282]. Рассматривая проблему периодичности (этапности) развития органического мира, определяющего биостратиграфические рубежи, Б. С. Соколов [282] считает, что важнейшим вопросом при этом является определение географических рамок относительной хронологической устойчивости намечаемой этапности. Считая, что ритмика в развитии Земли — установленная реальность, Б. С. Соколов [282, с. 6] в то же время заключает, что «столь же очевидно и отсутствие четких, синхронных в планетарном масштабе, рубежей между соответствующими этапами и ритмами». Этот вывод касается планетарной этапности развития органического мира. Он же справедлив и для циклов седиментогенеза. В этой связи А. Л. Яншин [346, с. 33] указывает: «ошибкой в свете изложенного следует считать лишь необоснованное стремление некоторых геологов придать циклам или ритмам седиментации общепланетарный характер, считать их количество, время их начала и конца одинаковыми в Прибалтике, на Сибирской платформе и на Дальнем Востоке, в Евразии и в Америке, в северном полушарии и в южном». Мы полностью разделяем эту точку зрения.

В заключение отметим, что природа циклического строения разрезов теснейшим образом связана с условиями формирования отдельных генетических типов осадочных толщ. Поэтому общая (глобальная) теория цикличности, так же как и общая теория слоенакопления, может быть создана только на базе признаков, общих для всех фациально-морфологических типов толщ, характеризующихся циклическим строением [241]. Разумеется, такая теория не позволит объяснить все возможные «механизмы», генерирующие цикличность, но с помощью ее можно вычислить и предсказать характеристики цикличности, общие для всех литогенетических типов отложений.

Уже на сегодняшний день можно констатировать, что для ряда генетически различных видов осадочных образований существуют вполне удовлетворительные концепции, объясняющие механизмы возникновения циклического строения разрезов [572]. На них мы останавливались достаточно подробно. С позиций современного состояния геологической науки наибольший интерес представляют методы анализа и интерпретация «внутренних» закономерностей в строении разрезов, т. е. таких закономерностей, которые, не выявляясь при визуальном анализе материала, но которые тем не менее имеют место практически во всех типах отложений.

Исследования, связанные с изучением строения разрезов осадочных толщ, приводят к решению широкого спектра геологических задач, которые могут иметь выход как в область тектоники,

так и стратиграфии. Перечень основных задач, на которых мы останавливаемся, приведен на рис. 81. Они сформулированы, по возможности, в наиболее общей форме, которая позволяет (при фиксации конечной цели их решения) соотносить полученные результаты с более широким кругом уже чисто геологической

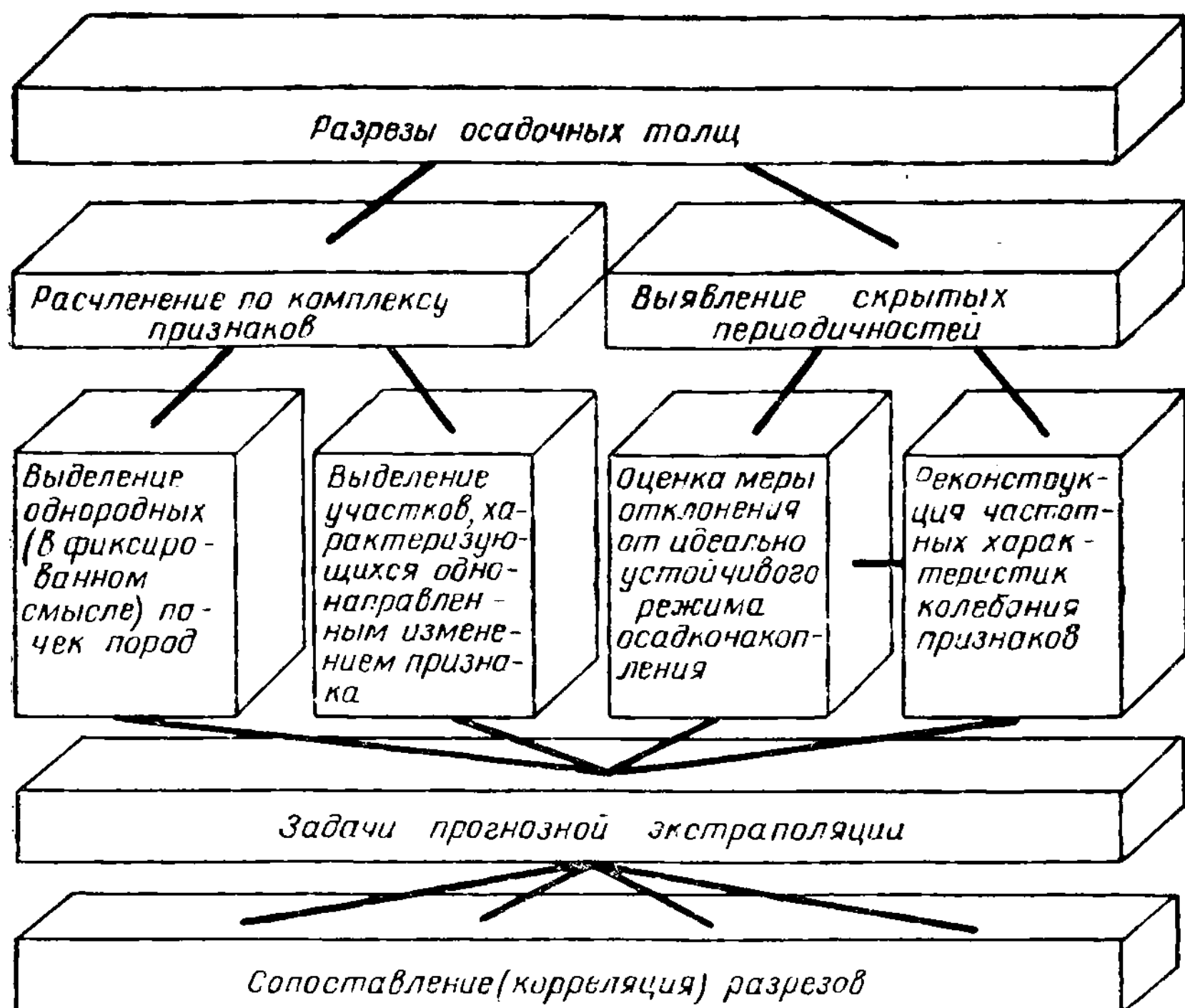


Рис. 81. Типизация задач, решаемых на основе анализа строения разрезов осадочных толщ.

проблематики. Однако систематика задач достаточно условна. Ее условность определяется главным образом тем обстоятельством, что из формулировки задач не следует в явном виде методика их решения. В большей мере это касается задач расчленения разрезов, которые, вообще говоря, могут решаться и без использования специальных методов (послойная визуальная стратификация), а могут базироваться и на достаточно сложных статистических процедурах [25, 226]. В меньшей степени это относится к задаче выявления в структуре разрезов осадочных толщ скрытых периодичностей, которая практически всегда решается одним из методов гармонического анализа.

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА ПЕРИОДИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ПОДХОДОВ

Современные методы ритмолитологического анализа, пацеленные на изучение цикличности осадконакопления, развиваются по следующим взаимосвязанным направлениям [212]: 1) литологическому, 2) сравнительно-палеогеографическому, 3) петрографо-минералогическому, 4) геохимическому, 5) геофизическому.

Помимо этого, можно выделить направление, связанное с использованием математических методов для анализа цикличности. Причем в зависимости от выбираемых при этом признаков данное направление тесно смыкается с одним из перечисленных выше. Иными словами, литологический (или седиментологический), сравнительно-палеогеографический и другие подходы служат содержательной основой разрабатываемых на математическом языке моделей, которые являются базой как конкретных методов ритмолитологического анализа, так и интерпретации получаемых результатов.

В данной работе мы акцентируем внимание на тех подходах, которые так или иначе связаны с последним из названных направлений исследования цикличности. Их удельный вес и содержательная значимость в рамках рассматриваемой проблемы весьма различны, что объясняется, по всей вероятности, формальным в большинстве случаев использованием математических методов, не оставляющим возможностей для последующей геологической интерпретации численных характеристик получаемых гармоник. Еще хуже обстоит дело, когда исходные данные задачи, т. е. признаки, используемые для выявления скрытых закономерностей, просто перекодируются в терминологию одной из математических или технических дисциплин, а о методах этих дисциплин, специально разработанных для исследования периодических компонент в анализируемой последовательности, и вытекающей из них интерпретации «забывается». Такой подход, естественно, не прибавляет нового знания. Более того, те вещи, которые в привычной терминологии были достаточно хорошо осмысленны, остаются «за пределом понимания» геологов, хотя на самом деле ничего нового в себе не содержат.

Рассмотрим последовательно различные варианты ритмолитологического анализа, реализуемого на базе одного из математических методов. В сжатом виде задача ритмолитологического анализа может быть сформулирована как задача восстановления периодических гармоник разного порядка из общей числовой последовательности, характеризующей колебание опробуемого

признака по разрезу. Чаще всего эта числовая последовательность задается путем непосредственного замера значений признака в фиксированных точках разреза либо она формируется в результате определенных вспомогательных процедур, как, например, в рамках предлагаемого в данной работе метода.

Важно отметить, что разложение кривой, аппроксимирующей эту последовательность, на гармоники является весьма трудоемкой задачей, причем трудоемкость этой процедуры определяется не столько техническими факторами, сколько содержательной стороной задачи, т. е. наличием и обоснованностью априорных сведений о периодической структуре исследуемой числовой последовательности, которые чаще всего не выводятся из модельных соображений, а просто постулируются. Например, А. Б. Вистелиус [51], исследуя распределение пористости по разрезам нижнеказанских отложений Бугурусланского нефтеносного района, пришел к выводу, что сложный и на первый взгляд пезакономерный характер кривой, описывающей колебания значений пористости, объясняется тем, что эта кривая не отражает единичный процесс, а является выражением суммы процессов, генерировавших распределение пористости. Разложив затем эту кривую на несколько элементарных кривых, каждая из которых якобы отражает лишь один из процессов, можно судить о периодической структуре этого процесса, наблюдая за характером изменения его реализации. При этом остается неясным, какие именно из единичных процессов фиксируются каждой из элементарных кривых, поскольку выделение гармоник базируется лишь на формальной процедуре разложения исходной кривой и никак не связано со структурой процессов формирования пористости отложений.

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 изменения 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 [129], ритмограммы [36], описывающие изменения мощностей слоев и циклов в пределах выделенной заранее пачки пород и т. д. В. В. Рябов [260] предлагает еще одну кривую — тектонограмму, которая также строится на базе колебания мощностей отдельных элементов цикла ритмично построенных серий пород. Причем эта кривая уже относится к категории кривых, строящихся опосредованным путем, т. е. путем численной оценки вспомогательной величины (коэффициент k), которая в каждой точке разреза (в пределах яруса) должна характеризовать суммарную величину относительного преобладания тектонических

движений определенного знака. Отсюда и название кривой — тектонограмма. Коэффициент k В. В. Рябов [260] предлагает оценивать по формуле

$$k = \frac{h_{I \text{ э. ц.}} - h_{II \text{ э. ц.}}}{h_{I \text{ э. ц.}} + h_{II \text{ э. ц.}}}.$$

Здесь $h_{I \text{ э. ц.}}$ — мощность первого элемента цикла. Пример тектонограмм, используемых для целей корреляции отложений, приведен на рис. 82.

Можно было бы предложить процедуру ритмолитологического анализа, основой которой также является кривая, построенная опосредованным путем и характеризующая в каждой точке степень отклонения процесса осадконакопления от «идеальной схемы», которая задается так называемым идеальным или эталонным циклом осадконакопления [283]. Величиной этого цикла определяются и периоды колебаний, которые затем восстанавливаются методами гармонического анализа [459, 508].

Отметим, что разложение кривой на гармоники, описывающей колебания по разрезу исследуемой характеристики, реализуется в общем случае методами гармонического анализа. При этом возможны два варианта.

1. Период функции, к которой приближается исходная кривая, известен. Тогда гармоники эмпирической последовательности выявляются путем непосредственного разложения этой функции на заданном интервале в ряд Фурье.

2. Период колебаний и частотные характеристики исследуемой кривой неизвестны. Тогда они восстанавливаются методами выявления скрытых периодичностей, которые обстоятельно изложены в монографиях А. А. Харкевича [321], М. Г. Серебренникова и А. А. Первозванского [270], Г. Дженкинса и Д. Ваттса [99] и т. д.

Более обстоятельно данный вариант гармонического анализа применительно к исследованию периодической структуры разрезов осадочных толщ будет изложен в заключительном разделе данной главы. Здесь мы лишь останавливаемся на общеметодических вопросах, связанных с использованием различных модификаций гармонического анализа в прикладных задачах.

Первый вариант гармонического анализа с технических позиций менее трудоемок. Однако интерпретация получаемых результатов вызывает наибольшие затруднения, поскольку практически любая числовая последовательность может быть приближена на конечном интервале сходящимся рядом Фурье. Получающиеся же при этом гармоники могут не иметь никакого отношения к характеру исследуемого материала. Поэтому к результатам ритмолитологического анализа, полученным путем разложения выборочной числовой последовательности (например, мощностей слоев в разрезе) в сходящийся ряд Фурье, следует относиться с большой осторожностью.

Тем не менее именно такой вариант ритмолитологического анализа имеет пока наиболее широкое применение в геологических исследованиях. С его помощью предлагается выявлять циклы разных порядков в геологических разрезах [95], исследовать

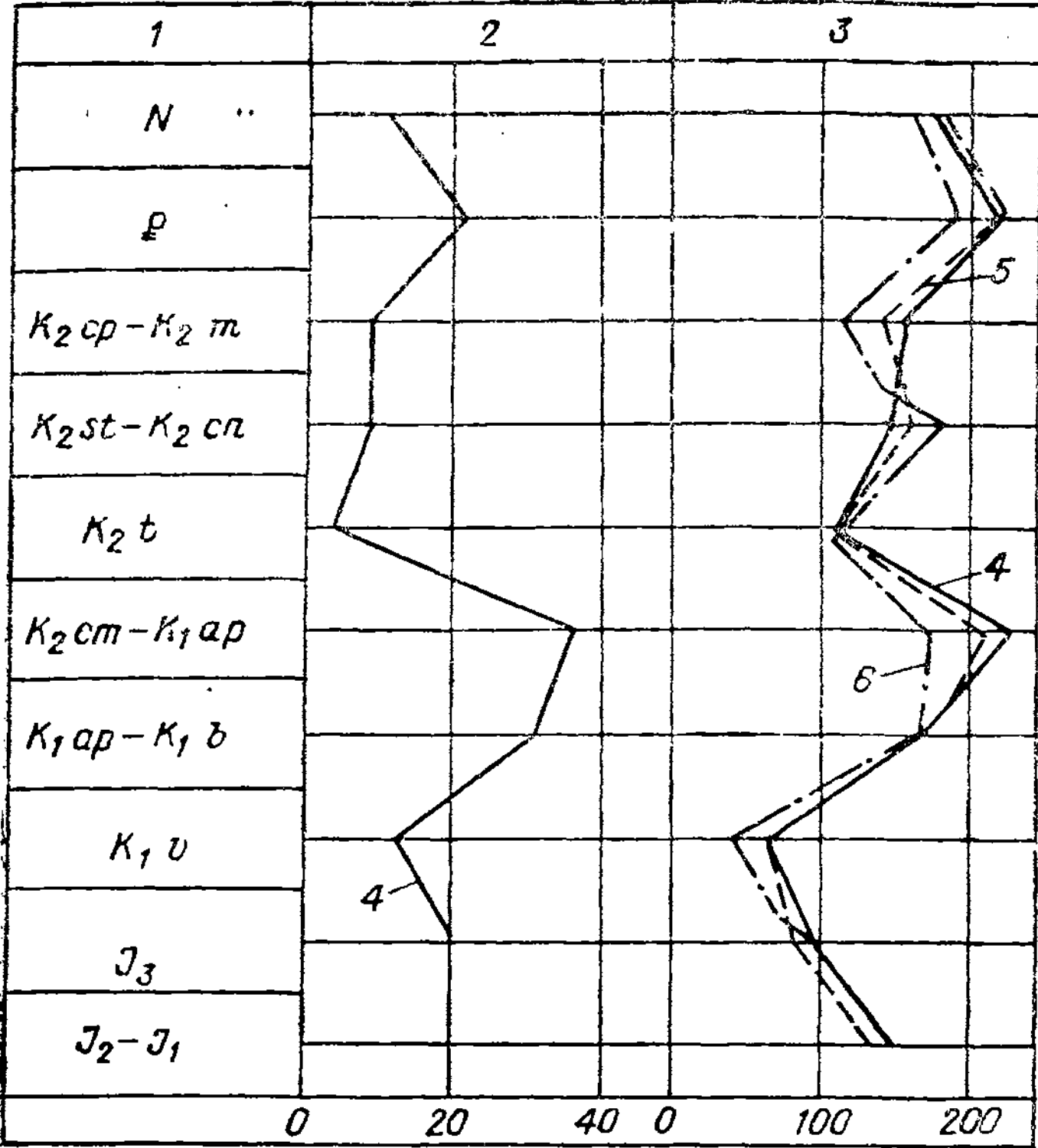


Рис. 82. Схема сопоставления тектонограмм мезозойско-кайнозойских отложений Обь-Иртышского междуречья.

1 — стратиграфический разрез; 2 — график суммарной тектонической активности по отдельным стратиграфическим горизонтам разреза, полученный на основании графиков соотношения мощностей слоев элементарных седиментационных циклов [260]; 3 — график изменения стандартов мощностей стратиграфических горизонтов разреза в зависимости от числа использованных скважин [97]; 4 — по данным 21 скважины; 5 — по данным 10 скважин; 6 — по данным 5 скважин.

временную периодичность, зафиксированную в ленточных глинах [356, 434], и т. д. Причем периоды выявляются как в единицах мощности, например в метрах, так и во временной шкале. В последнем случае сомнительность интерпретации такого рода периодичности усугубляется тем обстоятельством, что для ряда отложений, сформированных в зоне действия приливно-отливных течений, а также для большого разнообразия природных турбидитов сохранившиеся осадки составляют лишь незначительный процент от стратиграфического объема времени [163]. Поэтому

привязка выявленных на таких разрезах периодичностей к временной шкале с седиментологических позиций выглядит необоснованной.

Ранее мы уже отмечали [245], что при разработке стохастической модели образования и накопления турбидитов в терминах теории случайных функций последовательность мощностей слоев, очевидно, не может быть заменена осью времени, а поэтому реально могут быть исследованы не процесс слоенакопления, а лишь закономерности поведения мощностей слоев в выборочной совокупности. И если в рамках этих закономерностей устанавливается цикличность различных порядков, то отсюда еще не следует, что она порождена процессом, структура которого имела периодическую природу во временном аспекте.

При втором варианте гармонического анализа не предполагается знание периода колебаний по разрезу опробуемой характеристики. Период этот восстанавливается в ходе самого исследования. В наиболее полном виде логика подобного подхода, заимствованная из упоминавшихся выше монографий, изложена в работе Л. Д. Кноринга и В. Н. Деча [141].

В самой общей форме математическая модель процесса осадконакопления, управлявшегося какими-либо периодически действовавшими причинами, можно записать в виде

$$Y(x) = f(x) + \delta(x), \quad (251)$$

где $f(x)$ — так называемая систематическая, или закономерная, составляющая, которой и определяются все периодические и частотные характеристики исследуемых гармоник, а $\delta(x)$ — случайная составляющая («белый шум»), которая часто предполагается в виде последовательности независимых одинаково распределенных гауссовских ошибок наблюдений; x — местоположение признака в разрезе, текущая координата; Y — значение признака в точке x .

В зависимости от принятой аппроксимации, а точнее, от постулируемых предположений о четности или нечетности этой функции (что, впрочем, для данной задачи не принципиально) $f(x)$ задается отрезком ее ряда Фурье, представленного соответственно линейной комбинацией косинусоид или синусоид. Например, $f(x)$ можно представить в виде

$$f(x) = b_0 + \sum_{i=1}^m b_i \cos\left(\frac{2\pi}{T_i} x + \varphi_i\right), \quad (252)$$

где b_0 и b_i — коэффициенты Фурье; T_i — период i -й гармоники колебания исследуемого признака по разрезу.

Задача выявления скрытой периодичности 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 $\hat{\varphi}_i$. $\hat{b}_i$ — оценка амплитуды i -й гармоники, которая, в частности, интерпретируется как амплитуда

колебательных движений земной коры; $\hat{\omega}_k$ — оценка частоты колебаний, а φ_i — оценка сдвига колебательного процесса по фазе. Если искомые периоды колебательного процесса соизмеримы с интервалом наблюдений, то оценки параметра $\hat{b}_0$ и периода наиболее низкочастотной составляющей вызывают наибольшие трудности. Предложенный Л. Д. Кнорингом и В. Н. Дечем [141] алгоритм, как утверждают авторы, эти трудности исключает.

Как известно [270], в процедурном отношении задача выявления скрытых закономерностей сводится к отысканию такого преобразования, которое реализует близость эмпирической кривой, построенной по точкам разреза, и аппроксимирующей ее функции. Наиболее распространенной мерой близости является средний квадратичский функционал вида

$$\bar{\varepsilon}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{k=1}^n [Y_k - \hat{Y}(x_k)]^2, \quad (253)$$

который в случае оптимального преобразования достигает минимального значения.

Ясно, что, не имея аналитической модели процесса осадко-накопления, невозможно и отыскать требуемое оптимальное преобразование. Поэтому в практических ситуациях, т. е. в машинных алгоритмах, реализующих данный вариант ритмолитологического анализа, задача отыскания параметров функции $f(x)$ сводится к минимизации в смысле критерия (253) различий эмпирических кривых $\hat{y}(x_k)$, построенных по разрезу, и теоретических y_k , которые задаются в память машины.

Параметры функции, которая наиболее близка к кривой, описывающей колебания по разрезу исследуемого признака, считаются искомыми. Описание деталей подобного алгоритма можно найти в уже упоминавшейся статье Л. Д. Кноринга и В. Н. Деча [141].

Еще раз подчеркнем, что как первый, так и второй варианты ритмолитологического анализа требуют обоснованных (полученных из модельных построений) предпосылок о наличии периодичностей в структуре анализируемой числовой последовательности. В противном случае выявление гармонических составляющих превращается в самоцель, а полученные результаты не могут иметь никакой научной ценности. Действительно, периодичность можно обнаружить в выборке из таблицы случайных чисел, в случайной последовательности, образованной последовательно выпадающими номерами рулетки, в выборке номеров из телефонной книги и т. п. [578].

В последние годы появились работы, в которых задача выявления скрытых периодичностей формулируется в терминологии общей схемы проверки статистических гипотез [429]. При этом исследуется распределение статистики, с помощью которой про-

веряется гипотеза $H_0 : b = 0$ при альтернативе $H_1 : b > 0$. Коэффициент b взят из формулы (252). Можно назвать еще ряд работ, развивающих это направление периодограммного анализа [393, 395, 438 и др.].

Несколько замечаний относительно разделения функций $f(x)$ и $\delta(x)$ в модели (251). Существуют два подхода к этой процедуре. Первый подход базируется на предположении о том, что систематическая составляющая колебательного процесса, задаваемого, в частности, дискретными значениями исследуемой характеристики в фиксированных точках разреза, улавливается в поведении эмпирической корреляционной функции этой характеристики. Если корреляционная функция быстро сходится к нулю, то она интерпретируется как корреляционная функция стационарного случайного шума и исследуемый процесс не содержит детерминированных компонент с периодическим характером изменения. В противном случае корреляционная функция включает гармоническую составляющую. Такой подход к исследованию функции $y(x)$ предлагается в работах М. Н. Серебренникова и А. А. Первозванского [270], В. Д. Купоринга и В. Н. Деча [141], А. Дж. Парслея [505] и ряда других авторов.

При другом подходе разделение систематической и случайной компонент функции $y(x)$ предлагается проводить с помощью процедуры сглаживания наблюдаемых значений исследуемого признака (колебания по разрезу пористости отложений, гранулометрических индексов, мощностей слоев определенного литологического состава и т. п.). Например, А. Б. Вистелнус [54], разрабатывая метод функционального профилирования для целей корреляции немых толщ, предлагает колебания по разрезу арифметизированных характеристик породного состава слоев сглаживать с помощью 21-членной формулы Спенсера. Очевидное чисто вычислительное неудобство этой процедуры, которое к тому же перекрывает практически необходимую точность получаемых результатов, явилось основным аргументом, заставившим в последующих работах по расчленению и корреляции немых толщ от нее отказаться.

Значительно более простым и вместе с тем достаточным для целей ритмолитологического анализа является сглаживание эмпирических значений признака в исследуемом разрезе методом скользящей средней [219, 263 и др.]. Ясно, что точность этой процедуры зависит от длины интервала усреднения. А. Н. Колмогоров [147] и А. А. Харкевич [321] показали, что максимальный интервал усреднения определяется верхней границей спектра амплитуд колебательного процесса. Иными словами, если дисперсия функции $f(x)$ определяется спектром дисперсий гармонических составляющих [263], т. е.

$$D \{f(x)\} = \frac{1}{2} \sum_i \sigma_i^2,$$

где $1/2 \sigma_i^2$ — дисперсии составляющих косинусоид, то максимальный интервал усреднения $\Delta x_{\max}$ задается в виде

$$\Delta x_{\max} = L/(2N). \quad (254)$$

Здесь L — длина интервала наблюдений, а N — номер наивысшей гармоники. Посредством указанной процедуры сглаживания для задания функции $f(x)$ требуется $2N$ точек усреднения.

В целом и первый и второй пути отделения систематической компоненты колебательного процесса, который представляется в виде модели [251], приводят к требуемым результатам. Однако первый вариант этой процедуры, базирующийся на исследовании корреляционной функции последовательности точек наблюдений (распределение признака по разрезу), представляется более точным и более обоснованным с вероятностных позиций.

Помимо различных модификаций гармонического анализа для целей выявления скрытых периодичностей в строении разрезов осадочных толщ используются и методы, заимствованные из теории случайных процессов. При этом наиболее распространены методы исследования марковских и авторегрессионных свойств процесса осадконакопления.

На моделях марковского типа мы специально останавливались в первой части книги. Там же отмечалось, что возможны два подхода к реализации этих моделей: эмпирический, когда анализируемая числовая последовательность проверяется «на марковость», и теоретический, когда из седиментологических предпосылок аналитически выводятся теоретические вероятности перехода и затем получаемые таким путем значения сопоставляются с частотами перехода. Блестящим примером реализации этого подхода является монография А. Б. Вистелиуса [57], в которой впервые последовательно изложена вероятностная концепция слоенакопления в терминах теории процессов Маркова.

При чисто эмпирическом подходе приложение теории цепей Маркова к анализу внутренней структуры разрезов осадочных толщ менее интересно. Действительно, марковское свойство случайной последовательности применительно к процессам осадконакопления означает зависимость состава i -го слоя в разрезе только от состава $i-1$ -го слоя, т. е., иными словами, определяет меру выдержанности классической схемы осадочной рассортировки при формировании данного генетического типа отложений. В другом случае оно определяет полноту реализации схемы последовательного фракционирования суспендированного осадка, который в зону аккумуляции доставляется мутьевыми потоками. В итоге чисто статистической проверки устанавливается, что данная последовательность слоев в разрезе (например, флишевого типа) не противоречит простой, однородной и периодической цепи Маркова. Если ограничиваться только констатацией этого факта, который для ряда осадочных образований непосредственно следует из схем, трактующих условия (механизм) их формирования, и не

требует особой проверки, то, как легко понять, такой подход не прибавляет нового знания, а является следствием перекодирования информации на язык теории случайных процессов и получения выводных характеристик в терминологии этой теории.

На использовании различных свойств марковской цепи построены многочисленные исследования А. Б. Вистелиуса [53, 57, 63 и др.], В. Крамбейна [459, 460, 461 и др.] и многих других геологов. Модель авторегрессионного процесса также предложил А. Б. Вистелиус [50]. В первоначальном варианте она использовалась для описания режима колебательных движений земной коры. Позднее была приспособлена в качестве математической модели фазовой дифференциации, описывающей колебания по разрезу циклов пористости [56].

К комплексу методов ритмолитологического анализа можно отнести и метод «простого обзора числовых совокупностей» [188], который представляет собой статистическую модификацию метода Бюи-Балло. Модификация заключается во введении в метод «обзора» порядковой статистики (так называемой пороговой частоты), оценивающей значимость экстремумов периодограммы. В остальной части алгоритма эти методы совпадают. В целом метод «обзора» можно рассматривать как вспомогательную процедуру ритмолитологического анализа, позволяющую установить сам факт наличия периодических компонент в структуре анализируемой последовательности, но не дающую возможности оценить все интересующие геологов численные характеристики этих компонент.

К числу вспомогательных процедур следует отнести и подход, развиваемый А. С. Девдариани [96]. Его идеология заключается в переопределении базовых геологических понятий в терминологию теории передачи информации, что позволяет использовать простейшие процедуры теории информации для «реконструкции сигналов из глубин Земли». Для этого надо знать, что горная порода (или разрез, или массив, или минерал, или и т. д.) — это запоминающее устройство, что признаки, которые используются в рамках конкретной задачи, — это считывание сигналов из запоминающего устройства, что исследование поведения интересующей геолога характеристики — это выделение полезных сигналов на фоне помех, что интерпретация результатов — это декодирование полезных сигналов. Зная эти сведения и умея «накапливать» информацию о «полезном сигнале», можно решать петрохимические задачи, реконструировать климат прошлых геологических эпох по данным микропалеонтологических анализов, восстанавливать историю осадконакопления, реализовать палеотектонические реконструкции и, наконец, расчленять и сопоставлять разрезы осадочных толщ.

В качестве второстепенных, однако весьма полезных процедур, используемых при ритмолитологическом анализе, можно рассматривать многочисленные формальные методы, с помощью

которых строятся кривые колебания по разрезу опробуемых характеристик. Мы уже отмечали, что эти кривые зачастую используются для целей расчленения и последующей корреляции разрезов осадочных толщ. В рамках же задачи выявления скрытых периодичностей данные кривые являются тем исходным материалом, в структуре которого и выявляются гармоники разных порядков.

Прежде всего имеет смысл остановиться на *R*-методе факторного анализа, с помощью которого удастся строить синтезированные кривые, учитывающие колебания по разрезу одновременно большого числа исходных признаков. Использование для этих целей факторного анализа можно проиллюстрировать на примере исследования цикличности угленосных отложений *.

Обычно при изучении цикличности угленосных формаций циклы первого порядка выделялись только по изменению гранулометрического состава пород в разрезе. А. С. Тараканов для решения той же задачи использует шесть взаимосвязанных характеристик: гранулометрию, тип слоистости, масштаб слоистости; состав конкреций, тип и количество растительных остатков. Признаки эти легко метризируются, что является необходимой базой для кодирования (арифметизации) исследуемого разреза, которое, в свою очередь, необходимо при использовании многомерных статистических методов, в частности компонентного (факторного) анализа.

В качестве процесса, вызывающего согласованные изменения указанных признаков, рассматривается смена фациальных обстановок осадконакопления. Генерируют же смену обстановок вертикальные колебательные движения бассейна седиментации. Можно полагать, что характер этих движений в течение времени формирования конкретного разреза определяется сложением нескольких элементарных составляющих колебательного процесса, каждая из которых представляет собой периодическую (в частности, синусоидальную) функцию со своими значениями частотных и фазовых характеристик. Поэтому кривая, фиксирующая как бы «одновременные» колебания по разрезу всех шести признаков, может интерпретироваться как отображение в разрезе тектоно-фациального режима осадконакопления, а частотные характеристики этой кривой должны фиксировать частотные параметры колебательных движений дна бассейна седиментации. Если эти параметры восстанавливаются методами гармонического анализа, то исходная синтезированная кривая строится на основе *R*-метода факторного анализа [322]. Эта кривая характеризует закон тектонических движений дна бассейна в течение времени формирования разреза.

На рис. 83 показан пример построения подобной кривой на материале разреза буоркемюсской свиты Зырянского угольного

* В данном случае мы используем результаты исследования А. С. Тараканова, которые опубликованы в нашей совместной работе [184].

бассейна (материал А. С. Тараканова). Можно видеть, что кривая, характеризующая тенденции в изменении направленности тектонических движений, сама по себе может с успехом использоваться только для стратификации разреза на циклы первого порядка, ибо гармонические составляющие этой кривой визуальным анализом не выявляются. Однако тот факт, что факторный график достаточно надежно фиксирует цикличность первого порядка, которая на чисто геологическом уровне всеми без исключения исследователями связывается с фациально-геотектоническим режимом осадконакопления, дает основание к утверждению, что сама кривая изменения значений первого фактора по разрезу является надежной основой для восстановления периодических составляющих этого режима уже средствами гармонического анализа.

В заключение целесообразно отметить ряд методических (интерпретационных) вопросов, связанных с использованием статистических методов при анализе циклической повторяемости в строении разрезов осадочных толщ. Речь идет об установлении генетической общности циклического строения разнотипных геосинклинальных формаций на основании статистического равенства ряда признаков, характеризующих цикличность в этих формациях. Сразу же отметим, что любые методы математической статистики сами по себе еще не решают генетических проблем. Только в том случае, если разработана генетическая модель явления, из которой вытекает необходимость проверки двух альтернативных гипотез, с помощью статистических процедур можно оценить непротиворечивость фактического материала одной из них и тем самым проинтерпретировать полученный результат в генетическом отношении.

Чаще же всего статистические методы служат только средством проверки формальных гипотез (например, равенства средних или дисперсий выборочных значений признаков), для оценки параметров эмпирических распределений признаков, а также для решения ряда других столь же формальных задач. При этом даже при условии равенства, к примеру, степени асимметрии циклов угленосной и флишевой формаций, которое проверяется с помощью *t*-критерия Стьюдента, еще нельзя утверждать, что «...отмеченные черты сходства свидетельствуют о том, что *причина образования ритмов флиша и циклов угленосных толщ одна и та же — тектонические движения сложно периодического характера*» [176, с. 15] (курсив наш. — С. Р.) *.

На данных, в общем-то очевидных, вопросах приходится останавливаться по той причине, что многие геологи для решения чисто генетических задач, связанных, в частности, с условиями возникновения циклической повторяемости в строении геологи-

* Степенью асимметрии цикла обычно именуют отношение мощности I элемента цикла (э. ц.) к суммарной мощности II + III э. ц.

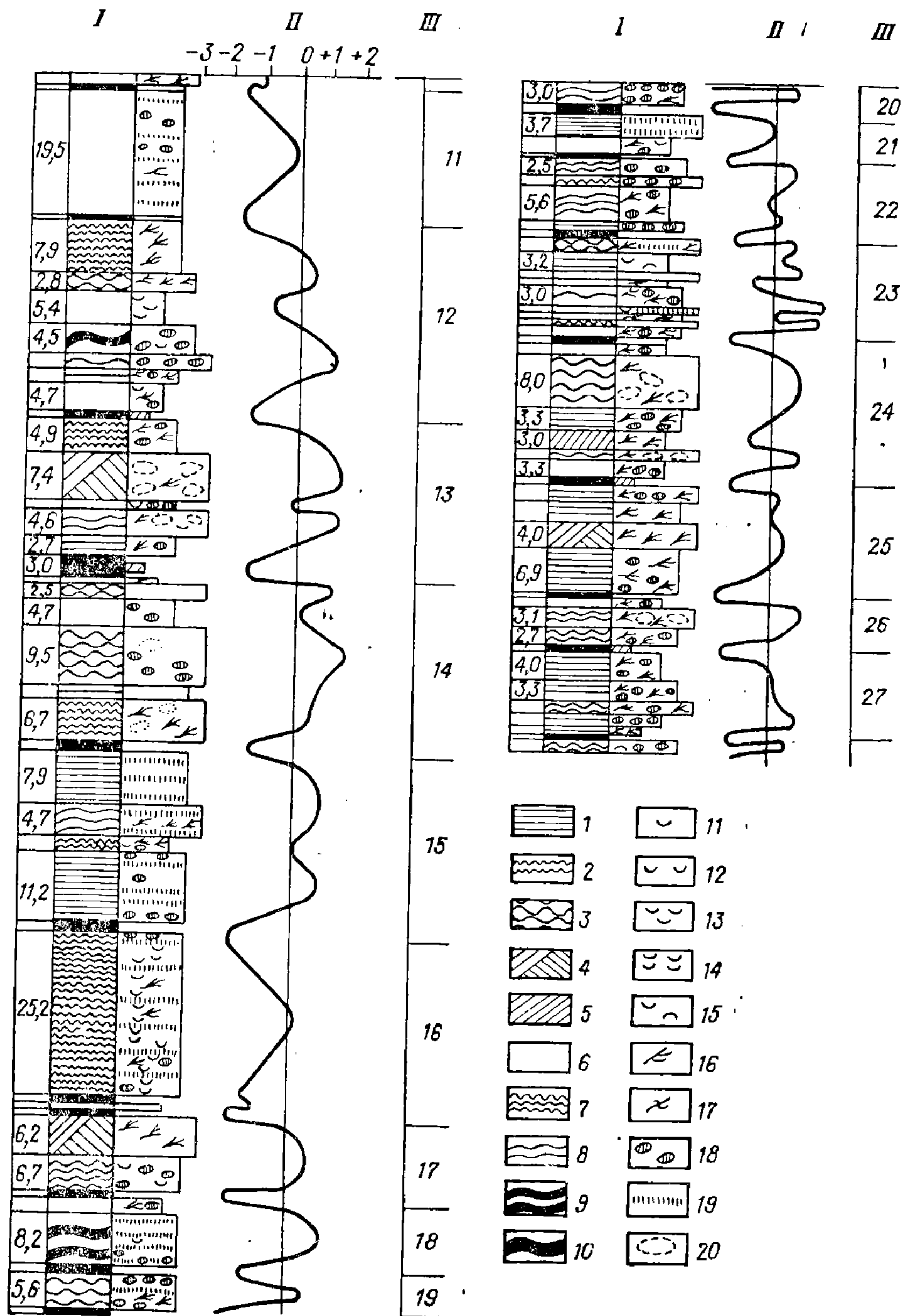


Рис. 83. Стратификация разреза месторождения Эрозионное с помощью R-метода факторного анализа (масштаб 1 : 500).

1—5 — типы слоистости: 1 — горизонтальная, 2 — горизонтально-волнистая, 3 — линзовидно-волнистая, 4 — косая перекрестная, 5 — косая однонаправленная; 6—10 — размеры слоистости: 6 — неслоистая, 7 — тонкая, 8 — средняя, 9 — толстая, 10 — крупная; 11—14 — количество растительных остатков: 11 — мало, 12 — среднее количество, 13 — много, 14 — очень много; 15 — растительный шлак; 16 — растительный детрит; 17 —

ческих разрезов, все еще привлекают простейшие методы математической статистики и на их основании «подтверждают» либо «опровергают» ту или иную генетическую гипотезу.

Резюмируя изложенное, можно заключить, что задачи ритмо-литологического анализа наиболее успешно решаются на базе методов гармонического анализа в том случае, когда основой этих методов является геологическая модель, доставляющая информацию об априорной оценке характеристик гармоник колебательного процесса. Тогда основной задачей методов гармонического анализа становятся восстановление и статистическая оценка гармоник исследуемой реализации процесса.

ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ПРИЛОЖЕНИИ К ИССЛЕДОВАНИЮ СКРЫТЫХ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ

Мы уже писали о том, что гармоники разных порядков в структуре числовой последовательности, характеризующей колебание признака по разрезу, выделяются в общем случае методами гармонического анализа. В данной работе излагается существенно модифицированный метод выделения скрытых периодичностей, который иллюстрируется разложением графика первой компоненты, послойно измеренной по разрезу угленосных отложений буоркемюсской свиты и интерпретируемой как изменение фациальных условий седиментации под действием колебательных движений дна бассейна седиментации. Математическая часть метода разработана И. Д. Македоном, а его апробацию на материале угленосных разрезов осуществил А. С. Тараканов [295]. Более подробное изложение всех полученных результатов можно найти в нашей совместной работе [184].

С математической точки зрения задача выделения периодических гармоник состоит в следующем. Предполагается, что функция $f(x)$, описывающая колебания по разрезу опробуемой характеристики, определена на конечном интервале $[0, L]$ и представима в виде

$$f(x) = \sum_{k=1}^n \alpha_k \Phi_k(x), \quad (255)$$

где $\Phi_k(x)$ — периодические функции (определенные на всей числовой оси) с периодами $T_k \ll L$ и соответствующими «угловыми частотами» $\omega_k = 2\pi/T_k$. Требуется определить периоды T_k , коэффициенты α_k и по возможности вид функций $\Phi_k(x)$. Если $\Phi_k(x)$ достаточно гладкие, то их можно разложить в ряды Фурье и

растительные остатки; 18—20 — состав конкреций: 18 — сидеритовые, 19 — известковые конкреционные прослои, 20 — песчано-конкреционные линзы. I — разрез; II — график первого фактора (по слоям); III — циклы первого порядка. Мощность приведена в метрах.

ограничиться несколькими первыми членами. Тогда $f(x)$ можно приближенно представить в виде

$$f(x) = \sum_{k=1}^n (a_k \cos \omega_k x + b_k \sin \omega_k x) = \sum_{k=1}^n (c_k e^{i\omega_k x} + c_k^* e^{-i\omega_k x}), \quad (256)$$

где $c_k = 1/2 (a_k - ib_k)$. В разложении (256) уже необходимо найти частоты ω_k , амплитуды $|c_k|$ и фазы $\varphi_k = \arg c_k$, причем по-прежнему считаем $\omega_k \gg 2\pi/L$.

Трудность заключается в том, что длина интервала наблюдения L определяется только приведенной мощностью исследуемого разреза и никак не связана с частотами ω_k . В частности, на отрезке $[0, L]$ может укладываться не целое число периодов $T_k = 2\pi/\omega_k$. Это не позволяет решить задачу выявления скрытых периодичностей непосредственным разложением в ряд Фурье; в самом деле, хотя любую непрерывную функцию, заданную на конечном интервале, можно периодически продолжить и разложить в ряд Фурье

$$f(x) = \sum_{j=-\infty}^{\infty} \tilde{c}_j \exp(i\Omega_j x), \quad (257)$$

где $\Omega_j = (2\pi/L)_j$ и $\tilde{c}_j = (1/L) \int_0^L f(x) \exp(-i\Omega_j x) dx$. Однако частоты Ω_j в разложении (257) определяются лишь длиной интервала наблюдения L , и среди них может не быть ни одной ω_k .

Это обстоятельство не очень существенно для определения частот ω_k (соседние частоты Ω_j отличаются на $2\pi/L$, а определение частоты с ошибкой, меньшей, чем $2\pi/L$, по-видимому, в принципе невозможно), но затрудняет определение c_k по полученным $\tilde{c}_j$.

Рассмотрим функцию непрерывного аргумента

$$c(\omega) = \frac{1}{L} \int_0^L f(x) \exp(-i\omega x) dx \quad (258)$$

и покажем, что ее можно использовать для исследования периодичности функции $f(x)$, представленной в виде (256). Эту функцию с точностью до множителя можно рассматривать как Фурье-образ непериодической функции $f(x)$, доопределенной нулем вне интервала $[0, L]$. С другой стороны, $|c(\omega)|$ представляет собой огибающую коэффициентом Фурье $|c_j|$.

Подставив в (258) разложение (255), получим

$$\begin{aligned} |c(\omega)| &= \frac{1}{L} \left| \sum_{k=1}^n \int_0^L \{c_k e^{i(\omega_k - \omega)x} + c_k^* e^{-i(\omega_k - \omega)x}\} dx \right| \leq \\ &\leq \sum_{k=1}^n |c_k| \left\{ \left| \frac{\sin \frac{(\omega_k - \omega)L}{2}}{\frac{\omega_k - \omega}{2} L} \right| + \frac{2}{(\omega_k + \omega)L} \right\}. \end{aligned} \quad (259)$$

При $\omega = \omega_m$ имеем

$$|c(\omega_m) - c_m| \leq \frac{1}{L} \sum_{k=1}^n |c_k| \left\{ \frac{2}{(\omega_k - \omega_m)} + \frac{2}{(\omega_k + \omega_m)} \right\}. \quad (260)$$

Можно показать, что функция $|c(\omega)|$ имеет максимумы при $\omega = \omega_m$ ($m = 1, 2, \dots, n$), полуширина которых составляет $2\pi/L$. Каждому такому главному максимуму сопутствуют побочные, отстоящие от него на $(2\pi/L)n$ ($n = \pm 1, \pm 2, \dots$), причем амплитуда самого большого из них составляет не более 20% амплитуды главного. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при анализе функции $|c(\omega)|$.

По положению главных максимумов можно оценить значения ω_m , причем полуширина $2\pi/L$ задает абсолютные ошибки такого определения. Следовательно, относительную погрешность можно выразить как $2\pi/(L\omega_m)$. Если поблизости от ω_m нет других частот ω_k , т. е. если $|\omega_m - \omega_k| \gg 2\pi/L$, то можно считать, что $c_m \approx c(\omega_m)$. Причем, как это следует из оценки (260), ошибка составит величину $2c_k/(|\omega_k - \omega_m|L) \ll c_k/\pi$. Если же в представление (255) входят колебания, частоты которых ω_k и ω_m , и при этом $|\omega_k - \omega_m| \approx 3\pi/L$, то амплитуды обоих колебаний искажаются на величину $2|c_k|/(|\omega_k - \omega_m|L) \approx 0,2c_k$. Если же частоты ω_k и ω_m отличаются еще меньше, то может оказаться, что им обоим в функции $f(\omega)$ соответствует один максимум, а не два.

Оценим теперь разрешающую способность метода, т. е. найдем такую оценку δ , что как только $|\omega_k - \omega_m| < \delta$, у функции $|c(\omega)|$ вместо двух максимумов получается один. Для простоты вычислений будем считать, что амплитуды обоих колебаний равны, т. е. $|c_k| = |c_m|$.

Нужно определить, при каких δ функция

$$\eta = \frac{\sin \frac{\omega_k - \omega}{2L}}{\frac{\omega_k - \omega}{2L}} + \frac{\sin \frac{\omega_k + \delta - \omega}{2L}}{\frac{\omega_k - \omega + \delta}{2L}} \quad (261)$$

имеет максимум (а не минимум) в точке $\omega = \omega_k + \delta/2$.

Введем обозначения

$$\frac{\omega_k - \omega}{2L} + \frac{\delta}{4L} \equiv \xi, \quad \frac{\delta}{4L} \equiv \varepsilon. \quad (262)$$

Функция (261) приобретает вид

$$\eta(\xi, \varepsilon) = \frac{\sin(\xi - \varepsilon)}{\xi - \varepsilon} + \frac{\sin(\xi + \varepsilon)}{\xi + \varepsilon}. \quad (263)$$

Интересующую нас величину ξ_0 найдем из уравнения

$$\left. \frac{\partial^2 \eta}{\partial \xi^2} \right|_{\xi=\xi_0} = 0. \quad (264)$$

Легко показать, что наименьший корень этого уравнения лежит в интервале $\pi/2 < \xi_0 < \pi$. Это значит, что при $\xi < \pi/2$ или, что то же самое, $\delta < 2\pi/L$ вместо двух максимумов с частотами ω_k и $\omega_k + \delta$ функция $|c(\omega)|$ будет иметь один максимум с частотой $\omega_k + \delta/2$. Другими словами, указанным способом нельзя различить два колебания, частоты которых разнятся менее чем на $2\pi/L$. Из сказанного ясно, что увеличение интервала наблюдения повышает точность определения частот и амплитуд колебаний и увеличивает разрешающую способность метода.

Изложенный метод можно реализовать в виде вычислительной программы для ЭВМ. Программа, составленная И. Д. Македоном для ЭВМ БЭСМ-4, вычисляет и выводит на график функции

$$|2c(\omega)| = \sqrt{a^2(\omega) + b^2(\omega)} \text{ и } \arg c(\omega) = \arctg \frac{b(\omega)}{a(\omega)}. \quad (265)$$

Функция $f(x)$ должна быть задана с равномерным шагом по x . Кроме того, необходимо задать диапазон изменения аргумента функции $f(x)$, границы и шаг вычисления функций от ω . Программа может выбрать главные гармоники, просуммировать их и напечатать на графике вместе с исходной функцией. Главные гармоники выделяются по следующему алгоритму. Рассматривается последовательность всех максимумов γ_s функции $c(\omega)$, и из них выбираются такие γ , что $\gamma_{s-1} < \gamma_s$ и $\gamma_s > \gamma_{s+1}$.

При анализе полученного спектра следует учитывать, что функция $f(x)$ задана в конечном числе точек наблюдения N по разрезу. Очевидно, не имеет смысла пытаться выявить колебания, на протяжении периода которых имеется менее 6—7 точек, так как в этом случае численное интегрирование быстро осциллирующей функции дает неправильный результат. Таким образом, существует предел $T_{\min} \approx 6L/N$ или $\omega_{\max} \approx N/L$, ограничивающий наше рассмотрение со стороны малых периодов, или, что то же самое, со стороны больших частот. С другой стороны, как уже было сказано, нельзя рассчитывать на хорошее выделение колебаний, периоды которых укладываются в интервале наблюдения L менее чем 2—3 раза.

Это накладывает естественное ограничение на колебания со стороны больших периодов $T_{\max} \approx L/2$, или малых частот $\omega = 4\pi/L$. Таким образом, при анализе полученного спектра следует рассматривать функцию $c(\omega)$ лишь в интервале $[4\pi/L, N/L]$.

Следовательно, количество гармоник в (256), которые можно выделить изложенным методом, ограничено разрешающей способностью метода и не превышает

$$\frac{\omega_{\max}}{2\pi/L} \approx \frac{N}{2\pi}. \quad (266)$$

Еще раз подчеркнем, что произвольную непрерывную функцию можно разложить в ряд Фурье, причем это представление будет точным. В таком представлении каждому числу ряда соответствует максимум функции $|c(\omega)|$ и таких максимумов оказывается $N/(2\pi)$. Ясно поэтому, что большое количество примерно одинаковых главных максимумов — веский аргумент против адекватности представления (255) или (256). Напомним, что коэффициенты ряда Фурье убывают тем быстрее, чем более гладкую функцию мы этим рядом представляем. В случае же функций с большим количеством разрывов коэффициенты ряда Фурье могут вообще не обнаружить тенденции к убыванию. Другими словами, если $|c(\omega)|$ имеет много максимумов, величина которых не испытывает тенденции к убыванию, то исследовать предложенным методом функцию $f(x)$ совершенно не имеет смысла. Это в свою очередь означает, что либо точки опробования взяты слишком редко, что не позволяет уловить основные черты поведения функций, либо значения функции в точках опробования суть выборка из некоторой случайной совокупности. Исследование же случайных величин указанным методом затруднительно, так как может привести к неправильным выводам. Отметим только, что если значения функции $f(x)$ в точках опробования искажены небольшими независимыми ошибками измерения, то их влияние на спектр будет, грубо говоря, пропорционально средней относительной ошибке.

Таким образом, применение изложенного метода следует признать удачным только в том случае, если график функции $|c(\omega)|$ имеет небольшое [по сравнению с $N/(2\pi)$] количество главных максимумов, хорошо отделенных друг от друга.

Рассмотрим теперь вопрос о возможности восстановления вида функций $\Phi_k(x)$ в представлении (255). Предположим, что при анализе спектра удалось выделить колебания с кратными периодами $T, T/2, T/3, \dots$. Ясно, что сумма колебаний с этими периодами имеет период T и по форме отличается от гармонического колебания.

Можно считать, что выделенные гармонические колебания с кратными периодами являются первыми членами разложения функции $\Phi(x)$, имеющей период T и не являющейся гармоническим колебанием, в ее ряд Фурье.

Чувствительность метода и его разрешающую способность лучше всего оценить на модельных примерах, когда заранее известны вид функции и ее численные характеристики (амплитуда, период и частота). На рис. 84 приведены две функции, синтезированные из исходных компонент с заранее известными характеристиками, и показаны «восстановленные» компоненты этих функций.

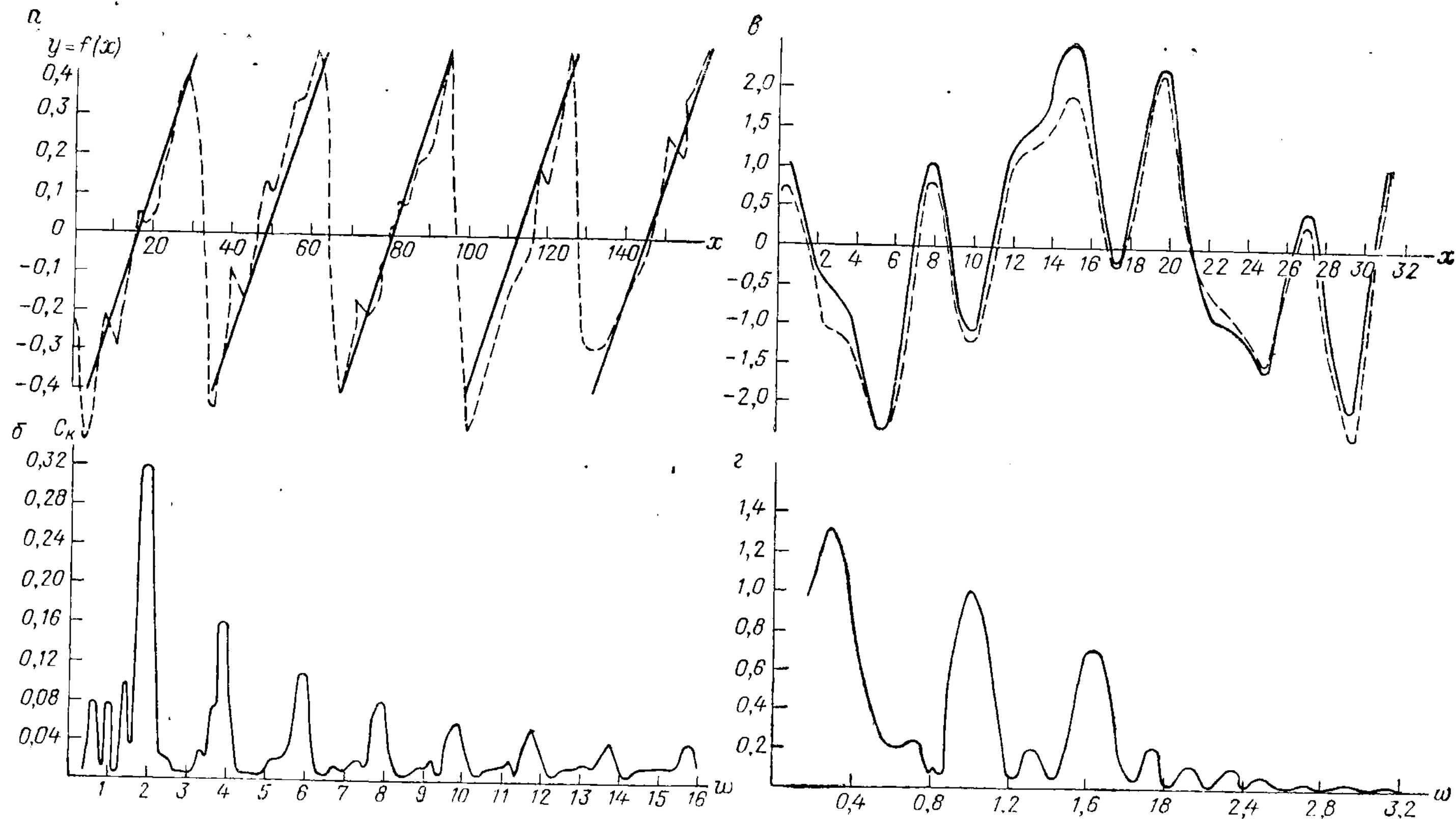


Рис. 84. Чувствительность алгоритма «гармонический анализ».

а—б — функция $y(x) = x - [x]$; в—г — функция $y(x) = -1,3 \sin 0,3x + \cos x + 0,7 \sin 1,6x$. Штриховая линия на графиках а и в означает вычисленные значения функции после восстановления составляющих ее гармоник. Сплошная линия — функция, построенная по заданным значениям, т. е. по формулам а, б, в, г.

Первая функция (рис. 84, а) означает дробную часть числа x . Она задавалась в виде $y = x - [x]$, где $[x]$ — означает целую часть числа x . График самой функции изображен на рис. 84, а, а на рис. 84, б мы видим ее частотные характеристики в системе координат амплитуда — частота. Как и следовало ожидать, функция имеет лишь одну значимую гармонику с характеристиками: амплитуда — 0,32, частота — 1,93, период — 3,26 и фаза — 1,37.

Предельно наглядно возможности метода демонстрирует второй пример: $y(x) = -1,3\sin 0,3x + \cos x + 0,7\sin 1,6x$. Ясно, что $y(x)$ является суммой трех периодических функций с разными характеристиками. Построенный единый график этой функции (рис. 84, в) не позволяет обнаружить в ее структуре какие-либо периодические компоненты. Однако мы знаем, что они имеются, и метод действительно их восстанавливает, т. е. раскладывает исходную синтезированную кривую (рис. 84, в) на сумму трех периодических компонент (рис. 84, г). Для еще большей наглядности приведем сравнение теоретических значений (в данном случае заданных) частотных характеристик и вычисленных с помощью предлагаемого метода (табл. 23).

ТАБЛИЦА 23

Сопоставление теоретических и найденных
с помощью метода значений коэффициентов заданных функций

Показатели	1-я функция	2-я функция	3-я функция
Частота	0,3 (0,279)	1 (1,0041)	1,6 (1,6338)
Период	20,93 (22,5195)	6,28 (6,2574)	3,925 (3,8457)
Амплитуда	1,3 (1,3141)	1 (1,0031)	0,7 (0,7238)

Примечание. В скобках приведены найденные значения.

Таким образом, данная модификация гармонического анализа позволяет с достаточной надежностью решать задачи по восстановлению гармоник разного порядка из заданной числовой последовательности, характеризующей колебания опробуемого признака.

В качестве содержательной иллюстрации рассмотрим разложение с помощью описанного метода кривой тектоно-фациального фактора, который описывает суммарные колебательные движения для бассейна седиментации при формировании угленосного разреза буоркемюсской свиты месторождения Эрозионное Зырянского угольного бассейна и который был получен на основе R -метода факторного анализа (см. рис. 83). Как оказалось после разложения, график тектоно-фациального фактора удачно аппро-

ксимируется суммой трех синусоид, параметры которых оценены следующим образом:

I синусоида $T_1 = 27,6$ м; $c_1 = 0,57\sigma$ и $\varphi_1 = -1,4$ рад;

II синусоида $T_2 = 14,2$ м; $c_2 = 0,34\sigma$ и $\varphi_2 = -0,9$ рад;

III синусоида $T_3 = 10,5$ м; $c_3 = 0,45\sigma$ и $\varphi_3 = -0,8$ рад.

Таким образом, предпринятый анализ возможностей аналитических методов исследования периодической структуры разрезов осадочных толщ показал, что задача ритмолитологического анализа успешно решается только при наличии конкретной седиментологической модели, связывающей структурные характеристики разрезов с определенными тектоническими и фациальными условиями среды седиментации, а характеристики периодичности наиболее надежно могут быть оценены только с помощью одного из методов гармонического анализа, в частности того, какой был изложен в этой главе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А б р а м о в С. П. Уплотнение глинистых осадков в процессе диагенеза, его причины и следствия. — В кн.: Пробл. инж. геологии. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 90—99.
2. А б р а м о в и ч И. И., Г р у з а В. В. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., «Недра», 1972. 238 с.
3. А б р а м о в и ч И. И., Г р у з а В. В., Р о м а н о в с к и й С. И. К вопросу о «математической геологии». — «Сов. геология», 1970, № 6, с. 140—142.
4. А в ч я н Г. М., О з е р с к а я М. Л. Закономерность уплотнения осадочных пород с глубиной. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 2, с. 137—141.
5. А д а м е н к о Ю. В., Р о м а н о в с к и й С. И. Вычисление вероятности сохранения в разрезе слоя конечной мощности. — В кн.: Применение ЭВМ в геологии и в горном деле. Л., ЛГИ, 1974, с. 36—42.
6. А д а м е н к о Ю. В., Р о м а н о в с к и й С. И. Стохастическое моделирование процессов слоенакопления — теоретическая основа анализа мощностей. — «Труды ВСЕГЕИ», 1973, т. 180, с. 5—38.
7. А й з е н А. М., Т р и д И. Г. Распределение Вейбулла и его применение. Киев, 1966. 18 с.
8. А й н е м е р А. И. О связи фракционной структуры осадка с физическими условиями бассейна. — В кн.: Очерки по физ. седиментологии. Л., «Недра», 1964, с. 197—207.
9. А й н е м е р А. И., Р о м а н о в с к и й С. И. О тенденции изменения энтропии гранулометрических фракций терригенных пород и ее связи с динамикой среды осадконакопления. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 4, с. 960—962.
10. А й н е м е р А. И., Ш в а н о в В. Н. О фациальной значимости гранулометрического состава песчаных эоловых отложений. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 150, с. 98—103.
11. А н а т о л ь е в а А. И. Строение разрезов вулканогенных и осадочных толщ и проблема цикличности. — В кн.: «Сравнит. палеовулканология средн. и верхн. палеозоя юга Сибири и Вост. Казахстана». Новосибирск, «Наука», 1966, с. 251—260.
12. А р у т ь ю н о в а Н. М., С а р к и с я н С. Г. О некоторых способах обработки данных гранулометрического анализа. — «Литология и полезн. ископ.», 1969, № 4, с. 95—103.
13. А р х и п о в И. В. Флиш как формация. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1973, т. 48, № 4, с. 66—72.
14. А с т р а х а н ц е в В. И. О периодичности климатических и геологических процессов. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1974, т. 106, № 5, с. 420—423.
15. Б а л у х о в с к и й Н. Ф. Проблема цикличности в геологии. — «Геол. журн.», 1965, т. 25, № 4, с. 3—12.
16. Б а л у х о в с к и й Н. Ф. Геологические циклы. Киев, «Наукова думка», 1966. 168 с.

17. Б а р т л е т т М. С. Введение в теорию случайных процессов. М., ИЛ, 1958. 384 с.
18. Б а т у р и н В. П. Новая гранулометрическая шкала для кластических осадков и использование ее при графических построениях. — «Докл. АН СССР», 1943, т. 38, № 8, с. 277—280.
19. Б е л к и н В. И., Р я з а п о в И. В. О понятиях сортированности и однородности гранулометрического состава осадочных пород. — «Литология и полез. ископ.», 1974, № 2, с. 133—139.
20. Б е л о у с о в В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. 1—3. Л.—М., ОНТИ, Геол. развед. и горно-топлив. ред. Ч. 1, 1938. 98 с. Ч. 2, 1940. 174 с. Ч. 3, 1939. 90 с.
21. Б е л о у с о в В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. — «Сов. геология», 1940, № 2—3, с. 14—28.
22. Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
23. Б е л о у с о в В. В. О путях развития геологической науки. — «Сов. геология», 1963, № 1, с. 11—28.
24. Б е л ь г и б а е в М. Е., С е м е н о в О. Е. Некоторые данные по изучению ветровой ряби в аэродинамических трубах. — «Геоморфология», 1972, № 3, с. 36—43.
25. Б е л я ш о в Д. Н. Разграничение геологических совокупностей. — В кн.: Краткие тезисы докл. к совещ. «Математизация и автоматизация в геол. исследованиях». Л., 1972, с. 26—28.
26. Б е р г е р М. Г. К вопросу о фациях (к 100-летию учения о фациях в России.) — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 11, с. 87—94.
27. Б е р г е р М. Г., В а с с о е в и ч Н. Б. Геологическая терминология (мат-лы к метод. указаниям). М., Изд-во МГУ, 1974. 36 с.
28. Б о б р о в В. А., Р о м а н о в с к и й С. И. Факторы, контролируемые формирование флиша. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 7, с. 108—114.
29. Б о р о в к о Н. Г., Б о р о в к о Н. Н. О гранулометрическом анализе песков и способах обработки его данных. — «Труды ВСЕГЕИ», 1967, т. 110, с. 231—242.
30. Б о т в и н к и н а Л. Н. О выделении диагенетической слоистости. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 1, с. 155—157.
31. Б о т в и н к и н а Л. Н. Ритм — особый текстурный тип породы смешанного состава. — «Литология и полез. ископ.», 1966, № 5, с. 3—16.
32. Б р и г г с Л. И., П о л л а к Г. Н. Цифровая модель соленакопления. — В кн.: Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., «Недра», 1972, с. 66—72.
33. Б у б н о в С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960. 233 с.
34. В а к у л и н А. А., С м и р н о в А. В. Диагностика генезиса песков по гранулометрическому составу. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 4, с. 919—922.
35. В а р д а н я н ц Л. А. Изотакхи (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа. — «Труды ВСЕГЕИ», 1963, т. 85, с. 109—117.
36. В а с с о е в и ч Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л., Гостехиздат, 1948. 216 с.
37. В а с с о е в и ч Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. — «Литол. сб. ВНИГРИ», 1948, № 1, с. 13—44.
38. В а с с о е в и ч Н. Б. Слоистость и осадочная дифференциация. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 66, № 4, с. 685—688.
39. В а с с о е в и ч Н. Б. Слоистость и фация. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 2, с. 129—132.
40. В а с с о е в и ч Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 5, с. 96—115.

41. В а с с о е в и ч Н. Б. Условия образования флиша. Л., Гостоптехиздат, 1951. 240 с.
42. В а с с о е в и ч Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. — «Новости нефт. техники. Геология», 1960, № 4, с. 11—15.
43. В а с с о е в и ч Н. Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза. — «Труды ВНИГРИ», 1962, вып. 190, с. 220—243.
44. В а с с о е в и ч Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — «Труды ВСЕГЕИ», 1966, т. 128, с. 5—35.
45. В а с с о е в и ч Н. Б., Г л а д к о в а Е. Г. О необходимости упорядочения терминологии, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В кн.: Совр. пробл. геологии и геохимии горючих ископ.». М., «Наука», 1973, с. 9—31.
46. В е л и к а н о в М. А. Динамика русловых потоков. Изд. 3-е, перераб. М., Гостехиздат, 1954—1955. Т. 1, 1954, 324 с. Т. 2, 1955. 324 с.
47. В е н т ц е л ь Е. С. Теория вероятностей. Изд. 3-е, испр. М., «Наука», 1964. 576 с.
48. В п н е р Н. Я — математик. Изд. 2-е, стереотип. М., «Наука», 1967. 355 с.
49. В и н о г р а д о в А. П. Научи о Земле и их будущее. — «Сов. геология», 1969, № 1, с. 6—10.
50. В и с т е л и у с А. Б. О выражении результатов фоссилзации колебательных движений земной коры с помощью ряда. — «Докл. АН СССР», 1945, т. 49, № 7, с. 531—535.
51. В и с т е л и у с А. Б. К геологии нижнеказанских отложений Бугурусланского нефтеносного района. — «Сов. геология», 1948, вып. 28, с. 48—63.
52. В и с т е л и у с А. Б. К вопросу о механике связи при слоеобразовании. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 65, № 4, с. 535—538.
53. В и с т е л и у с А. Б. К вопросу о механизме слоеобразования. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 65, № 2, с. 191—194.
54. В и с т е л и у с А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 157 с.
55. В и с т е л и у с А. Б. Проблемы математической геологии. — «Геология и геофизика», 1963, № 12, с. 3—10.
56. В и с т е л и у с А. Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 203 с.
57. В и с т е л и у с А. Б. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.—Л., «Наука», 1966. 304 с.
58. В и с т е л и у с А. Б. Стохастические модели процессов осадконакопления и их роль в седиментологии. — В кн.: Физ. и хим. процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 7—13.
59. В и с т е л и у с А. Б. Математическая геология (состояние, перспективы). — В кн.: Мат. геология. Реф. сист. (указатель). Л., Изд-во БАН СССР, 1969, с. 11—57.
60. В и с т е л и у с А. Б. Идеальный гранит и его свойства: вероятностная модель, статистическая идентификация, естественные породы. — В кн.: Мат. методы в геологии и геол. информация. М., «Наука», 1972, с. 26—37.
61. В и с т е л и у с А. Б., С а р м а н о в О. В. Стохастическое обоснование одного геологически важного распределения вероятностей. — «Докл. АН СССР», 1947, т. 58, № 4, с. 631—634.
62. В и с т е л и у с А. Б., Ф а а с А. В. О характере чередования слоев в разрезах некоторых осадочных толщ. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 3, с. 629—632.
63. В и с т е л и у с А. Б., Ф е й г е л ь с о н Т. С. К теории слоеобразования. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 164, № 1, с. 158—160.
64. В и х е р т А. В. Слоеобразование как пуассоновский случайный процесс с переменным во времени параметром. — В кн.: Мат. методы в геологии, № 7. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 135—140.

65. В о з о в и к Ю. И. О повторяемости событий в процессе развития ландшафтов во времени. — «Вопросы географии», 1970, вып. 79, с. 3—14.
66. В о й н о в с к и й - К р и г е р К. Г. Об устойчивости в геологическом прошлом фациальных обстановок и их границ. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 2, с. 3—12.
67. В о й н о в с к и й - К р и г е р К. Г., П о г о р е в и ч В. В. Опыт определения степени сокращения при диагенезе некоторых нижнепермских алевролитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 2, с. 142—144.
68. В о й ш в и л л о Е. К. Понятие. М., Изд-во МГУ, 1967. 204 с.
69. В о л к о в П. А. Крупномасштабная пульсация скоростей в придонном слое волнового потока. — «Метеорология и гидрология», 1961, № 4, с. 31—35.
70. В о р о н и н Ю. А., Е г а н о в Э. А. О генетическом и агенетическом направлениях в геологии. М., «Наука», 1971. 24 с.
71. В о р о н и н Ю. А., Е г а н о в Э. А. Фации и формации. Парагепезис. Новосибирск, «Наука», 1972. 120 с.
72. В ы л ц а н И. А. Особенности строения и методика выделения ритмов второго порядка. — ритмогамм в осадочных формациях. — «Литология и полез. ископ.», 1973, № 1, с. 75—86.
73. В ы с о ц к и й Б. П. Возникновение униформизма и соотношение его с актуализмом. — В кн.: Очерки по истории геол. знаний. М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 9, с. 84—125.
74. Г а л а й Б. Ф. Ошибочный анализ уплотнения глинистых пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 4, с. 154—155.
75. Г а м п л ь т о н Э. Л. Возраст океанических бассейнов и первоначальные мощности донных осадков. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964, с. 216—225.
76. Г а р е ц к и й Р. Г., Я н ш и н А. Л. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 4, с. 112—124.
77. Г а р е ц к и й Р. Г., Я н ш и н А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей. — В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971, с. 278—282.
78. Г е о л о г и ч е с к и й словарь. М., «Недра», 1973. Т. 1. 486 с. Т. 2. 456 с.
79. Г е о л о г и ч е с к о е строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., «Недра», 1968. 711 с.
80. Г е о х р о н о л о г и я СССР. Т. 2. Фанерозой. Л., «Недра», 1974. 344 с.
81. Г о л о в к и н с к и й Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. — В кн.: Мат-лы для геологии России. Спб., 1869. 144 с.
82. Г о н ч а р о в В. Н. Динамика русловых потоков. Л., Гидрометеиздат, 1962. 374 с.
83. Г о р е л о в А. А. Об учете гравитационного уплотнения глинистых пород при палеотектоническом анализе локальных поднятий. — «Нефтегаз. геология и геофизика», 1972, № 10, с. 35—38.
84. Г о р с л а й н Д. С. Изменения типов осадков и темпов осадкообразования в котловине Таннер (Калифорния). — В кн.: Второй междунар. океаногр. конгресс, 1966 г. М., «Наука», 1966, с. 123—125.
85. Г р и г о р ь е в С. Н. Карты относительной мощности. — «Геология и геофизика», 1968, № 7, с. 146—150.
86. Г р и ф ф и т с Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М., «Мир», 1971. 420 с.
87. Г р о с с г е й м В. А. Опыт изучения литологической изменчивости карбонатного флиша (на примере Сев.-Зап. Кавказа). — «Геология и разведка», 1962, № 9, с. 3—15.
88. Г р о с с г е й м В. А. Литологическая изменчивость туронского флиша Горной Кахетии. — «Геология и разведка», 1966, № 7, с. 3—11.
89. Г р о с с г е й м В. А., К о р о т к о в а К. Ф. К вопросу о строе-

нии флишевых ритмов (многослоев). — «Геология и разведка», 1961, № 2, с. 3—19.

90. Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Основные вопросы гранулометрии в геологии. — «Литология и полез. ископ.», 1971, № 5, с. 120—125.

91. Гроссгейм В. А., Романовский С. И. К вопросу о стабильности процессов флишеобразования. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1970, т. 45, № 5, с. 112—117.

92. Гроссгейм В. А., Романовский С. И. Палеогеографическое значение связи между мощностями слоев в разрезах флиша. — «Литология и полез. ископ.», 1971, № 1, с. 136—142.

93. Груза В. В., Романовский С. И. Принцип актуализма и логика познания геологического прошлого. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 125—134.

94. Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Г. О понятиях «фациальный анализ» и «фация». — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1965, т. 40, № 5, с. 131—136.

95. Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., «Мир», 1971. 284 с.

96. Девдариани А. С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М., «Недра», 1974. 104 с.

97. Дербиков И. В., Бенъко Е. И. Схема тектогенеза мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности. — «Изв. Сиб. отд-ния АН СССР», 1958, № 4, с. 29—32.

98. Дербиков И. В., Бенъко Е. И. Тектогенез мезо-кайнозойских осадков в свете вариационного анализа мощностей. — «Труды СНИИГГИМС», 1960, вып. 11, с. 108—117.

99. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Вып. 1. М., «Мир», 1971. 317 с.

100. Диткин В. А., Прудников А. П. Справочник по операционному исчислению. М., «Высшая школа», 1965. 465 с.

101. Дмитриев Г. А. Гравитация как основной фактор слоеобразования. — «Геология и геохимия», сб. 3 (IX) НТГО ВНИГРИ. Л., Гостехиздат, 1960, с. 279—290.

102. Дмитриев Г. А., Колокольцева Э. М. Темпы и типы осадконакопления в озере Байкал. — В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970, с. 69—80.

103. Дружинин И. П. Переломы многолетнего хода природных процессов на Земле и резкие изменения солнечной активности. — «Вопр. географии», 1970, вып. 79, с. 15—50.

104. Дуб Дж. Вероятностные процессы. М., ИЛ, 1956. 709 с.

105. Дурмishьян А. Г. К вопросу об уплотнении глинистых пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 8, с. 85—89.

106. Дюфур М. С. Об относительном (относительно-стратиграфическом) направлении в определении содержания понятия «фация». — «Вестн. ЛГУ», 1971, № 24, с. 5—15.

107. Дюфур М. С. Многозначность термина «фация» и возможности ее устранения. — В кн.: Литология и палеогеография. Л., Изд-во ЛГУ, 1973, с. 21—33.

108. Жемчужников Ю. А. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии. — В кн.: Литол. сб., № 1. Л.—М., Гостехиздат, 1948, с. 59—66.

109. Жемчужников Ю. А. Что такое фаия? — Там же, с. 50—58.

110. Жемчужников Ю. А. Слой и пласт. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 5, с. 116—125.

111. Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятие ритмичности и цикличности. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1955, т. 30, № 3, с. 74—76.

112. Жемчужников Ю. А. Сходство и различия между фаціальным, фаціально-цикліческим і фаціально-геотектоніческим методами

изучения угленосных толщ. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 1, с. 3—11.

113. Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1963, вып. 86. 71 с.

114. Животовская А. И. К анализу мощностей. — В кн.: Очерки по физ. седиментологии. Л., «Недра», 1964, с. 12—22.

115. Животовская А. И. Проблема изучения физической седиментологии. Там же, с. 3—11.

116. Жижченко Б. П. Области сноса терригенного материала и движения земной коры. — «Сов. геология», 1959, № 12, с. 12—28.

117. Зарипов Б. Р., Косарев А. Н. Статистические характеристики течений Каспийского моря. — «Вестн. МГУ. География», 1973, № 4, с. 67—72.

118. Зарицкий П. В. О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе. — «Литология и полез. ископ.», 1966, № 1, с. 97—100.

119. Зауолоков В. Ф. О месте актуализма в науке об осадочных породах. — «Геология и разведка», 1964, № 1, с. 8—17.

120. Захаров С. А. К вопросу о количественном учете уплотнения алевролитов при диагенезе. — «Сообщ. Тадж. филиала АН СССР», 1948, вып. 6, с. 6—8.

121. Зенкевич Н. Л. Атлас фотографий дна Тихого океана. М., «Наука», 1970. 205 с.

122. Зенкович В. П. О методах непосредственного изучения движения наносов в море. — «Труды ин-та океанологии», 1958, т. 28, с. 56—58.

123. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

124. Зиновьев А. А. Логика науки. М., «Мысль», 1971. 280 с.

125. Зотов П. П. Скорости седиментации и породообразования. — В кн.: Происхождение и история Земли. Алма-Ата, 1972, с. 163—179.

126. Зотов П. П. Сущность седиментометрического метода. — В кн.: Некоторые вопросы географии и геологии Казахстана. Алма-Ата, 1972, с. 138—149.

127. Зубаков В. А. Геохронологическая шкала материкового плейстоцена по радиометрическим данным. — «Геохимия», 1967, № 2, с. 144—154.

128. Зубаков В. А. Методологические аспекты геохронологии — этапность и ритмичность как две стороны геологического времени. — В кн.: Чтения памяти Л. С. Берга, XV—XIX. Л., «Наука», 1973, с. 25—39.

129. Иванов Г. А. Угленосные формации. Л., «Наука», 1967. 407 с.

130. Каледа Г. А. О влиянии конседиментационных структур на формирование гранулометрического и минерального состава отложений. — «Литология и полез. ископ.», 1969, № 1, с. 131—141.

131. Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., «Мысль», 1970. 283 с.

132. Калинин Г. П. К обоснованию применения кривых распределения стока. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 6, с. 46—51.

133. Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков. Л., Гидрометеиздат, 1960. 392 с.

134. Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометеиздат, 1969. 416 с.

135. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии. — В кн.: К вопросу о положении науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 146—163. Авт.: Н. С. Шатский, Ю. А. Косыгин, А. В. Пейве и др.

136. К вопросу о периодичности тектонических движений. — «Геология нефти и газа», 1965, № 7, с. 33—35. Авт.: Е. И. Бенько, Е. В. Еханин, В. П. Жаднова, И. А. Миталев.

137. К вопросу определения абсолютного возраста и скорости седиментации дольных отложений пуний-ториевым методом. — «Геохимия»,

1973, № 2, с. 279—283. Авт.: Д. С. Николаев, Е. И. Ефимова, А. В. Ильин, И. И. Шурко.

138. К в о п р о с у о стратификации глубоководных отложений экваториальной Атлантики. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 2, с. 438—441. Авт.: А. В. Ильин, И. И. Шурко, Д. С. Николаев, Е. И. Ефимова.

139. К е л л е р Б. М. Рифейская группа. — В кн.: Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК. Проблема 10. М., «Недра», 1964, с. 151—160.

140. К л е н о в а М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948. 495 с.

141. К н о р и н г Л. Д., Д е ч В. Н. Изучение колебательных движений методами выявления скрытых периодичностей. — «Сов. геология», 1972, № 5, с. 81—93.

142. К о л е с н и к о в а И. З. Генетическая интерпретация гранулометрических анализов методом Пассеги на материалах верхнего палеозоя хр. Малого Каратау. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1966, № 2, с. 77—79.

143. К о л е с о в С. В., Р е з в а н о в Р. А. Моделирование процесса дробления частиц методом Монте-Карло. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 7, с. 131—134.

144. К о л е с о в С. В., С а к с С. Е., С м о л д ы р е в А. Е. О миграционной способности касситерита. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 3, с. 718—720.

145. К о л м о г о р о в А. Н. О логарифмически-нормальном законе распределения размеров частиц при дроблении. — «Докл. АН СССР», 1941, т. 31, № 2, с. 99—101.

146. К о л м о г о р о в А. Н. Решение одной задачи из теории вероятностей, связанной с вопросом о механизме слоеобразования. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 65, № 6, с. 693—696.

147. К о л м о г о р о в А. Н. Доклад на сессии АН СССР по вопросам автоматизации. М., Изд-во АН СССР, 1956. 26 с.

148. К о н о п л е в а Н. Г. Верхнепротерозойская ритмичная толща полуострова Рыбачьего. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 1, с. 175—178.

149. К о п е л и о в и ч А. В. О количестве перемещающегося вещества при изменении размеров зерен в связи со вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород. — «Литология и полез. ископ.», 1965, № 3, с. 130—133.

150. К о п е р и н а В. В., Д в о р е ц к а я О. А. Плотность и пористость глинистых пород. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1965, вып. 115, с. 115—123.

151. К о с ы г и н Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.

152. К о с ы г и н Ю. А. Методологические вопросы системных исследований в геологии. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 20—29.

153. К о т е л ь н и к о в Б. Н. Транспортировка обломочного материала — основной фактор в формировании структур песчаных осадков. — «Вестн. ЛГУ. Геология и география», 1974, вып. 3, с. 35—39.

154. К р а в ч е н к о К. Н. Количественные соотношения мощностей отложений как один из элементов тектонических исследований. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 1, с. 150—152.

155. К р а м б е й н У., Г р е й б и л л Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969. 397 с.

156. К р а м б е й н У. К., С л о с Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостехиздат, 1960. 411 с.

157. К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Фация, генетические типы и формации. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 8, с. 3—13.

158. К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Еще раз о понятии «фация». — «Вестн. МГУ. Геология», 1968, № 3, с. 79—86.

159. К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. О понимании термина «фация» и его генетическом содержании. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1968, т. 3, № 2, с. 3—15.

160. К р е с т н и к о в В. Н. Количественная оценка изменения контрастности вертикальных тектонических движений. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 88—97.

161. К р ы л о в Ю. М. Теория и расчет ветровых волн глубокого моря. «Труды Гос. океанограф. ин-та», 1954, вып. 26 (38), с. 3—87.

162. К р ы л о в Ю. М. Статистическая теория и расчет морских ветровых волн. — «Труды Гос. океанограф. ин-та», 1956, вып. 33 (45), с. 5—80.

163. К у л я м и н Л. Н., С м и р н о в Л. С. Приливно-отливные циклы осадконакопления в кембро-ордовикских песках Прибалтики. — «Докл. АН СССР, 1973, т. 242, № 3, с. 697—699.

164. К у т ы р е в Э. И. Условия образования и интерпретации косой слоистости. Л., «Недра», 1968. 128 с.

165. К у ч е р е н к о М. Т., П о ж н д а е в С. Д., Р у д о м е т о в Б. П. О зависимости между мощностями циклов и угольных пластов в карбоне Донецкого бассейна. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 4, с. 924—923.

166. К э й М. Осадки и погружение во времени. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 687—708.

167. К ю н е п Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. — В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969, с. 59—87.

168. Л а п и н а Н. Н., К у л и к о в Н. Н., С е м е н о в Ю. П. Донные отложения Северного Ледовитого океана. — «Учен. зап. НИИГА. Регион. геология», 1970, вып. 17, с. 143—150.

169. Л е о н о в Г. П. Проблема цикличности в истории Земли. — «Вестн. МГУ. Геология», 1962, № 4, с. 3—12.

170. Л е о н о в Г. П. Историзм и актуализм в геологии. — «Вестн. МГУ. Геология», 1970, № 3, с. 3—15.

171. Л и с и ц ы н А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах. — «Океанология», 1971, т. 11, № 6, с. 957—968.

172. Л и с и ц ы н А. П. Мощность осадочной толщи и скорости осадконакопления в океанах в мезозое и кайнозое по данным глубоководного бурения. — «Океанология», 1973, т. 13, № 2, с. 268—279.

173. Л о г в и н е н к о Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967. 416 с.

174. Л о г в и н е н к о Н. В., К а р п о в а Г. В., Ш а п о ш н и к о в Д. П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1961. 400 с.

175. Л о г в и н е н к о Н. В., Р и т е н б е р г М. И. О ритмах флиша и принципах их выделения. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 692—695.

176. Л о г в и н е н к о Н. В., Р и т е н б е р г М. И. Ритмы осадконакопления некоторых осадочных формаций. — В кн.: Литология и палеогеография. Вып. 1. Л., Изд-во ЛГУ, 1973, с. 3—20.

177. Л о м т а д з е В. Д. Изменение состава, структуры, плотности и связности глин при уплотнении их большими нагрузками. — «Труды Лаб. гидрогеол. проблем», 1955, т. 12, с. 236—245.

178. Л о м т а д з е В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 527 с.

179. Л о н г и н о в В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963. 380 с.

180. Л о н г и н о в В. В. Очерки литодинамики океана. М., «Наука», 1973. 244 с.

181. Л о н г и н о в В. В., А к с е н о в А. А. Литодинамика моря, ее содержание, задачи и перспективы. — «Океанология», 1968, т. 8, № 4, с. 752—756.

182. Л у н г е р с г а у з е н Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли (некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии). — «Сов. геология», 1957, № 59, с. 88—115.

183. Л у н г е р с г а у з е н Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменении климатов прошлых геологических эпох. — В кн.: Пробл. планетарной геологии. М., Гостеолтехиздат, 1963, с. 7—49.

184. М а к е д о н И. Д., Р о м а н о в с к и й С. П., Т а р а к а -

и о в А. С. О возможностях аналитических методов исследования периодической структуры разрезов осадочных толщ. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 9, с. 78—87.

185. М а л и н о в с к и й Ю. М., Ф л о р е н с к и й П. В. О связи циклических астрономических явлений с колебаниями климата и ритмичностью осадочных толщ. — В кн.: Пробл. планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 122—128.

186. М а с л о в К. С. От понятия «фа́ция» к понятиям «литофа́ция» и «топофа́ция». — «Сов. геология», 1971, № 12, с. 18—29.

187. М е д в е д е в В. С., А й б у л а т о в Н. А. Изучение динамики отмелого песчаного берега при помощи люминофоров и подвесной дороги. — «Труды Ин-та океанологии», 1958, т. 28, с. 37—55.

188. М е т о д обзора числовых совокупностей для изучения строения разрезов осадочных толщ. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 150, с. 123—132. Авт.: И. Г. Ханович, Г. Г. Яновский, А. И. Айнемер, И. А. Конисская.

189. М е т о д ы изучения осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1. 611 с. Т. 2. 564 с.

190. М и д д л т о н Г. В. Возникновение логнормального распределения частот в осадках. — В кн.: Вопросы мат. геологии. Л., «Наука», 1968, с. 37—45.

191. М и х а й л о в а Н. А. Перенос твердых частиц турбулентными потоками воды. Л., Гидрометеиздат, 1966. 234 с.

192. М и я к е Я., С у г и м у р а Ю. Скорости отложения глубоко-водных осадков в северной части Тихого океана. — В кн.: Первый междунар. геохим. конгресс, т. 4, кн. 1. М., «Наука», 1973, с. 417—430.

193. М о н ю ш к о А. М. Изменение физико-механических свойств морских глинистых отложений района Бакинского архипелага в процессе литогенеза. — В кн.: Формирование инж.-геол. свойств глинистых пород в процессе литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—21.

194. М о н ю ш к о А. М. Инженерно-геологическая оценка сарматских глин. М., «Наука», 1974. 136 с.

195. М о р о з С. А. Восстановление глубин палеоценового бассейна Днепровско-Донецкой впадины. — «Докл. АН УССР», 1969, Б, № 3, с. 207—209.

196. М у х и н Ю. В. О методике изучения сжатия глинистых пород в связи с проблемой нефтеобразования. — «Новости нефт. техники. Геология», 1960, № 4, с. 15—21.

197. М у х и н Ю. В. О роли геологического времени при уплотнении глинистых осадков. — «Литология и полезн. ископ.», 1965, № 3, с. 126—129.

198. Н а л и в к и н В. Д. О цикличности геологической истории. — «Географ. сб.», 1962, вып. 15, с. 188—197.

199. Н а л и в к и н Д. В. Учение о фа́циях. НТГРИ, 1933. 283 с.

200. Н е й м а н В. Б. Теория и методика палеотектонического анализа. Изд. 2, перераб. и доп. М., «Недра», 1974. 79 с.

201. Н е с т е р о в Н. И. Уплотнение глинистых пород. — «Сов. геология», 1965, № 12, с. 69—80.

202. Н е ф т е г а з о н о с н о с т ь Северо-Устьюртской впадины. Ташкент, «Фан», 1974. 83 с. Авт.: А. М. Акрамходжаев, И. Г. Гринберг, В. Г. Сухинин и др.

203. О в ы я в л е н и и периодичностей в структуре естественных стохастических процессов. — В кн.: Отбор и передача информации. Респ. межвед. сб. Киев, 1971, вып. 30, с. 3—16. Авт.: К. С. Войчишин, Я. П. Драган, В. И. Куксенко, В. Н. Михайловский.

204. О г о р о д н и к о в В. И. О возможности применения метода Р. Пассеги для восстановления гидродинамических условий образования морских терригенных отложений. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова Думка», 1974, с. 200—201.

205. О д е с с к и й И. А. Условия формирования волновой ряби и ее связь с глубинами бассейна. — В кн.: Очерки по физ. седиментологии. Л., «Недра», 1964, с. 121—148.

206. О д е с с к и й И. А. Волновые движения земной коры. Л., «Недра», 1972. 208 с.

207. О з е р с к а я М. Л. Графо-аналитический метод исследования распределения физических свойств осадочных пород с глубиной залегания. — «Сов. геология», 1967, № 3, с. 98—106.

208. О с н о в н ы е тенденции математизации геологии. — «Сов. геология», 1972, № 3, с. 3—17. Авт.: И. И. Абрамович, Ю. К. Бурков, В. В. Груза и др.

209. О ч е р к и по физической седиментологии. Л., «Недра», 1964. 261 с. Авт.: А. И. Животовская, А. И. Айнемер, И. А. Одесский, Э. Я. Яхнин.

210. П а т р и к е е в В. В., О р л о в а Г. А. Новый способ метки и количественного учета меченых песков и илов в пробах донного грунта. — «Океанология», 1968, т. 8, № 2, с. 341—347.

211. П о т а п о в а М. С. Геология как историческая наука о природе. — В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 119—129.

212. П р е д т е ч е н с к и й Н. Н., Я н о в Э. Н. Методы анализа цикличности осадконакопления и осадочные серии девона Алтае-Саянской области. — «Геология и геофизика», 1963, № 10, с. 93—105.

213. П р е д т е ч е н с к и й П. П. Очерк позднеледниковой и последледниковой истории климата СССР. — «Труды Лаб. озероведения АН СССР», 1957, т. 5, с. 86—115.

214. П р и х о д ь к о Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 2, с. 99—105.

215. П р о е к т рекомендации по Мировой геохронологической шкале. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 9, с. 7—9.

216. П р о з о р о в и ч Э. А. О закономерностях в уплотнении глин с глубиной (на примере сарматского яруса Предкавказья и Азербайджана). — «Новости нефт. и газовой техники. Геология», 1962, № 4, с. 62—64.

217. П р о х о р о в Ю. В., Р о з а н о в Ю. А. Теория вероятностей. М., «Наука», 1967. 495 с.

218. П р о ш л я к о в Б. К. Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1974. 233 с.

219. П у г а ч е в В. С. Теория случайных функций и ее применение к задачам автоматического управления. М., Гостехиздат, 1957. 659 с.

220. Р а а б е н М. Е. О скоростях осадконакопления в рифее. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 9, с. 117—129.

221. Р а а б е н М. Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1975, вып. 273. 247 с.

222. Р а в и к о в и ч А. И. Униформистское учение Лайеля и его исторические корни. — В кн.: Очерки по истории геол. знаний, вып. 9. М., 1961, с. 48—83.

223. Р а ц М. В. Статистический анализ слоистости терригенного флиша. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1962, т. 37, № 4, с. 138—139.

224. Р а ц М. В. Опыт аналитического исследования осадконакопления в геосинклинальных бассейнах на примере седиментации терригенного флиша. — «Геология и разведка», 1963, № 6, с. 35—44.

225. Р и в л и н а Т. С. К стохастической модели слоеобразования (случай неограниченного межслоевого размыва). — В сб. «Вопр. мат. геологии», Л., «Наука», 1968, с. 149—157.

226. Р о д и о н о в Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968. 158 с.

227. Р о ж к о в Г. Ф. К вопросу о гранулометрическом анализе счетом. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1968, т. 43, № 6, с. 126—130.

228. Р о ж к о в Г. Ф., Б а з а н о в а Т. Д., М о з и а с Н. М. К вопросу о формировании некоторых типов косослойчатых текстур по данным

дробных гранулометрических анализов. — «Литология и полез. ископ.», 1969, № 1, с. 118—130.

229. Р о ж к о в Г. Ф., С о л о в ъ е в Б. С. Результаты систематизации дробных ситовых анализов. — «Литология и полез. ископ.», 1974, № 5, с. 110—117.

230. Р о ж к о в Г. Ф., Т р о ф и м о в а Э. М. Способ статистической обработки гранулометрических данных на электронной вычислительной машине. — «Литология и полез. ископ.», 1968, № 2, с. 142—147.

231. Р о м а н к е в и ч Е. А., Б а р а н о в В. И., Х р и с т и а н о в а Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана. — В кн.: Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964, с. 62—77.

232. Р о м а н о в с к и й В. И. Дискретные цепи Маркова. М.—Л., Гостехиздат, 1949. 436 с.

233. Р о м а н о в с к и й С. И. О возможном пути построения структурно-динамической теории формационного анализа. — В кн.: Геол. формации. Вып. 1. Л., 1968, с. 41—42.

234. Р о м а н о в с к и й С. И. Применение теории информации для решения некоторых задач литологии. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 150, с. 75—92.

235. Р о м а н о в с к и й С. И. Тектонический анализ мощностей на основе стохастического моделирования процессов слоенакопления. — В кн.: Применение мат. методов в геологии. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1968, с. 378—382.

236. Р о м а н о в с к и й С. И. Проблема формализации в связи со становлением математической геологии. — В кн.: Новые исследования в геологии. Л., ЛГИ, 1969, с. 197—209.

237. Р о м а н о в с к и й С. И. К проблеме образования флиша. — В кн.: Мат-лы к первой науч. конф. аспирантов-геологов Ленинграда. Л., ВСЕГЕИ, 1970, с. 58—60.

238. Р о м а н о в с к и й С. И. Зависимость меры стабильности слоенакопления от функции распределения вероятностей мощностей слоев. — «Геология и геофизика», 1971, № 12, с. 102—107.

239. Р о м а н о в с к и й С. И. О путях решения проблемы образования флиша. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 1, с. 110—120.

240. Р о м а н о в с к и й С. И. Вероятностная постановка и решение задачи синхронизации стратиграфических единиц. — В кн.: Математизация и автоматизация в геол. исследованиях (тезисы докл. к совещ.). Л., ВСЕГЕИ, 1972, с. 46—49.

241. Р о м а н о в с к и й С. И. Состояние и перспективы изучения процессов слоенакопления. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 2, с. 39—46.

242. Р о м а н о в с к и й С. И. Стохастическое моделирование процессов слоенакопления как теоретическая основа анализа мощностей при формационном анализе. — «Труды ВСЕГЕИ», 1972, т. 176, с. 212—220.

243. Р о м а н о в с к и й С. И. К вопросу о денудации и скорости колебательных движений платформ и геосинклиналей Евразии. — «Труды ВСЕГЕИ», 1973, т. 180, с. 39—45.

244. Р о м а н о в с к и й С. И. Математическое моделирование седиментологических процессов. — В кн.: Мат. методы в геологии. Львов, Изд-во Львов. гос. ун-та, 1973, с. 107—109.

245. Р о м а н о в с к и й С. И. О роли мутьевых потоков в процессах осадконакопления. — «Литология и полез. ископ.», 1973, № 3, с. 29—38.

246. Р о м а н о в с к и й С. И. О содержательной нагрузке задач фациального анализа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 11, с. 104—109.

247. Р о м а н о в с к и й С. И. Гранулометрия осадочных образований и фациальные реконструкции. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1975, № 5, с. 116—124.

248. Р о м а н о в с к и й С. И. Фациальные реконструкции по гранулометрическим данным. — «Труды ВСЕГЕИ», 1975, т. 223, с. 53—84.

249. Романовский С. И. Энтропийный принцип аппроксимации выборочных распределений. Там же, с. 28—39.
250. Романовский С. И. Динамика формирования флиша. Л., «Недра», 1976. 175 с.
251. Романовский С. И., Соловейчик Р. Э. Приложение теории турбулентной диффузии к моделированию процессов оформления фракционной структуры осадка. — «Труды ВСЕГЕИ», 1975, т. 223, с. 40—52.
252. Романовский С. И., Хугаев К. Л. Вероятностная схема денудации. — «Краткие тезисы докл. к Всесоюз. совещ. по внутренней геодинамике». Л., 1972, вып. 3, с. 117—120.
253. Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). — В кн.: Проблемы тектоники. М., Гостеолтехиздат, 1961, с. 118—164.
254. Ронов А. Б., Хайн В. Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое. — В кн.: Регион. палеогеография. М., Гостеолтехиздат, 1960, с. 171—189.
255. Ронов А. Б., Хайн В. Е. Основные вопросы соотношений между седиментацией и тектоникой. — В кн.: Состояние и задачи сов. литологии, т. 1. М., «Наука», 1970, с. 67—79.
256. Рубинштейн М. М., Полевая Н. И. О геохронологической шкале фанерозоя. — В кн.: Геохронология СССР, т. 2. Фанерозой. Л., «Недра», 1974, с. 304—314.
257. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., Изд-во ЛГУ, 1947. 211 с.
258. Рухин Л. Б. Основы литологии. Изд. 3-е. Л., «Недра», 1969. 703 с.
259. Рухина Е. В., Чистяков В. Г. О первичном распределении обломочного материала в терригенных породах. — В кн.: Ландшафтно-геохим. исследования. М., «Наука», 1973, с. 9—13.
260. Рябов В. В. График соотношения мощностей пластов элементарных седиментационных циклов. — «Геология и геофизика», 1963, № 9, с. 120—124.
261. Савин В. Г. Некоторые статистические характеристики песчаных волн. — В кн.: Эрозия почв и русловые процессы, вып. 3. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 268—275.
262. Саккетт У. Современная геохимия Мексиканского залива. — В кн. Первый междунар. геохим. конгр., т. 4, кн. 1. М., «Наука», 1973, с. 460—479.
263. Салимов В. Г., Хайрединов Н. Ш. О применении временных рядов при решении геологических задач. — В кн.: Нефть и газ Тюмени. Научн.-техн. сб., вып. 15. 1972, с. 64—65.
264. Салин Ю. С. Анализ методов стратиграфической синхронизации. — «Геология и геофизика», 1974, № 4, с. 27—33.
265. Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. — В кн.: Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК. Пробл. 10. М., «Недра», 1964, с. 16—30.
266. Салоп Л. И. Докембрийские тиллиты и великие оледенения. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1973, т. 48, № 6, с. 74—80.
267. Салтыков О. Г., Скриплева Г. И. Эволюция зерен шикроильменита в потоковых отложениях Малоботубинского района (Западная Якутия). — «Геология и геофизика», 1973, № 2, с. 112—117.
268. Свиточ А. А. К вопросу о неполноте геологической летописи (по материалам изучения кайнозойских отложений). — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1974, т. 49, № 3, с. 58—67.
269. Сербуленко М. Г. Об одной постановке прямой и обратной задачи литологии. — «Геология и геофизика», 1968, № 1, с. 76—82.
270. Серебренников М. Г., Первозванский А. А. Выявление скрытых периодичностей. М., «Наука», 1965. 244 с.
271. Скидан С. А., Моржина Л. М. Новое в тектоническом

анализе мощностей. — «Геология и геофизика», 1967, № 11, с. 88—97.

272. С л а т в и н с к а я Е. А. Цикличность в угленосном карбоне Карагандинского бассейна. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 1, с. 168—169.

273. С л а т в и н с к а я Е. А., Б е р е с н е в а Д. И. Цикличность разреза угленосного пермо-карбона Минусинского каменноугольного бассейна. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 4, с. 931—932.

274. С м и р н о в А. В., Я р и к о в Г. М. К вопросу методики определения генезиса песчаных отложений по гранулометрическому составу. — «Труды Волгоград. науч.-исслед. ин-та нефт. и газ. пром-сти», 1969, вып. 14, с. 50—61.

275. С м и р н о в Г. А., Ф е д о р о в а Г. Г. О диагенетическом происхождении ритмитов (на основе экспериментальных данных). — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геол. истории Урала. Свердловск, 1974, с. 223—231.

276. С м и р н о в Л. С. Текстура и структура песчано-алевритовых пород в связи с проблемой палеогравиации. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1972, т. 47, № 2, с. 88—94.

277. С м и р н о в Л. С., К о л о б з а р о в О. В., Р о ж к о в Г. Ф. Дискретность материала песчано-алевритовых пород в связи с эволюцией осадконакопления. — «Сов. геология», 1973, № 12, с. 81—96.

278. С м и р н о в Л. С., Л ю б и н а Ю. Н. О возможности изучения изменения силы тяжести с геологическим временем. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 4, с. 874—877.

279. С м и р н о в Н. В. Предельные законы распределения для членов вариационного ряда. — «Труды Мат. ин-та им. В. А. Стеклова», 1949, т. 25, 59 с.

280. С м и р н о в Н. В., Д у н и н - Б а р к о в с к и й И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. Изд. 2-е. М., «Наука», 1965. 511 с.

281. С о к о л о в Б. А., Ч и с т я к о в А. А. Тектурные особенности отложений, связанные с действием отливов. — «Литология и полез. ископ.», 1967, № 6, с. 96—98.

282. С о к о л о в Б. С. Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы. — «Геология и геофизика», 1974, № 1, с. 3—10.

283. С о л о в ъ е в А. Д. Одно комбинаторное тождество и его применение к задаче о первом наступлении редкого события. — «Теория вероятностей и ее применение», 1966, т. 11, № 2, с. 313—320.

284. С о л о в ъ е в С. Л., Г о Ч. Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М., «Наука», 1974. 310 с.

285. С о с л а н д С. А. Некоторые закономерности процесса уплотнения глин в связи с проблемой палеотектонического анализа. — «Науч. тр. аспирантов Пермского политехн. ин-та», 1970, № 100, с. 103—109.

286. С т а р и к И. Е., К у з н е ц о в Ю. В. Геохронология океана. — В кн.: Абсолютный возраст геол. формаций. М., «Наука», 1964, с. 397—410.

287. С т р а х о в Н. М. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л. Б. Рухина. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 3, с. 150—158.

288. С т р а х о в Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 5, с. 3—21, № 8, с. 29—60.

289. С т р а х о в Н. М. О теоретической литологии и ее проблемах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 11, с. 15—31.

290. С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. 1. 212 с.

291. С т р а х о в Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

292. С т р а х о в Н. М. Эволюция представлений о литогенезе в русской геологии (от 70-го года XIX в. до 70-го года XX в.). — «Литология и полез. ископ.», 1970, № 2, с. 35—63.

293. Сулиди - Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Цикличность и тектонические элементы земной коры. — «Природа», 1964, № 1, с. 102—106.
294. Тамразян Г. П. Цикличность — отражение развития Земли. — «Природа», 1964, № 1, с. 107—110.
295. Тараканов А. С. Опыт математического анализа кинематики образования угленосных ритмов. — В кн.: Цикличность осадкоотложения и закономерности размещения горючих полезн. ископ. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 60—61.
296. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., Госгеолтехиздат, 1958. 572 с.
297. Теодорович Г. И., Чернов А. А. О минералогическо-петрографических и физических изменениях пород продуктивной толщи с глубиной в пределах Апшеронской нефтегазоносной области. — «Сов. геология», 1965, № 9, с. 108—117.
298. Теодорович Г. И., Чернов А. А. О характере изменений с глубиной отложений продуктивной толщи Апшеронской нефтегазоносной области. — «Сов. геология», 1968, № 4, с. 83—93.
299. Теодорович Г. И., Чернов А. А., Котельников Д. Д. О степени постседиментационного изменения глинистого материала в отложениях нижнего отдела продуктивной толщи Азербайджана. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 2, с. 451—454.
300. Тетяев М. М. Структура земной коры и условия ее развития. — В кн.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 18—60.
301. Тетяев М. М. Движения земной коры (лекции 1955 г.). Л., ЛГИ, 1965. 95 с.
302. Трусов Ю. П. Диалектическая концепция развития и принцип закономерности как методологические основы актуализма. — В кн.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1971, с. 214—246.
303. Федорова Г. Г. О структуре глинистых суспензий и ее значении для объяснения некоторых сторон процесса осадкообразования. — «Литология и полез. ископ.», 1966, № 1, с. 19—32.
304. Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения. Изд. 2-е, стереотип. М., «Мир», 1967, т. 1. 498 с. Т. 2. 752 с.
305. Фигуровский Н. А. Седиментометрический анализ. М., Изд-во АН СССР, 1948. 332 с.
306. Филиппов А. Ф. О распределении размеров частиц при дроблении. — «Теория вероятностей и ее применение», 1961, т. 6, № 3, с. 299—318.
307. Франк - Каменецкий Д. А. Законы физики и геологические циклы. — «Природа», 1964, № 1, с. 110—111.
308. Фролов В. Т. К вопросу о понятиях «фа́ция» и «фа́циальный анализ». — «Вестн. МГУ. Геология», 1966, № 3, с. 8—19.
309. Фролов В. Т. К вопросу о происхождении ритмичности осадочных толщ. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1966, т. 41, № 4, с. 157—158.
310. Фролов Ю. С. Метод ближайшего соседства и возможности его использования в географии. — «Вестн. ЛГУ», 1974, № 24, вып. 4, с. 82—96.
311. Хабаров А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. — В кн.: Литол. сб. ВНИГРИ, № 1, Л.—М., 1948, с. 66—85.
312. Хани В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтьиздат, 1954. 692 с.
313. Хани В. Е. О крупных и крупнейших циклах в истории Земли. — «Науч. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки», 1958, № 1, с. 25—33.
314. Хани В. Е. Методы определения глубин древних бассейнов. — В кн.: Методы палеогеогр. исследований, № 1. М., «Недра», 1964, с. 74—83.
315. Хани В. Е. Региональная геотектоника. Т. 1. М., «Недра», 1971. 547 с.
316. Хани В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., «Недра», 1973. 511 с.
317. Хайцер Л. Л. К вопросу о вычислении первичной мощности

осадочных толщ. — «Литология и полез. ископ.», 1971, № 2, с. 94—101.

318. Х а й ц е р Л. Л., Р я з а н о в И. В. О способе вычисления первичной мощности осадочных толщ. — «Литология и полез. ископ.», 1973, № 5, с. 154—159.

319. Х а н о в и ч И. Г., А й п е м е р А. И. Приложение модели слое-накопления А. Н. Колмогорова к исследованию статистических характеристик геологических разрезов. — «Геология и геофизика», 1968, № 7, с. 44—54.

320. Х а р б у х Д. Ж., Б о н э м - К а р т е р Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. М., «Мир», 1974. 318 с.

321. Х а р к е в и ч А. А. Спектры и анализ. Изд. 4-е. Физматгиз, 1962. 236 с.

322. Х а р м а н Г. Современный факторный анализ. М., «Статистика», 1972. 488 с.

323. Х в о р о в а И. В. О происхождении флиша. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1958, т. 33, № 5, с. 3—17.

324. Х е й с к а н е н К. И. Динамическая система осадконакопления ятулия Центральной Карелии. Л., «Наука», 1975. 104 с.

325. Х о р п Р. А. Морская химия. М., «Мир», 1972. 398 с.

326. Х р и с т и а н о в а Л. А., Р о м а н к е в и ч Е. А. Скорости накопления глубоководных осадков. — «Бюл. комиссии по изучению четвертич. периода», 1968, № 35, с. 20—30.

327. Ч и с т я к о в В. Г. О природе дефицитов некоторых фракций терригенных пород. — «Вестн. ЛГУ», 1970, № 24, с. 136—141.

328. Ш а н ц е р Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1966, вып. 161. 239 с.

329. Ш а н ц е р Е. В. К методологии историко-геологического исследования. — «Геотектоника», 1970, № 2, с. 7—19.

330. Ш а р д а н о в А. Н., К у з ь м е н к о Ю. Д. Некоторые вопросы уплотнения глин и отжатия седиментационных вод в мезо-кайнозойском разрезе Западного Предкавказья. — «Труды Краснодар. филиала нефтегаз. науч.-исслед. ин-та», 1966, вып. 17, с. 346—359.

331. Ш а т с к и й Н. С. Современная геология и некоторые особенности ее развития. — «Избр. труды», т. 4. М., «Наука», 1965, с. 43—51.

332. Ш в а н о в В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., «Недра», 1969. 248 с.

333. Ш е л а р д Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969. 461 с.

334. Ш е р ш у к о в В. В. Графический метод обработки материалов при тектоническом анализе мощностей. — «Геология и разведка», 1971, № 4, с. 19—22.

335. Ш и ш о в Н. Д. Метод построения кривой распределения интенсивности вдольберегового перемещения песчаных наносов. — «Океанология», 1961, т. 1, № 5, с. 915—919.

336. Ш н е е р И. А. Осаждение наносов и грунтов. — «Науч. тр. Ташкент. ун-та», 1964, вып. 237, с. 5—122.

337. Ш н и т н и к о в А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957. 337 с.

338. Ш о л п о В. Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. — «Геотектоника», 1969, № 2, с. 38—51.

339. Ш р о к Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950. 564 с.

340. Ш т е й н м а н Б. С. Некоторые статистические закономерности движения донных наносов. — «Метеорология и гидрология», 1966, № 11, с. 38—41.

341. Ш у л е й к и н В. В. Физика моря. Изд. 3-е, перераб. М., Изд-во АН СССР, 1953. 990 с.

342. Ш у л е й к и н В. В. Теория морских волн. — «Труды морск. гидрофиз. ин-та», 1956, т. 19. 143 с.

343. Ш у л е й к и н В. В. Физика моря. Изд. 4-е, перераб. и доп., М., «Наука», 1968. 1084 с.

344. Шуляк Б. А. Периодические донные структуры волнового потока. — «Океанология», 1961, т. 1, № 5, с. 871—885.
345. Шуляк Б. А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. М., «Наука», 1974. 400 с.
346. Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — «Бюл. Моск. общ-ва испытателей природы. Отд-ние геол.», 1973, т. 48, № 2, с. 9—44.
347. Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. — В кн.: Методы изучения тектон. структур. М., Изд-во АН СССР, 1960, вып. 1, с. 115—333.
348. Abhijt B. Monsoonal origin of graded rhythmites. — Quart. J. Geol. Mining Met. Soc. India, 1971, vol. 43, № 3, p. 171—172.
349. Allen G. P., Castaing P., Klingebiel A. Distinction of elementary sand populations in the Gironde estuary (France) by R-mode factor analysis of grain-size data. — Sedimentology, 1972, vol. 19, № 1—2, p. 21—35.
350. Allen J. R. L. Depth indicators of clastic sequences. — Marine Geology, 1967, vol. 5, № 5—6, p. 429—446.
351. Allen J. R. L. Some recent advances in the physics of sedimentation. — Proc. Geol. Assoc., 1969, vol. 80, № 1, p. 1—42.
352. Allen J. R. L. A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. — Sedimentology, 1970, vol. 14, № 1—2, p. 5—26.
353. Allen J. R. L. Physical processes of sedimentation. N. Y., Amer. Elsevier, 1970. 248 p.
354. Allen P. Sedimentological models. — J. Sediment. Petrol., 1964, vol. 34, № 2, p. 289—293.
355. Anderson R. Y. Varve calibration of stratification. — Bull. State Geol. Surv. Kans., 1964, № 169/1, p. 1—20.
356. Anderson R. Y., Koopmans L. H. Harmonic analysis of varve time series. — J. Geoph. res., 1963, vol. 68, № 3, p. 887—893.
357. Atmospherically transported volcanic dust in South Pacific deep sea sedimentary cores at distances over 3000 km from the eruptive source. — Earth Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, № 1, p. 11—124. (Auth.: T. C. Huang, N. D. Watkins, D. M. Shaw, T. P. Kennett).
358. Baird D. M. Ripple marks. — J. Sediment. Petrol., 1962, vol. 32, № 2, p. 332—334.
359. Bajpai I. P. Cyclic sedimentation in the Middle Siwaliks. — J. Geol. Soc. India, 1971, vol. 12, № 3, p. 307—308.
360. Baker R. A. Kurtosis and peakedness. — J. Sediment. Petrol., 1968, vol. 38, № 2, p. 679—681.
361. Baker R. A. Oscillation ripplemarks and orbital diameter. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, № 5, p. 1589—1590.
362. Baldwin B. Ways of deciphering compacted sediments. — J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, № 1, p. 293—301.
363. Barton D. E., David F. N. A persistence problem in renewal theory: Robert the Bruce's spider. — Biometrika, 1966, vol. 53, № 1—2, p. 255—258.
364. Bellesort B. Bed-load transport formulae. — Tracer Techn. Sediment Transp., Vienna, 1973, p. 41—47.
365. Bennet J. G. Broken coal. — J. Inst. Fuel., 1936, vol. 10, p. 22—39.
366. Blissenbach E. Relation on surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans. — J. Sediment. Petrol., 1952, vol. 22, № 1, p. 25—28.
367. Blyth C. R., Graf D. L., Stemmler R. S. Mixed-layer models with second-layer dependence. — J. Geol., 1967, vol. 75, № 6, p. 743—746.
368. Bonham-Carter G. Optimization criteria for mathematical models used in sedimentology. — Math. Models. Sediment. Processes, N. Y. — L., 1972, p. 1—25.

369. B o r n h o l d B. D., P i l k e y O. H. Bioclastic turbidite sedimentation in Columbus basin, Bahamas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, № 5, p. 1341—1354.
370. B o r r a d a i l e G. Curves for the determination of compaction using deformed cross-bedding. — J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 4, p. 1160.
371. B o u m a A. H. Sedimentology of some flysch deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Amsterdam, Elsevier, 1962. 168 p.
372. B â z i n a J. Kapteyn's transformation of grain size distribution. — J. Sediment. Petrology, 1963, vol. 38, № 4, p. 931—937.
373. B r i g g s L. I., P o l l a c k H. N. Digital model of evaporite sedimentation. — Science, 1967, vol. 155, № 3761, p. 453—456.
374. B r o u w e r A. Past and present in sedimentology. — Sedimentology, 1962, vol. 1, № 1, p. 2—6.
375. B r o w n Ph. R. Compaction of fine-grained terrigenous and carbonate sediment. A review. — Bull. Can. Petrol. Geol., 1969, vol. 17, № 4, p. 486—495.
376. B r u s h G. S., B r u s h L. M. Jr. Transport of pollen in a sediment-laden Channel: a laboratory study. — Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, № 4, p. 359—381.
377. B u l l W. B. Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. — J. Sediment. Petrol., 1962, vol. 32, № 2, p. 211—216.
378. B u l l e r A. T., M c M a n u s J. Simple metric sedimentary statistics used to recognise different environments. — Sedimentology, 1972, vol. 18, № 1—2, p. 1—21.
379. C a c c h i o n e D. A., S o u t h a r d J. B. Incipient sediment movement by shoaling internal gravity waves. — J. geophys. Res., 1974, vol. 79, № 15, p. 2237—2242.
380. C h a p p e l l J. Recognizing fossil strand lines from grain-size analysis. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, № 1, p. 157—165.
381. C h r o b o k S., K a u t z s c h E., M e i e r R. Fazies und Miliengrundprobleme ihrer individualisierung und Typisierung. — Intern. Geol. Congr. Rept 23-rd Sess. Czechosl., 1968. Proc. Sec. 8, Prague, 1968, p. 137—146.
382. C o n y b e a r e C. E. B. Influence of compaction on stratigraphic analysis. — Bull. Canad. Petrol. Geol., 1967, vol. 15, № 3, p. 331—345.
383. C r i c k m o r e M. J. Measurement of sand transport in rivers with special reference to tracer methods. — «Sedimentology», 1967, vol. 8, № 3, p. 175—228.
384. D a c e y M. F., K r u m b e i n W. C. Markovian models in stratigraphic analysis. — J. Intern. Assoc. Math. Geol., 1970, vol. 2, № 2, p. 175—191.
385. D o e g l a s D. J. Grain-size indices, classification and environment. — Sedimentology, 1968, vol. 10, № 2, p. 83—100.
386. D o t t R. H. Jr. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, vol. 47, № 1, p. 104—128.
387. D o v e t o n J. H., S k i p p e r K. Markov chain and substitutability analysis of a turbidite succession. Cloridorme Formation (Middle Ordovician), Gaspe, Quebec. — Canad. J. Earth Sci., 1974, vol. 11, № 3, p. 472—488.
388. D u b e y S. D. Asymptotic efficiencies of the moment estimators for the parameters of the Weibull laws. — Natal Res. Logist. Quart., 1966, vol. 13, № 3, p. 265—288.
389. D u b e y S. D. Comparative performance of several estimators of Weibull parameters. — 12th Annual Techn. Conf. Trans. Amer. Soc. Qual. Control, N. Y., 1966. Milwaukee. Wisc., 1966, p. 723—735.
390. D u b e y S. D. On some statistical inferences for Weibull laws. — Naval Res. Logist. Quart., 1966, vol. 13, № 3, p. 227—251.
391. D u b e y S. D. Some test functions for the parameters of the Weibull distributions. — Natal Res. Logist. Quart., 1966, vol. 13, № 2, p. 113—128.

392. D u b e y S. D. Some percentile estimators for Weibull parameters. — *Technometrics*, 1967, vol. 9, № 1, p. 119—129.
393. D u m i t r i u M., D u m i t r i u C. Use of autocorrelation function and power spectrum in the study of some geosynclinal deposits from the East Carpathians (Romania). — *J. Intern. Assoc. Math. Geol.*, 1970, vol. 2, № 2, p. 193—201.
394. D u m e n c e a u x R., A n t l e C. E. Discrimination between the lognormal and the Weibull distributions. — *Technometrics*, 1973, vol. 15, № 4, p. 923—926.
395. D u r b i n J. Tests of serial independence based on the cumulated periodogram. — *Bull. Intern. Statist. Inst.*, 1969, vol. 42, № 2, p. 1039—1048.
396. D z u l y n s k i S., K s i a z k i e w i c z M., K u e n e n Ph. H. Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1959, vol. 70, № 8, p. 1089—1118.
397. E n o s P. Anatomy of a flysch. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, vol. 39, № 2, p. 680—723.
398. E v a n s O. F. The classification of wave-formed ripple marks. — *J. Sediment. Petrol.*, 1941, vol. 11, p. 37—41.
399. E x t e n s i o n of the empirical Alyavdin equation for representing batch grinding data. — *Intern. J. Miner. Process.*, 1974, vol. 1, № 2, p. 107—123. Aut.: L. G. Austin, S. L. Shojik, V. K. Bhatia, F. F. Aplan.
400. F i s h e r P. V. Textural comparison of Johu Day volcanic siltstone with loess and volcanic ash. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 3, p. 706—718.
401. F l e m i n g G. The Stanford sediment model 1: translation. — *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.*, 1968, vol. 13, № 2, p. 108—125.
402. F o l k R. L., W a r d W. C. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. — *J. Sediment. Petrol.*, 1957, vol. 27, № 1, p. 3—26.
403. F o x W. T., L a d d J. W., M a r t i n M. R. A profile of the four moment measeres perpendicular to a shore line, south haven, Michigan. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 4, p. 1126—1130.
404. F r i e d m a n G. M. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. — *J. Sediment. Petrol.*, 1961, vol. 31, № 4, p. 514—529.
405. F r i e d m a n G. M. On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. — *J. Geol.*, 1962, vol. 70, № 6, p. 737—753.
406. F r i e d m a n G. M. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — *J. Sediment. Petrol.*, 1967, vol. 37, № 2, p. 327—354.
407. F r i e d r i c h H. Ein Nomogramm zur Bestimmung der Werte der Weibull-Verteilung. — *Technik*, 1969, Bd. 24, № 12, S. 808—809.
408. F r u t h L. S., O r m e G. R., D o n a t h F. A. Experimental compaction effects in carbonate sediments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 3, p. 747—754.
409. G i b b s R. J., M a t t h e w s M. D., L i n k D. A. The relationship between sphere size and settling velocity. — *J. Sediment. Petrol.*, 1971, vol. 41, № 1, p. 7—18.
410. G i l l u l y J. Distribution of mountain building in geologic time. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1949, vol. 60, № 4, p. 561—590.
411. G o l d b e r g E. D., K o i d e M. Rates of sediment accumulation in the Indian Ocean. — In: *Earth Sci. Meteoritics. Amst.*, 1963, p. 90—102.
412. G r e e n w o o d B. Sediment parameters and environment discrimination: an application of multivariate statistics. — *Canad. j. Earth sci.*, 1969, vol. 6, № 6, p. 1347—1358.
413. G r e s s l y A. Observations geologiques Sur Le Jura Soleurois. — *N. Denkschr. Alg. Schweiz. Ges. Naturf.*, Bd2, 1838. Bd14, 1840. Bd5, 1841. 349 p.
414. H a a n C. T., B e e r C. E. Determination of maximum likelihood

estimators for the three parameter Weibull distribution. — Iowa State J. Sci., 1967, vol. 42, № 1, p. 37—42.

415. H a i l s J. R. Significance of statistical parameters for distinguishing sedimentary environments in New South Wales, Australia. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, № 4, p. 1059—1069.

416. H a i l s J. R., H o y t J. H. The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the lower Georgia coastal plain. — J. Sediment. Petrol., 1969, vol. 39, № 2, p. 559—580.

417. H a i l s J. R., S e w a r d - T h o m p s o n B., C u m m i n g s L. An appraisal of the significance of sieve intervals in grain-size analysis for environmental interpretation. — J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 3, p. 889—893.

418. H a l l a m A. The depth significance of shales with bituminous laminae. — Marine Geology, 1967, vol. 5, № 5/6, p. 481—493.

419. H a l t i n e r G. J., M a r t i n F. L. Dynamical and physical meteorology. N. Y., McGraw-Hill Book Co., 1957. 470 p.

420. H a n d B. M. Supercritical flow in density currents. — J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 3, p. 637—648.

421. H a r b a u g h J. W. Mathematical simulation of marine sedimentation with IBM 7090/7094 computers. Lawrence, State Geol. Surv. Univ. Kans., 1966. 52 p.

422. H a r b a u g h J. W., M e r r i a m D. F. Computer applications in stratigraphic analysis. L., John Wiley and Sons, 1968. 282 p.

423. H a r b a u g h J. W., W a h l s t e d t W. Y. Fortran IV program for mathematical simulation of marine sedimentation with IBM 7040 or 7094 computers. — Comput. Contrib. State Geol. Surv., 1967, № 9. 40 p.

424. H a r m s J. C. Hydraulic significance of some sand ripples. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, № 3, p. 363—395.

425. H a r t e r H. L., M o o r e A. H. Asymptotic variances and covariances of maximum-likelihood estimators, from censored samples, of the parameters of Weibull and gamma populations. — Ann. Math. Statist., 1967, vol. 38, № 2, p. 557—570.

426. H a t t o r i I. Mathematical analysis to discriminate two types of sandstone-shale alternations. — Sedimentology, 1973, vol. 20, № 3, p. 331—345.

427. H e i s k a n e n K. I. Diffusion model of sedimentation from turbulent flow. — In: Math. Models Sediment. Processes. N. Y. — Ld., 1972, p. 125—137.

428. H e l i n g D. Micro-fabrics of shales and their rearrangement by compaction. — Sedimentology, 1970, vol. 15, № 3—4, p. 247—260.

429. H e u t s R. M. J. A new test statistic for searching hidden periodicities in time series and the derivation and numerical calculation of its power function. — Statist. H., 1973, vol. 14, № 1, p. 13—38.

430. H s u K. J. Flute- and groove-casts in the prealpine flysch, Switzerland. — Amer. J. Sci., 1959, vol. 257, p. 529—536.

431. H u b e r t J. F. Textular evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents. — J. Geol., 1964, vol. 72, p. 757—785.

432. I n g l e J. C. Jr. The movement of beach sand. An analysis using fluorescent grains. Developm. Sediment., vol. 5, Amst.—Ld. — N. Y., 1966. 221 p.

433. I n m a n D. L. Measures for describing the size distribution of sediments. — J. Sediment. Petrol., 1952, vol. 22, № 2, p. 125—145.

434. J a c k s o n T. A. Power-spectrum analysis of two «varved» argillites in the Huronian Cobalt series (Precambrian) of Canada. — J. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, № 4, p. 877—885.

435. J a c o d J., J o a t h o n P. Use of random-genetic models in the study of sedimentary processes. — J. Int. Assoc. Math. Geol., 1971, vol. 3, № 3, p. 265—279.

436. J a k u s z e n k o w H. Nowe estymatory parametrow pewnych rozkladow prawdopodobienstwa. — Prz. Statyst., 1970, vol. 17, № 3—4, p. 303—310.

437. J o h a n n s s o n C. E. Orientation of pebbles in running water a laboratory study. — *Georg. Ann.*, 1963, vol. 45, № 2—3, p. 85—112.

438. J o h n s o n M. M. A test for periodic effects in time series data. — *Int. J. Syst. Sci.*, 1972, vol. 3, № 1, p. 85—92.

439. J o n e s T. A. Comparison of the descriptors of sediment grain-size distributions. — *J. Sediment. Petrol.*, 1970, vol. 40, № 4, p. 1204—1215.

440. J o p l i n g A. V. Effect of base-level changes on bedding development in a laboratory flume. — *Geol. Surv. Profess. Paper*, 1963, № 475-B, p. 203—204.

441. J o p l i n g A. V. Hydraulic studies on the origin of bedding. — *Sedimentology*, 1963, vol. 2, № 2, p. 115—121.

442. J o p l i n g A. V. Interpreting the concept of the sedimentation unit. — *J. Sediment. Petrol.*, 1964, vol. 34, № 1, p. 165—173.

443. J o p l i n g A. V. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. — *J. Sediment. Petrol.*, 1965, vol. 35, № 4, p. 777—791.

444. J o p l i n g A. V. Some applications of theory and experiment to the study of bedding genesis. — *Sedimentology*, 1966, vol. 7, № 2, p. 71—102.

445. J o p l i n g A. V. Some deductions on the temporal significance of laminae deposited by current action in clastic rocks. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 4, p. 880—887.

446. J o p l i n g A. V. Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 1, p. 5—49.

447. J o p l i n g A. V. Origin of laminae deposited by the movement of ripples along a stream bed: a laboratory study. — *J. Geol.*, 1967, vol. 75, № 3, p. 287—305.

448. J o p l i n g A. V., R i c h a r d s o n E. V. Backset bedding developed in shooting flow in laboratory experiments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 3, p. 821—825.

449. K a c h e l N. B., S t e r n b e r g R. W. Transport of bedload as ripples during an ebb current. — *Marine Geology*, 1971, vol. 10, № 4, p. 229—244.

450. K h a l i d M. Lognormal size distribution of particulate matter. — *J. Sediment. Petrol.*, 1973, vol. 43, № 4, p. 1161—1166.

451. K i n g m a J. T. The Tonga poratuan sedimentation in Central Hawke's Bay: New Zeland. — *J. Geol. Geophys.*, 1958, vol. 1, p. 1—30.

452. K i t t l e m a n L. R. Jr. Application of Rosin's distribution in size-frequency analysis of clastic rocks. — *J. Sediment. Petrol.*, 1964, vol. 34, № 3, p. 483—502.

453. K l e i n G. de V r. Diverse origins of graded bedding. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, 1965, № 82, p. 109.

454. K l o v a n J. E. The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distribution. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 1, p. 115—125.

455. K o l d i j k W. S. On environment-sensitive grain-size parameters. — *Sedimentology*, 1968, vol. 10, № 1, p. 57—69.

456. K o m a r P. D. Oscillatory ripple marks and the evaluation of ancient wave conditions and environments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1974, vol. 44, № 1, p. 169—180.

457. K o m a r P. D., M i l l e r M. C. The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. — *J. Sediment. Petrol.*, 1973, vol. 43, № 4, p. 1101—1110.

458. K r u m b e i n W. C. Size frequency distribution of sediments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1934, vol. 4, p. 65—77.

459. K r u m b e i n W. C. The cyclothem as a response to sedimentary

environment and tectonism. — Bull. State Geol. Surv. univ. Kans., 1964, № 169/1, p. 239—247.

460. K r u m b e i n W. C. Computer simulation of transgressive and regressive deposits with a discrete-state, continuous-time Markov model. — Comput. Contrib. State Geol. Surv. univ. Kans., 1968, № 22, p. 11—18.

461. K r u m b e i n W. C. Fortran IV computer program for simulation of transgression and regression with continuous-time Markov models. — Comput. Contrib. State Geol. Surv. Univ. Kans., 1968, № 26, 38 p.

462. K r u m b e i n W. C. Statistical models in sedimentology. — Sedimentology, 1968, vol. 10, № 1, p. 7—23.

463. K u e n e n Ph. H. Experiments in connection with Daly's hypothesis of the formation of submarine canyons. — Leidsche Geol. Meded., 1937, deel 8, afl. 2, p. 17—36.

464. K u e n e n Ph. H. Estimated size of the Grand Banks turbidity currents. — Amer. J. Sci., 1952, vol. 250, p. 874—884.

465. K u e n e n Ph. H. Graded bedding with observations on lower Paleozoic rocks of Britain. — Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch. Verh., Afd. Naturk., 1953, vol. 20, № 3, 47 p.

466. K u e n e n Ph. H. The difference between sliding and turbidity flow. — Deep-sea research, 1956, vol. 3, № 2, p. 230—243.

467. K u e n e n Ph. H. Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — Eclog. geol. helvetiae., 1958, vol. 41, № 3, p. 1009—1021.

468. K u e n e n Ph. H. Experimental abrasion. 3. Fluvial action on sand. — Amer. J. Sci., 1959, vol. 257, p. 172—190.

469. K u e n e n Ph. H. Deep-sea sands and ancient turbidites. — Developm. Sediment., Turbidites., vol. 3, Amst.—Ld. — N. Y., 1964, p. 3—33.

470. K u e n e n Ph. H. Experimental turbidite lamination in a circular flume. — J. Geol., 1966, vol. 74, № 5, pt 1, p. 523—545.

471. K u e n e n Ph. H. Emplacement of flysch type sand beds. — Sedimentology, 1967, vol. 9, № 3, p. 203—243.

472. L a n d i m P. M. B., F r a k e s L. A. Distinction between tills and other diamictites based on textural characteristics. — J. Sediment. Petrol., 1968, vol. 38, № 4, p. 1213—1223.

473. L o m b a r d A. Laminites: a structure of flushtype sediments. — J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, p. 14—22.

474. L u m s d e n D. N. Markov chain analysis of carbonate rocks: applications, limitations, and implications as exemplified by the Pennsylvanian System in southern Nevada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, № 2, p. 447—461.

475. M a b e s o o n e J.-M. La sedimentologie, branche de la geologie. — Rev. gen. sci. pures appl., 1966, vol. 73, № 5—6, p. 139—146.

476. M a n g i n J.-Ph. Le flysch, sediment climatique? — C. Soc. géol. France, 1962, № 2, p. 34—36.

477. M a n g i n J.-Ph. Turbidites, laminites, varves et sequence-unite. — C. r. Soc. géol. Fr., 1963, № 4, p. 112—113.

478. M a n g i n J.-Ph. La sequence-unite et les series sedimentaires. — Deltaic and shallow marine deposits. Amst.—Ld.—N. Y., 1964, p. 269—274.

479. M a n g i n J.-Ph. Les methodes sedimentologiques. — Mem. Bur. rech. geol. minieres, 1969, № 69, p. 349—352.

480. M a r s a l D., P h i l i p p W. Compaction of sediments. — Bull. Geol. Inst. univ. Uppsala, 1970, vol. 2, № 1—9, p. 59—66.

481. M a s o n C. C., F o i k R. L. Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis. — J. Sediment. Petrol., 1958, vol. 28, № 2, p. 211—226.

482. M a t h e m a t i c a l models of sedimentary processes. Proc. Intern. Symp. 8th Intern. sediment. congr., Heidelberg, 31 Aug. 1971. N. Y.—Ld., Plenum Press, 1972. 271 p.

483. M c C a m m o n R. B. Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. — J. Geol., 1962, vol. 70, № 4, p. 453—465.

484. M c C o o l J. I. Unbiased maximum-likelihood estimation of a Weibull percentile when the shape parameter is known. — IEEE trans. reliabil. 1969, vol. 18, № 2, p. 78—79.
485. M c D o n a l d B. C. The geological survey of Canada Sedimentation flume. — Pap. Geol. Surv. Can., 1971 (1972), № 46, V. 12 p.
486. M c K e e E. D., G o l d b e r g M. Experiments on formation on contorted structures in mud. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, № 2, p. 231—243.
487. M e a d e R. H. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands — review. — J. Sediment. Petrol., 1966, vol. 36, № 4, p. 1085—1101.
488. M e a d e R. H. Compaction of sediments underlying areas of land subsidence in central California. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1968. № 497-D. 39 p.
489. M i d d l e m i s s F. A. Vermiform burrows and rate of sedimentation in the Lower Greensand. — Geol. Mag., 1962, vol. 99, № 1, p. 33—40.
490. M i d d l e t o n G. V. Discussion on the paper: On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones by G. M. Friedman. — J. Geol., 1962, vol. 70, № 6, p. 754—756.
491. M i d d l e t o n G. V. Antidune cross-bedding in a large flume. — J. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, № 4, p. 922—927.
492. M i d d l e t o n G. V. Sedimentology. — Pap. Geol. Surv. Can., 1970, № 69—56, p. 10—14.
493. M i z u t a n i S., H a t t o r i I. Stochastic analysis of bed-thickness distribution of sediments. — J. Int. Assoc. Math. Geol., 1972, vol. 4, № 2, p. 123—146.
494. M o i o l a R. J., W e i s e r D. Textural parameters: an evaluation. — J. Sediment. Petrol., 1968, vol. 38, № 1, p. 45—53.
495. M u r r a y S. P. Control of grain dispersion by particle size and wave state. — J. Geol., 1967, vol. 75, № 5, p. 612—634.
496. N o r d i n C. E., R i c h a r d s o n E. V. Stochastic models in sediment transport studies. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, vol. 47, № 3, p. 471.
497. O e r t e l G., W a l t o n E. K. Lessons from a feasibility study for computer models of coal-bearing deltas. — Sedimentology, 1967, vol. 9, № 2, p. 157—168.
498. O m a r a S., B i s h a r a W. W., N a s r M. Grain-size parameters and paleoenvironments of the Nubia Sandstone. — J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 1, p. 136—144.
499. O p d y k e J. B. The development of short-lived tracer sands for coastal studies. — Coastal Res. Notes, 1967, vol. 2, № 2, p. 83—90.
500. O s m o n d J. K., C o c h r a n J. K. Sediment accumulation rates in the Tasman Sea. — Antarct. J. U. S., 1973, vol. 8, № 5, p. 291—293.
501. O t t o G. H. The sedimentation unit and its use in field sampling. — J. Geol., 1938, vol. 46, p. 569—582.
502. O u i l l i a n o f f N. Ripple marks croisees (rhombodes) et le probleme general de fossilisation des rides. — C. r. Acad. Sci., 1962, vol. 254, № 1, p. 148—150.
503. P a l a e o m a g n e t i s m of a core from Lake Biwa. — J. Geomagn. Geoelektr., 1973, vol. 25, № 4, p. 447—474. Aut.: K. Yasukawa, I. Nakajima, N. Kawai a. at.
504. P a l e o m a g n e t i c stratigraphy, rates of deposition and tep chronology in North Pacific deep-sea sediments. — Earth and Planet. Sci. Letters., 1966, vol. 1, № 6, p. 476—492. Aut.: D. Ninkovich, N. Opdyke, B. C. Heezen, J. H. Foster.
505. P a r s l e y A. J. Application of autocorrelation criteria to the analysis of mapped geologic data from the coal measures of Central England. — J. Intern. Assoc. Math. Geol., 1971, vol. 3, № 3, p. 281—295.
506. P a s s e g a R. Texture as characteristic of clastic deposition. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, vol. 41, № 9, p. 1952—1984.

507. P a s s e g a R., B y r a m j e e R. Grain-size image of clastic deposits. — *Sedimentology*, 1969, vol. 13, № 3—4, p. 233—252.
508. P e a r n W. C. Finding the ideal cyclothem. — *Bull. State Geol. Surv. Kans.*, 1964, № 169/2, p. 399—413.
509. P e l t o Ch. Mapping of multicomponent systems. — *J. Geol.*, 1954, vol. 62, № 5, p. 501—511.
510. P e r r o d o n A. Cycle sedimentaire et deformations des bassins. — *C. r. Acad. Sci.*, 1962, vol. 254, № 14, p. 2614—2616.
511. P a t r u s z e w y c z M. Loi de Pareto on loi log-normale: un choix difficile. — *Math. Sci. hum.*, 1972, vol. 10, № 39, p. 37—52.
512. P e t t i j o h n F. J. *Sedimentary rocks*. N. Y., Harper, 1957. 718 p.
513. P l a p p J. E., M i t c h e l l J. P. A hydrodynamic theory of turbidity currents. — *J. Geophys. Res.*, 1960, vol. 65, № 3, p. 983—992.
514. P o t t e r P. E. *Sedimentology: past, present and future*. — *Naturwissenschaften*, 1974, vol. 61, № 11, p. 461—467.
515. P o t t e r P. E., S c h e i d e g g e r A. E. Bed thickness and grain size: graded beds. — *Sedimentology*, 1966, vol. 7, № 3, p. 233—240.
516. R o b e r t s O. F. T. The theoretical scattering of smoke in a turbulent atmosphere. — *Royal Soc. (Ld.), Proc. Ser. A*, 1923, vol. 104, p. 640—654.
517. R o g e r s J. J. W. Reproducibility and significance of measurements of sedimentary size distributions. — *J. Sediment. Petrol.*, 1965, vol. 35, № 3, p. 722—732.
518. R o g e r s J. J. W., S c h u b e r t C. Size distributions of sedimentary populations. — *Science*, 1963, vol. 141, № 3583, p. 801—802.
519. R o m a n o v s k y S. I. Present and future in the research on stratification. — *Intern. Geol. Rev.*, 1972, vol. 14, № 9, p. 911—916.
520. R o s i n P., R a m m l e r E. Laws governing the fineness of powdered coal. — *J. Inst. Fuel.*, 1933, vol. 7, p. 29—36.
521. R o s s D. A. Sediments of the northern Middle Amerika Trench. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, № 2, p. 303—321.
522. R o y s e Ch. F. Jr. Recognition of fluvial environments by particle-size characteristics. — *J. Sediment. Petrol.*, 1968, vol. 38, № 4, p. 1171—1178.
523. R u s h a k G. A. Rates of sediment accumulation in modern estuaries. — *Estuaries*, Washington, 1967, p. 180—184.
524. S a h u B. K. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1964, vol. 34, № 1, p. 73—83.
525. S a h u B. K. Generation of cumulative frequencies from the corrected phi size moments of random thin-section size analysis data. — *Sedimentology*, 1967, vol. 8, № 4, p. 329—335.
526. S a u z a y G. Principles of tracer methods. — In: *Tracer Techn. Sediment, Transp.*, Vienna, 1973, p. 9—12.
527. S a y r e W. W. Transport and dispersion of fluvial sediments. Some mathematical models and their verification by tracer methods. — In: *Tracer Techn. Sediment Transp.*, Vienna, 1973, p. 49—68.
528. S c h e i d e g g e r A. E., P o t t e r P. E. Bed thickness and grain size: cross-bedding. — *Sedimentology*, 1967, vol. 8, № 1, p. 39—44.
529. S c j w a r z a c h e r W. Sedimentation in subsiding basins. — *Nature (Engl.)*, 1966, vol. 210, № 5043, p. 1349—1350.
530. S c o f f i n T. P. An underwater flume. — *J. Sediment. Petrol.*, 1968, vol. 38, № 1, p. 244—246.
531. *Sediments of the Lan Basin-rapidly accumulating volcanic deposits*. — *Deep-Sea Res.*, 1972, vol. 19, № 2, p. 139—149. Aut.: J. J. Griffin, M. Koide, A. Höhndorf, a. ath. Hawkins.
532. S e v o n W. D. First and second degree regression correlation of the size analysis statistical parameters of Trask, Inman, Folk and Ward, and Friedman. — *J. Sediment. Petrol.*, 1968, vol. 38, № 1, p. 238—240.
533. S h a r p W. E., F a n P o w - F o u n g. A sorting index. — *J. Geol.*, 1963, vol. 71, № 1, p. 76—84.

534. Shaw D. M., Watkins N. D., Huang T. C. Atmospherically transported volcanic glass in deep-sea sediments: theoretical consideration. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, № 21, p. 3087—3094.
535. Shea J. H. Proposal for a particle size grade scale based on 10. — *Geology*, 1973, vol. 1, № 1, p. 3—8.
536. Shepard F. P., Young R. Distinguishing between beach and dune sands. — *J. Sediment. Petrol.*, 1961, vol. 31, № 2, p. 196—214.
537. Siever R. Recent trends in American sedimentology. — In: 5th World Petrol. Congr. N. Y., 1959. Paris, 1960, p. 28—34.
538. Sigl W. Wozn dient die Meeresgeologie? — *Delphin*, 1970, Bd 17, № 3, S. 13—15.
539. Simons D. B., Richardson E. V., Albertson M. L. Flume studies using medium sand (0,45 mm). — *Geol. Survey Water-suppl. paper*, 1961, 1498-A. 76 p.
540. Skoček V., Ondra P. Carboniferous sediments of central Bohemia, treiz grain-size distribution, and possibilities of the sedimentary processes reconstruction. — *Cas. miner. geol.*, 1971, vol. 16, № 2, p. 99—112.
541. Sloss L. L. Stratigraphic models in exploration. — *J. sediment. Petrol.*, 1962, vol. 32, № 3, p. 415—422.
542. Smalley I. J., Vita-Finzi I. J. The formation of fine particles in sandy deserts the nature of «desert» loess. — *J. Sediment. Petrol.*, 1968, vol. 38, № 3, p. 766—774.
543. Smart P. Consolidation of sediments. — *Geol. Mag.*, 1964, vol. 101, № 6, p. 565—566.
544. Solohub J. T., Klován J. E. Evalution of grain-size parameters in lacustrine environments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1970, vol. 40, № 1, p. 81—101.
545. Sonthard J. B., Boguchwal L. A. Flume experiments on the transition from ripples to lower flat bed with increasing sand size. — *J. Sediment. Petrol.*, 1973, vol. 43, № 4, p. 1114—1121.
546. Spencer D. W. The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1963, vol. 33, № 1, p. 180—190.
547. Spurek M. Retrospection and prognosis of landslide calamities. — *Cas. miner. geol.*, 1974, vol. 19, № 2, p. 119—134.
548. Steiner W. Zyklen und Rhythmen in der Sedimentationeine terminologische Betrachtung. — *Geologie*, 1966, Bd 15, № 4—5, S. 496—502.
549. Steiner J., Grillmair E. Possible galactic causes for periodic and episodic glaciations. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, № 3, p. 1003—1018.
550. Sternberg R. W. Measurements of sediment movement and ripple migration in a shallow marine environment. — *Marine Geology*, 1967, vol. 5, № 3, p. 195—205.
551. Stratigraphic sections, bedding sequences, and random processes. — *Science*, 1966, vol. 154, № 3753, p. 1162—1164. Aut.: D. D. Carr, A. Hordvitz, S. V. Hrabar a. ath.
552. Szadeczký-Kardoss E. On the laws governing lithologic cycles and on changes in rates of deposition. — *Acta geol. Acad. Sci. hung.*, 1971, vol. 15, № 1—4, p. 265—274.
553. Tanner W. F. Modification of sediment size distributions. — *J. Sediment. Petrol.*, 1964, vol. 34, № 1, p. 156—164.
554. Tanner W. F. The surf «break» key to paleogeography? — *Sedimentology*, 1966, vol. 7, № 3, p. 203—210.
555. Tanner W. F. Ripple mark indices and their uses. — *Sedimentology*, 1967, vol. 9, № 2, p. 89—104.
556. Tanner W. F. The particle size scale. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, vol. 39, № 2, p. 809—812.
557. Tanner W. F. Numerical estimates of ancient waves, water depth and fetch. — *Sedimentology*, 1971, vol. 16, № 1—2, p. 71—88.
558. Teleki P. G. Fluorescent sand tracers. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, № 2, p. 468—485.

559. Teleki P. G. Automatic analysis of tracer sand. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, № 3, p. 749—759.
560. Terwindt J. H. J., Brausers H. N. C. Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding. — Sedimentology, 1972, vol. 19, № 1—2, p. 85—98.
561. Thiede J. Sedimentation rates of planctonic and benthic foraminifera in sediments from the Atlantic continental margin of Portugal and Morocco. — Meteor, Forschungsergebnisse, 1973, № 16, p. 1—18.
562. Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston, Gulf Pub. Co., 1932. 67 p.
563. Turekian K. K. Estimates of the average Pacific deep-sea clay accumulation rate from material balance calculations. — Progr. Oceanogr. 1967, 4, Pergamon Press, p. 227—244.
564. Unrug R. On the sedimentation of the Lgota beds (Bielsko area, Western Carpathians). — Soc. geol. Polagne Ann., 1959, vol. 29, p. 197—225.
565. Utech K. Die Konzentration Kosmischer Kügelchen in Sedimenten als Maßstab für deren Bildungsgeschwindigkeit. — Neues Jb. Geol. Paläont. Abhandl., 1963, Bd. 116, № 3, S. 325—333.
566. Visser G. S. Grain size distribution and depositional processes. — J. Sediment. Petrol., 1969, vol. 39, № 3, p. 1074—1106.
567. Walker G. P. L. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. — J. Geol., 1971, vol. 79, № 6, p. 696—714.
568. Walker R. G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, № 1, p. 25—43.
569. Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Bd 1—3. Jena, 1893—1894. 1055 S.
570. Warren G. Simplified form of the Folk-Ward skewness parameter. — J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, № 1. 259 p.
571. Weller J. M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. — J. Geol., 1930, vol. 38, p. 97—135.
572. Weller J. M. Development of the concept and interpretation of cyclic sedimentation. — Bull. State Geol. Surv. Kans., 1964, № 169/2, p. 607—621.
573. Wells A. L. Cyclic sedimentation: a review. — Geol. Mag., 1960, vol. 47, № 5, p. 389—403.
574. Wentworth C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. — J. Geol., 1922, vol. 30, p. 377—392.
575. Wolff R. G. The dearth of certain sizes of materials in sediments. — J. Sediment. Petrol., 1964, vol. 34, № 2, p. 320—327.
576. Wong How-Kin, Zarudzki E. F. K. Thickness of unconsolidated sediments in the eastern Mediterranean Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 90, № 12, p. 2611—2614.
577. Yasso W. E. Fluorescent tracer particle determination of the size velocity relation foreshore sediment transport, Sandy Hook, New Jersey. — J. Sediment. Petrol., 1965, vol. 35, № 4, p. 989—993.
578. Zeller E. J. Cycles and psychology. — Bull. State Geol. Surv. univ. Kans., 1964, № 169/2, p. 631—636.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение. Вопросы методологии	8
Прицип актуализма и моделирование процессов геологического прошлого	—
Палеогеографический и седиментологический этапы фациального анализа	20
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
Глава I. Общие положения	31
Литология и литогенез	—
Седиментология и литодинамика	36
Общая структура науки об осадочных породах	43
Глава II. Экспериментальные методы	47
Основные задачи экспериментальных исследований	—
Понятие о седиментационной единице	51
Седиментационные лотки	53
Воспроизведение слоистости в седиментационных лотках	57
Методы трассеров	62
Глава III. Аналитическое описание закономерностей седиментогенеза	
Аналитические модели	67
Примеры аналитических моделей седиментогенеза	76
ЧАСТЬ ВТОРАЯ	
ГРАНУЛОМЕТРИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ФАЦИАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ	
Глава IV. Методы аналитического описания выборочных распределений частиц по размерам и седиментологические реконструкции	86
Размерные шкалы	—
Функции распределения частиц по размерам	91
Оценки статистических характеристик эмпирических распределений	100
Численные меры сортировки	108
Интерпретация дефицита некоторых размерных фракций	116
Связь распределений размеров частиц с механизмом седиментационных процессов	126

Глава V. Вывод и исследование функций распределения гранулометрического состава некоторых генетических типов осадков	131
Распределение размеров частиц донной популяции в движущемся потоке	—
Распределение размеров частиц при фракционировании полидисперсных смесей	139
Седиментологическая интерпретация	141
Оценка параметров найденных распределений по результатам гранулометрических анализов	151
Глава VI. Оформление фракционной структуры осадка в свете теории турбулентной диффузии	155
Зависимость концентрации частиц в осадке от расстояния до источника сноса	156
Зависимость рассортировки кластического материала в прибрежной зоне моря от времени и характеристик турбулентного режима среды	165
Глава VII. Оценка фациальной значимости гранулометрического состава осадочных образований	170
Предварительные замечания	—
Генетические диаграммы с точностью до обстановок осадконакопления	172
Генетические диаграммы с точностью до режима процессов осадконакопления	180
Анализ возможностей фациальных реконструкций по данным гранулометрии	187
Глава VIII. Седиментологические реконструкции по морфологии и гранулометрическому составу рифельных структур	192
Общая оценка проблемы	—
Физика процессов образования рифелей	196
Систематика рифельных форм	207
Связь морфологии и гранулометрического состава знаков рифов с гидродинамическими характеристиками среды	210

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ЭЛЕМЕНТЫ ВЕРОЯТНОСТНОЙ ТЕОРИИ СЛОЕНАКОПЛЕНИЯ

Глава IX. Геологическая трактовка процесса и вытекающие из нее вероятностные модели	218
Гипотезы формирования слоистой структуры осадочных толщ	—
Вероятностные модели слоенакопления как методическая основа для решения прикладных геологических задач	224
Глава X. Модель слоенакопления А. Н. Колмогорова	231
Исходные предпосылки и формальная трактовка процесса	—
Вероятностные критерии стабильности слоенакопления	238
Оценка стабильности процессов флишеанакопления	244
Глава XI. Временные характеристики процесса слоенакопления	250
Определение «времени» формирования выделенной части разреза, или «время» выхода процесса на фиксированный уровень <i>N</i>	—
Определение условной продолжительности формирования разрезов карбонатного флиша керкетской свиты	258
Глава XII. Скорости осадконакопления на фанерозойском этапе развития Земли	265
Альтернативные гипотезы	—
Содержательный анализ проблемы	268

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ
АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ СЛОЕВ

Глава XIII. Уплотнение с глубиной пород алевро-глинистого ряда	297
Эмпирические закономерности гравитационного уплотнения	—
Общая физическая характеристика процесса уплотнения	303
Аналитические модели процессов гравитационного уплотнения	306
Глава XIV. Седиментологические поправки к методу мощностей . .	318
Традиционное обоснование метода	—
Современные формальные модификации метода мощностей	326
Седиментологическая трактовка метода и вытекающие из нее количественные оценки	328

ЧАСТЬ ПЯТАЯ
ВЫЯВЛЕНИЕ СКРЫТЫХ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ
В СТРОЕНИИ РАЗРЕЗОВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Глава XV. Общеметодические соображения	339
Вопросы терминологии	—
Ритмическая и циклическая повторяемости геологических явлений, фиксируемые в разрезах осадочных толщ . . .	349
Глава XVI. Основные методы анализа неритмической структуры геологических разрезов	361
Общая оценка возможных подходов	—
Гармонический анализ в приложении к исследованию скрытых периодичностей	373
Список литературы	381

ИБ № 1473

СЕРГЕЙ ИВАНОВИЧ РОМАНОВСКИЙ
СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЛИТОЛОГИИ

Редактор издательства Т. М. Пономарева
Переплет художника Ю. И. Прошлецова
Техн. редактор Н. П. Старостина
Корректор М. И. Витис

Сдано в набор 27/XII 1976 г. Подписано в печать 10/V 1977 г.
М-26052. Формат бумаги 60 × 90^{1/16}. Печ. л. 25^{1/2}. Уч.-изд. л. 28,04.
Тираж 2900 экз. Бумага тип. № 1. Заказ № 1464/368. Цена 1 р. 85 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 196006, Ленинград, М-6, Московский пр., 91.