АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 59

Л. Н. БОТВИНКИНА

СЛОИСТОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Вып. 59

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 59

Л. Н. БОТВИНКИНА

СЛОИСТОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1962

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геолого-минералогических наук

И. В. ХВОРОВА

Посвящается светлой памяти
Юрия Аполлоновича
Жемчужникова

ВВЕДЕНИЕ

Слоистость — одно из основных свойств осадочных пород. Главные признаки, определяющие породу,— это структура, вещественный состав и текстура, причем для осадочных пород наиболее характерными являются разнообразные слоистые текстуры. На большое значение этого признака неоднократно указывали Ю. А. Жемчужников, М. С. Швецов, Н. Б. Вассоевич, А. В. Хабаков и многие другие геологи как у нас, так и за рубежом. А. Д. Архангельский считал проблему слоистости одной из основных проблем геологии.

В последние десятилетия все больше выявляется та роль, которую может играть слоистость при фациальном анализе, при палеогеографических построениях и решении ряда других вопросов современной геологии, как теоретических, так и практических. На Пятом международном конгрессе по седиментологии в 1958 г. было подчеркнуто важное значение изучения условий залегания пород и их текстурных особенностей для выявления обстановки, в которой формировались осадочные отложения. Сейчас уже совершенно очевидно, что понимание причин этого явления во всем его многообразии, знание форм и признаков слоистости, а также зависимости последних от общих условий седиментации представляет, безусловно, необходимый элемент современного учения об осадочных породах.

Однако в разительном противоречии с большой ролью слоистости стоит далеко не достаточная изученность этого явления в целом: до сих пор отсутствуют единая терминология и классификация слоистости, не расшифрованы ее признаки и не указано их значение, нет единой методики исследования, а по теоретическим вопросам, связанным с проблемой слоистости, существуют весьма большие принципиальные разногласия. Определения слоистости производятся весьма примитивно, в ряде случаев только констатируется, что она либо «косая», либо «параллельная». Часто многие споры и разногласия по поводу причин образования слоистости и сущности этого явления объясняются не столько отсутствием данных, сколько различным пониманием самого термина «слоистость»: одни подразумевают при этом крупное чередование пород различного вещественного состава, другие — внутреннюю слоистую текстуру самой породы, т. е. явления совсем разного масштаба и зависящие от разных причин.

Сложность явления и его недостаточная изученность, многообразие форм слоистости и кажущаяся их повторяемость в различных условиях седиментации мешали широкому использованию признака слоистости при решении вопроса о происхождении пород, а зачастую ставили под сомнение вообще самую возможность использования ее для этих целей.

Так, американский геолог Мак-Ки (McKee, 1938) писал, что в настоящее время в большинстве случаев явления напластования и слоистости

скорее доставляют геологам больше загадок, чем помогают им при попытках выяснить обстановку, в которой происходило отложение, а значительно позже (1953) этот автор констатирует, что большинство рабочих классификаций слоистости является пока чисто описательными.

В сводной работе Петиджона (Pettijohn, 1957_2, стр. 169) сказано: «Происхождение и механизм образования косых слоев — неясны... Имеются ли какие-либо различия в масштабе, изменениях или текстуре между морской и неморской косой слоистостью,— неизвестно».

Крумбейн и Слосс (Krumbein and Sloss, 1951) указывают, что косая слоистость может быть образована водой и ветром, но во многих случаях невозможно различить эти два типа слоистости.

Подобных высказываний можно было бы привести значительно больше.

Между тем существует много работ, в которых с большей или меньшей полнотой описаны конкретные признаки слоистости в современных отложениях, образующихся в разных фациальных условиях, в ископаемых породах различного возраста и происхождения. Этот большой фактический материал дает все основания считать необходимым решить, наконец, вопрос о возможности использования слоистости в качестве генетического признака породы. Работа по всестороннему изучению явления слоистости была задумана и намечалась в 1955 г. совместно с Ю. А. Жемчужниковым, который еще в 1926 г. впервые в нашей литературе указал признаки слоистости в некоторых генетических типах отложений, а затем не раз возвращался к этой любимой им теме. Непосредственно Ю. А. Жемчужниковым была начата разработка вопроса о связи слоистости с периодичностью седиментации, прерванная его смертью в начале 1957 г. Результаты проведенного им исследования намечены к опубликованию в виде отдельной работы — «Слоистость и периодичность».

Данная работа в основном посвящается слоистости, составляющей внутреннюю текстуру пород. Главной задачей исследования было: во-первых, принципиально выяснить возможности использования слоистости в качестве одного из основных диагностических признаков при определении генезиса отложений и, во-вторых, выявить конкретные критерии различия слоистых текстур, свойственных отложениям разного генезиса. Для решения этой задачи необходимо было выяснить признаки слоистости, установить их связь с условиями образования осадка и значение каждого из них.

Автор в течение ряда лет проводила специальные целеустремленные наблюдения над особенностями слоистости в отложениях различных генетических типов, как современных, так и ископаемых (при этом генезис последних определялся по другим признакам, например, по фауне). Таким образом, была изучена слоистость почти во всех основных группах отложений, переходящих в ископаемое состояние. Параллельно привлекался обширный литературный материал — как отечественных, так и зарубежных исследователей[1]. Для уточнения причин, вызывающих появление разных признаков слоистости, учитывались данные гидрологии, океанологии и экспериментальных работ. Обобщение всего материала было проведено в сравнительном аспекте, на фоне изучения строения и условий образования осадочной толщи в целом, для каждого генетического типа отложений.

[1] Если учитывать все работы, в которых имеется то или иное упоминание о слоистости, то библиографический список будет заполнен литературой, связанной с учением о фациях и описанием фациальных особенностей отложений. Поэтому в список литературы мы включили только либо работы, имеющие принципиальное значение и содержащие трактовку того или иного вопроса, связанного со слоистостью, либо работы, упоминаемые в тексте.

Первая часть настоящей работы посвящена общим вопросам: разбираются причины возникновения слоистости и механизм ее образования, ее проявление и признаки. Завершается первая часть морфологической классификацией слоистых и некоторых неслоистых текстур.

Вторая часть содержит характеристику разнообразных признаков слоистости в отложениях различных генетических типов. Завершается эта часть генетической классификацией слоистости, составленной раздельно для трех основных морфологических типов (косой, волнистой и горизонтальной).

В третьей части кратко указываются возможности использования слоистости при решении других геологических вопросов, кроме фациального анализа, в частности при изучении полезных ископаемых, и излагается общая методика исследования, а также дается описание ряда частных методов и приемов.

Таким образом, предлагаемая работа содержит как теоретический разбор общих вопросов, связанных с проблемой слоистости (и в более широком, и в более узком ее понимании), так и практические выводы, которые можно сделать из этого анализа. Последнему помогают предложенные морфологическая и генетическая классификации и составленные нами таблицы; одновременно эту работу можно рассматривать и как методическое руководство. Наличие приведенного в ней большого фактического материала по слоистости пород различных фаций позволяет использовать ее в качестве справочника. Наконец, в ней попутно затрагивается ряд более общих вопросов, связанных с фациальным анализом, без которых рассмотрение генетического значения слоистости осадочных пород было бы невозможно.

При составлении монографии, кроме собственных материалов и литературных данных, были использованы коллекции, фотографии и зарисовки, любезно предоставленные автору многими исследователями [1]. Некоторые геологи (В. И. Ечеистова и другие) помогали мне при выборе наиболее удачных объектов для полевых исследований.

Во время проведения работы ряд ценных советов и указаний были получены от Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, И. В. Хворовой, Н. Б. Вассоевича, Н. А. Архангельской, А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской и многих других. Особенно большая помощь и постоянная поддержка в течение всего времени выполнения данной темы были оказаны мне В. С. Яблоковым. Всем помогавшим мне товарищам я выражаю горячую, искреннюю благодарность.

На протяжении всей своей научной деятельности я постоянно чувствовала заботу, помощь и руководство своего учителя — Юрия Аполлоновича Жемчужникова. Светлой памяти этого большого человека и ученого я и посвящаю свой труд.

---

[1] В подписях к фигурам и в тексте везде указывается, чей материал использовался. Если таких указаний нет, значит, это материал автора.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Глава I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СЛОИСТОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Несмотря на признаваемую всеми важность изучения слоистости для познания осадочных образований, она до последних лет не была предметом специальных исследований. Но зато попутно с другими наблюдениями слоистость (и как напластование осадочных толщ, и как внутренняя слоистая текстура горных пород) многократно описывалась и описывается. При этом в большинстве работ авторы часто ограничиваются лишь констатацией наличия косой слоистости (включая в это понятие любой тип ее, кроме правильно-горизонтальной) или же небольшим количеством иллюстраций (зарисовок, фотографий). Между тем слоистость явление весьма сложное, и поэтому ее изучение требует разнообразных наблюдений, для того чтобы из них можно было сделать генетические или какие-либо иные выводы.

С развитием геологических знаний интерес к изучению слоистых текстур осадочных пород возрастает все более и более.

Выделяются три периода в изучении слоистости в нашей стране, в основном определяемые появлением в печати специальных работ на эту тему Ю. А. Жемчужникова.

Первый период — до 1926 г., т. е. до появления в печати статьи Ю. А. Жемчужникова «Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков», имевшей большое принципиальное значение, привлекшей внимание геологов к внутренней слоистости пород и давшей программу наблюдений над косой слоистостью. До появления работ Ю. А. Жемчужникова слоистостью пород русские геологи почти не занимались. Этот большой период условно можно разбить на несколько этапов: XVIII век, XIX век, начало XX века (1900—1917 гг.) и 1918—1926 годы.

Второй период — с 1926 по 1945 г. Его можно разделить на два этапа: первый — с 1926 по 1940 г., когда происходит сбор материала и наблюдений над косой слоистостью по программе, предложенной Ю. А. Жемчужниковым. Этот этап завершается опубликованием специального сборника под редакцией Ю. А. Жемчужникова — «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». Второй этап, с 1941 по 1945 г.,— годы Великой Отечественной войны, когда напряжение военных лет вынудило геологов заниматься задачами, диктуемыми конкретными требованиями военной обстановки; изучение слоистости несколько затормозилось.

Третий период — с 1946 г. до настоящего времени. После прекращения войны начинается бурное развитие геологических исследований, и изучение слоистости получает все большее значение как специальная задача и вместе с тем как особый метод исследования осадочных пород.

2. ПЕРВЫЙ ПЕРИОД ИССЛЕДОВАНИЙ — ДО 1926 ГОДА

В XVIII веке привлекается внимание к напластованию осадочных толщ. Еще в 1763 г. М. В. Ломоносов (1949, стр. 48) писал: «Великую перемену причиняют на земной поверхности знатные наводнения и потопы, кои коль многократно случались, гласят разные слои земные... Потопления бывают двоякие: одни от избытку воздушной воды, то-есть от сильных и чрезвычайных дождей и крутого растаяния снегу; другие от морей и озер, преступающих берегов своих пределы. Действие сил почти всегда соединено с земным трясением или с нечувствительным и долговременным земной поверхности понижением и повышением. Первое надлежит к течению рек, второе к землетрясениям...» Из этого высказывания явствует, что М. В. Ломоносов видел две причины образования слоев в осадочной толще: 1) действие климатических и метеорологических факторов и 2) тектонические колебания земной коры. На внутреннюю текстуру горных пород в XVIII веке еще не обращали внимания.

XIX век — время становления и развития основных геологических дисциплин. Геология изучает явления большого масштаба, поэтому слоистость в основном рассматривается в связи с явлением напластования осадочных толщ. Вопросы слоеобразования в связи с миграцией береговой линии развиваются в известной работе Н. А. Головкинского (1869) и несколько позже (в 1872 г.) в работе А. А. Иностранцева (1914). В них трактуются вопросы о синхронности пластов одного петрографического состава, о возрастном скольжении петрографических горизонтов. В обеих работах разбираются вопросы о слоистости как текстуре осадочных толщ, слоистостью же, являющейся внутренней текстурой породы, авторы не занимались. Достаточно исчерпывающий анализ сущности и большого значения этих работ был дан в статьях Г. И. Сократова (1948, $1949_{1,2}$) и Н. Б. Вассоевича (1948_2, 1949_2, 1950), к которым мы и отсылаем читателя.

Со второй половины XIX века все больше начинает привлекать к себе внимание тонкая слоистость, являющаяся внутренней текстурой пород. В первую очередь на нее обращают внимание геологи, изучающие континентальные современные и четвертичные отложения. Внутренняя косая слоистость эоловых отложений описывается в известной классической работе Н. А. Соколова (1884). Отмечаются явления, внешне напоминающие слоистость, но имеющие в своей основе иное происхождение (Лопатин, 1873). Однако исследований на эту тему в русской литературе еще очень мало.

В зарубежной литературе начинают трактоваться вопросы слоеобразования и связанной с ними терминологии. Так, Леймери (Leymerie, 1840) разбирает понятия «слой» и «пласт». Он предлагает выделять более крупные стратификационные единицы (strate), которые могут объединять различные слои (couche). И те и другие разделяются трещинами отдельности. Кроме того, он различает слои в однородной сцементированной породе (bancks) и посторонние прослойки (lits). Наконец, Леймери выделяет тонкие слойки малого протяжения (feuillets), которые можно рассматривать и как элемент слоев и как составную часть сланцеватых, разлистованных пород, но только в том случае, если сланцеватость параллельна основному направлению напластования. Такое использование одного и того же термина для обозначения генетически совершенно различных явлений неправильно, хотя, к сожалению, оно не изжито полностью и до настоящего времени.

В конце XIX века в зарубежной литературе появляется описание косой слоистости в отложениях разного генезиса — эоловых, речных и морских, и, естественно, впервые встает вопрос о возможности исполь-

зования ее как признака при определении происхождения ископаемых отложений. Дана (1875) описывал мульдообразную слоистость прибоя и течений.

Бриар (Briart, 1879—1880) отмечал косую слоистость в аптских песках, сравнивая ее с косой слоистостью дюн во Фландрии, и, таким образом, пришел к выводу об образовании ее в результате деятельности ветра. Характерна для нее выгнутость кверху, причем эти выпуклые поверхности прерываются наложением слоев, идущих в ином направлении. Он отмечает крутые углы наклона слоев, а также указывает, что прожилки или прослойки глин не характерны для эоловых отложений (как в лагунах и эстуариях), хотя наличие их не исключено.

Госсле (Gosselet, 1882) также наблюдал слоистость в современных прибрежно-морских отложениях и установил, что косая слоистость может образоваться в дюнах от действия ветра, а в морских отложениях — выше и ниже линии действия прилива, т. е. там, где песок переносится течениями. Кроме того, косая слоистость наблюдается в отложениях дельты, реки или потока. Таким образом, Госсле пришел к выводу о том, что косая слоистость сама по себе не может характеризовать способ образования осадка.

Борнеман в работе 1889 г. упоминал, что косая слоистость является признаком, указывающим на эоловое отложение осадка.

Подробно была описана слоистость, образовавшаяся в дельтовой обстановке (Файель, Креднер и др.), причем правильно отмеченная специфика наклонного напластования крупного масштаба, впоследствии принимаемая без учета масштаба, повлекла ряд недоразумений и ошибок в определении слоистости дельтовых отложений (см. гл. IX).

Интересна работа Франтцена (Frantzen, 1892), изучившего косую слоистость в «пенистом известняке» триасовой толщи у Мейнингена (см. гл. X). Как показали более поздние наблюдения некоторых исследователей, описанный им тип перистой косой слоистости является одним из наиболее характерных для морских кластогенных осадков.

Джильберт (Gilbert, 1899) указал на связь косой слоистости с различными формами рябей и дал объяснение одному из типов — перекрещивающейся косой слоистости (см. главы IV, V). Иоганн Вальтер в своих работах (Walther, 1891—1894) дал развернутую характеристику слоистости. Одно из основных его положений — «только такие фации могут залегать друг на друге, которые образуются рядом друг с другом»,— долгое время считалось законом Вальтера, пока Г. И. Сократов (1949_2) не восстановил приоритет русского геолога Н. П. Головкинского.

Кроме широкой трактовки вопросов, связанных со слое- и пластообразованием в зависимости от миграции береговой линии, которых мы не будем касаться в этой работе, Вальтер дал морфологическую классификацию слоистости пород. Он выделил восемь видов текстур: 1) неслоистая, 2) неясная слоистость, 3) согласная правильная, 4) несогласная, 5) диагональная, 6) выклинивающаяся, 7) разновидность выклинивающейся, 8) неправильная. Как видно из этого краткого перечня, классификация Вальтера не была построена по какому-то единому принципу и связана в основном с характером залегания слоев и пластов, представляя интерес именно с этой точки зрения. Морфологические типы слоистости Вальтера подробнее разбираются в разделе 2 гл. V.

В начале XX века развитие учения о слоистости продолжается в основном за рубежом.

Из работ русских исследователей в период 1900—1916 гг. можно указать лишь статьи, в которых отмечается слоистость эоловых отложений (Ивченко, 1908; Тутковский, 1910), и работы К. К. Гильзена (1915), связанные с изучением сезонной слоистости донных осадков глубоких озер (см. главы VII, VIII).

В зарубежной литературе начала XX века приводится описание типов слоистости в отложениях разного рода и дается их генетическая трактовка. Выходит ряд работ Вальтера (1904, 1919) с описанием типов слоистости в различных породах; он объясняет также явления слоеобразования в целом. Ивэнс (Evans, 1910) указывает на известняки с косой слоистостью, механически образующиеся в результате переотложения ветром органических остатков.

Многие авторы описывают слоистость в области дельт (Kayzer, 1905; A. Smith, 1909; Barrell, 1906, 1912; Gilbert, 1914; Grabau, 1913_2 и др.). В этих работах отмечается трехчленное деление дельтовой толщи осадков, но не обращается внимания на внутреннюю (слойчатую) текстуру крупных слоев. (Подробнее трактовка вопроса о слоистости дельт будет дана в соответствующем разделе гл. IX).

Характер слоистости в континентальных отложениях описывают: Гоббс (Hobbs, 1906) — для периодических потоков, Динеман (Dienemann, 1913) — в речных отложениях, и Геер (Geer, 1910—1912), давший весьма обстоятельную характеристику специфической ритмической сезонной ленточной слоистости ледниковых озерных отложений. В ряде работ отмечается также годичная сезонная слоистость соленосных отложений.

В работах Альб. Гейма (Alb. Heim, $1909_{1, 2, 3}$) различные типы слоистости рассматриваются по изменению состава слойков и отмечается ритмичность слоеобразования (см. главы III и IV). Он указывает на различие условий формирования слоистости в осадках органогенных, хемогенных и кластогенных.

Семпер (Semper, 1916) разбирает вопросы терминологии, связанной со слоистостью осадочных толщ и внутренней текстурой самой природы. Для первой он предлагает термин «Bankug», для второй — «Schichtung». Он подчеркивает необходимость наблюдений над процессами образования слоев и пластов, протекающими в природе в настоящее время.

В работе Клооса (Cloos, 1914) делается попытка определить характер залегания слоев, нормальное или опрокинутое их положение, по виду слоистости (слойчатости) и ее месту в разрезе. Клоос для этой цели использовал признак несимметричности слойков в косослоистой серии по отношению к вертикальной оси и тенденцию косых слойков выполаживаться к нижней границе серии. Клоос считал, что такой характер слойков встречается в 95% случаев, а s-образную форму слойков (более или менее симметричную) он вообще не наблюдал. Как мы увидим ниже, признаков слоистых текстур, которые могут быть использованы для определения последовательности наслоения, существует значительно больше.

Кроме описания типов слоистости тех или иных отложений, многие исследователи дают уже их сопоставление между собой, сравнительное описание и делают попытки создания классификаций. Здесь в первую очередь следует назвать работы Грабау (Grabau, 1907, 1913), Траубриджа (Trowbridge, 1914), Андре (Andrée, 1915), Баррелла (Barrell, 1912, 1917) и Киндла (Kindle, 1911, 1917).

Грабау пытается суммировать признаки различных типов косой слоистости; он выделяет типы: дельтовый, потоков и эоловый. О косой слоистости морских отложений он не упоминает. Работа Грабау весьма интересна как попытка дать сравнительное генетическое описание, но она еще не является классификацией даже в каком-то приближении. Киндл, полемизируя с Грабау, высказал возражение против возможности принимать косую слоистость и отсутствие ископаемых за критерий для отнесения породы к континентальным отложениям, ибо косая слоистость свойственна различным (и морским и неморским) отложениям. Последнее совершенно справедливо, однако следует отметить, что Грабау, рассматривая косую слоистость в качестве генетического критерия

осадочных образований, считал таковым не самый факт наличия cross-bedding, а нахождение определенного ее типа. Однако недостаточность фактического материала не позволила Грабау сделать достаточно полное обобщение, хотя ряд генетических признаков был отмечен им совершенно правильно.

Следует попутно заметить, что, к сожалению, еще и до сих пор некоторые авторы одно только наличие в песчаных породах косой слоистости принимают за указание на их континентальное происхождение. Такое ограниченное, механическое понимание этого вопроса, других исследователей приводит к заключению, что косая слоистость не является генетическим признаком породы; при таком примитивном подходе это совершенно справедливо. Поэтому мы и подчеркиваем, что для генетической трактовки слоистости текстур нужна не констатация самого факта наличия косой слоистости, а ее детальное исследование и анализ признаков того или иного типа слоистой текстуры.

Баррелл в 1912 г. указал на необходимость постановки сравнительного изучения различных типов косой слоистости. Он дал сравнительное описание слоистости в речных и морских осадках. По Барреллу, косая слоистость речных песков является результатом смывания, заполнения протоков и перемещения отмели вниз по течению. Рассматривая признаки слоистости речных отложений, он отметил следующее: склоны косых слоев обыкновенно круты (15—30°); несмотря на значительные колебания, все же косые слои имеют тенденцию падать в одном направлении; мощность одной серии косых слойков ограничена несколькими футами, и в этом отношении указанный вид слоистости отличается от косой слоистости, которая образуется в результате миграции дюн. Надо сказать, что признаки слоистости речных отложений, отмеченные Барреллом, принадлежат к числу ее основных генетических признаков.

Траубридж (1914) дал весьма интересный перечень генетических признаков наиболее распространенных осадков; он подчеркнул, что некоторые критерии, применяемые для разнообразных типов современных осадков, вполне приложимы и к ископаемым горным породам. Приведенные им признаки являются результатом наблюдений над несомненными представителями осадков различных типов. К генетическим признакам он отнес наличие или отсутствие косой слоистости и знаков ряби, величину и направление косых слойков. Эти текстурные признаки приведены в табл. 1. Как видно из этой таблицы, указанные текстурные признаки не дают основания для однозначного решения и могут быть использованы лишь как дополнительные к другим основным генетическим признакам породы (структура, сортировка, распространение и изменение мощности толщи, ископаемые организмы и др.).

После работ Вальтера первую попытку создать классификацию типов слоистости сделал Андре (Andrée, 1915). Он, обобщив в своей статье все имеющиеся наблюдения, дал морфологическую классификацию всех видов слоистости, включая и первично-горизонтальную. В этом отношении работа Андре является шагом вперед, ибо ранее все авторы склонны были рассматривать косую слоистость как явление совершенно иного порядка, по сравнению с горизонтальной, а иногда даже как бы противопоставлять эти два типа друг другу. Классификация Андре основывается на двух основных принципах. С одной стороны, он разделяет слоистость на параллельную, согласную с общим напластованием пород (т. е. горизонтальную), и на наклонную слоистость, несогласную с ним (т. е. косую). С другой стороны, он разделяет слоистость на связанную с перерывами в отложении и на не связанную с ними. Дальнейшее деление нормальной и косой слоистости производится по разным принципам.

Основным недостатком классификации Андре является смешение признаков слоистости как свойства осадка и слоистости как переслаи-

Таблица 1

Таблица текстурных генетических признаков пород (Составлена по данным Траубриджа, 1914)

Осадки		Текстурные признаки	
		Величина падения слойков	Направление падения слойков
Эоловые		Изменчивая, в пределах 0—30°	Во всех направлениях
Речные		Изменчивая, в пределах 0—18°	Расходятся в одном основном направлении
Флювиогляциальные		Косые слои могут иметь большой наклон	Расходятся в одном направлении
Озерные	Прибрежная зона	Изменчивая	Во всех направлениях, главным образом от берега
	Зона тихой воды	В общем горизонтальные слои	—
Морское мелководье	Зона большого волнения	Изменчивая	Во всех направлениях, особенно от берега
	Зона малого волнения	В общем горизонтальные слои	—

Примечание. В выделенных Траубриджем отложениях плювиальных (дождевых осыпей и ледникового тилля косая слоистость не описана.

вания пород различных фаций (т. е. напластования, в нашем понимании). Между тем смена пород, вызываемая причинами более крупного геологического порядка (наслоение, напластование), связана с широким кругом явлений, далеко не укладывающихся в узкие рамки, даваемые Андре. Классификационную схему Андре мы приводим в разделе 2 гл. V.

В период с 1917 по 1925 г.— годы гражданской войны и налаживания народного хозяйства нашей страны после двух войн — в отечественной литературе не было работ, связанных с изучением слоистых текстур. Если не считать некоторых упоминаний о косой слоистости, то в этот период можно указать только единственную статью Ю. А. Жемчужникова (1923). Последний еще в 1921 г. наблюдал косую слоистость в угленосной толще Подмосковного бассейна. Эти наблюдения дали автору основание высказать некоторые предположения об участии континентальных отложений в толще довольно пестрого фациального состава. Вместе с тем его интересовало, можно ли на основании изучения определенных типов косой (и всякой другой) слоистости, правильно задокументированных, дать однозначное толкование и определенное решение вопроса об условиях происхождения данного осадка.

Ю. А. Жемчужникову пришлось заняться изучением сведений по этому вопросу, имеющихся в литературе, что явилось первым шагом к систематическому собиранию материала. В 1923 г. им была напечатана статья, в которой кратко излагались соображения о генетическом значении изучения слоистости и приводилась инструкция по проведению наблюдений над косой слоистостью. Эта работа впервые привлекла внимание русских геологов к изучению слоистых текстур как к специальной

задаче. Боле полно эти мысли были изложены несколько позже в широко известной статье Ю. А. Жемчужникова (1926), по существу положившей начало второму этапу в истории изучения слоистости.

За рубежом в период с 1917 по 1925 г. изучение слоистости продолжалось в том же направлении, как и в предыдущие годы.

Пейтнер (Peithner, 1919) указывает на механизм образования перекрестной слоистости в результате перемены направления течения и изменения силы напора при оседании песка. Несогласное налегание лежащих выше слоев, по его мнению, вызывается абразией и трансгрессией.

Эвальд (Ewald, 1920) проводит сравнение типов слоистости в ископаемых и современных песчаных отложениях. Очень интересна приводимая им характеристика слоистости песчаных отложений современных дюн на косах в Куршском заливе (Nehrung) и сравнение ее с речной слоистостью. На основании этого сопоставления он делает вывод о речном генезисе изучавшегося им пестрого песчаника. Интересно отчетливо видное этажное строение этой песчаной толщи, причину которой Эвальд видит в оживлении речной деятельности в связи с тектоническими движениями (поднятиями) на суше. Эти этажи он считает пластами (Bankung), разделяющимися тонкими глинистыми пропластками или же пластовыми швами, которые прослеживаются на расстояние до 1 км и более, причем каждый пласт имеет внутреннюю косую слоистость, различную в верхней и нижней части пласта. В нижних сериях имеются глинистые плоские гальки, а в основании этажа — угловатые обломки песчаника, указывающие на перемыв лежащих ниже отложений в основании каждого пласта. В верхней части пластов — маломощные глинистые пропластки, а иногда — захороненные знаки ряби, облекаемые глинистым материалом.

Лахи (Lahee, 1952) еще в 1923 г. отмечал наличие косой, или «ложной», слоистости в отложениях дельт, потоков, на песчаных отмелях, в реках, в отложениях морских течений, в эоловых и некоторых других. Знаки ряби волн и течений он считал частным случаем косой слоистости, что совершенно верно.

Джонсон (Johnson, 1922) подробно описал слоистость озерных и дельтовых отложений. Последней он дает довольно разнообразную характеристику.

Стемп (Stamp, 1925) привел интересный анализ сезонных отложений в Бирме и сделал (как ранее Геер) попытку высчитать абсолютный возраст этих отложений по числу «лент» — пар слойков. Им установлена скорость седиментации: тонкозернистых песков — 1 фут в 25 лет; переслаивания — 1 фут в 60 лет; гомогенной (относительно глубоководной) глины — 1 фут в 200 лет.

Ветцель (Wetzel, 1923) также занимался ленточными глинами — сезонными отложениями, причем он отметил симметричность ритмов, т. е. постепенные переходы не только от более грубозернистого летнего слоя к более тонкозернистому зимнему, но и наоборот. Он считает это специфичным для осаждения в сильно опресненной морской воде на границе с зоной тающих материковых льдов. В литориновых же глинах восточной части Ботнического залива постепенных переходов от тонкого к грубому осадку не наблюдалось, вследствие чего их относят к отложениям нормально-соленых и глубоких вод, так как осадочный материал, прежде чем достигнуть дна, успевал разделиться на фракции. Почти лишенные слоистости ленточные глины юго-западной Финляндии указывают на наличие солей (показатель порога электролитического осаждения) и как бы являются переходом между собственно ленточными глинами и глинами литориновыми.

Отсюда можно сделать вывод, что *по мере увеличения степени солености и глубины наблюдается переход от симметрично-ритмичных ленточных глин через почти неслоистые к несимметрично-ритмичным.*

Однако при этом не следует забывать, что сезонные ледниково-озерные отложения (т. е. совершенно пресноводные) также образуют *несимметричные ритмы* с резким переходом от зимнего к летнему слойку.

Ветцель отмечает, что углы наклона косых слоев связаны с происхождением породы и положением данного разреза по отношению к морфологическому телу осадка. Он говорит, что Шерцер для наветренной стороны дюны указывает величину угла наклона слойков 12—15°, а Зольгер — 9—10°, в то время как углы подветренной стороны соответственно равны 26—32° (до 40°) и 25—30°. В то же время для дельтовых отложений этот угол может достигать (по Шерцеру) 35°.

Кроме указанных авторов, слоистость в той или иной мере описывали и другие исследователи.

Следует немного остановиться на работе Арн. Гейма (Arn. Heim, 1924), который различал несколько видов слоистости, обусловленной либо перерывом в отложении (omission), либо денудацией — путем растворения, размыва или же сползания осадка по наклонному дну. Он выделял также по характеру повторяемости пород в осадочных образованиях маятниковый и немаятниковый виды наслоений. В первом случае наблюдаются постепенные переходы слоев и непрерывное наслоение, во втором — прерывистое наслоение.

Арн. Гейм отмечает, что непрерывное наслоение характерно для химических осадков. Прерывистое наслоение дает резкую смену на границе седиментационного ритма и, следовательно, относится уже к первому (омиссионному) типу слоистости. Он, как и Андре, дает слоям цифровые обозначения, а седиментационные ритмы-слои выражает формулой 1, 2, 3,—1 2 3 и т. д. Арн. Гейм объясняет происхождение денудационной слоистости подводно-морских отложений главным образом растворением и размывом подводным потоком, а не погружением и осушением (как это, например, считал Зюсс). Арн. Гейм полагал, что для понимания характера формирования всей осадочной толщи изучение отношений между слоями играет весьма существенную роль. В ряде случаев, очевидно, трудно разграничить, к чему относятся рассуждения Арн. Гейма — к слоистости как текстуре пород, или к слоистости как текстуре осадочных толщ (т. е. к напластованию), однако в большей степени следует признать последнее.

3. ВТОРОЙ ПЕРИОД ИССЛЕДОВАНИЙ — С 1926 ПО 1945 ГОД

Началом второго этапа в изучении слоистости в нашей стране является выход в свет статьи Ю. А. Жемчужникова (1926), в которой он, как на основании личных наблюдений, так и по литературным данным, дал сравнительную характеристику типов слоистости в кластических отложениях разного генезиса: эоловых, периодических потоков, речных, дельтовых и морских, а также программу наблюдений, состоящую из перечня 23 признаков, на которые следует обращать внимание при изучении слоистости. Ряд этих признаков выходит за пределы собственно изучения текстуры и скорее связан с фациальным анализом (например: наличие знаков ряби, присутствие окаменелостей, сортировка, форма компонентов и др.). Эта программа наблюдений в течение последующих трех десятков лет служила нашим геологам основой при наблюдениях над косой слоистостью и ее геологической интерпретации. У многих геологов, особенно у молодых, зародился интерес к исследованиям в этом направлении, и ряд работ, проведенных по указанной методике, был выполнен в последующие годы параллельно с решением непосредственных задач. Особо следует отметить работы А. В. Хабакова, в которых показано значение изучения слоистости для определения источников сноса.

Период с 1926 по 1940 г. в общем можно охарактеризовать как время появления в нашей литературе отдельных упоминаний о слоистости пород и описания различных частных ее примеров, преимущественно в ископаемых отложениях. Многие авторы отмечают связь слоистости с периодичностью и указывают на возможность использования сезонной слоистости для решения задач геохронологии. Кроме того, довольно большая литература этого периода посвящена условиям осадкообразования и механизму седиментации в разных обстановках.

Все эти материалы в той или иной мере будут использованы в главах VII, VIII, IX, X, XI XII и XIII, а в настоящей главе мы ограничимся указанием на самые основные работы, сыгравшие роль в продвижении учения о слоистости. К ним следует отнести прежде всего работы А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (Архангельский, 1927, 1930, 1932; Архангельский и Страхов, 1938), посвященные изучению современных осадков на дне Черного моря. Они впервые в нашей отечественной литературе показали огромное значение изучения современных осадков для познания ископаемых отложений, в том числе для понимания их текстур. Работа этих авторов о тонкой слоистости на дне моря до сих пор является классическим примером детального литологического исследования. В ней были намечены основные черты сезонной слоистости морских отложений. Другая группа работ и журнальных статей, имевших большое значение для слоистости, принадлежит Н. Б. Вассоевичу ($1935_{1,2}$, 1939, 1940) и ему же совместно с другими авторами.

Несмотря на то, что большинство этих работ посвящено флишу, вопросы наслоения и внутренней слоистости пород в них затрагиваются гораздо шире, выходя за пределы собственно флишевых толщ.

Н. Б. Вассоевич намечает типизацию слойчатых текстур, разбирает вопросы слое- и пластообразования, причины и периодичность образования слоистости и т. д. Многие его высказывания будут неоднократно использоваться в данной работе, особенно в главах II, III, V, X, XI, XIV, XV.

Третья группа работ, где разбираются вопросы слоистости, связана с именем Ю. А. Жемчужникова. Он (1935) отмечает слоистость в углях, совместно с Е. П. Брунс описывает слоистость в угленосной толще Кузбасса (Жемчужников и Брунс, 1940) и дает морфологическую классификацию слоистости (Жемчужников, 1940_3), которая является первой в нашей литературе попыткой привести в какую-то систему разнообразные формы слоистости, встречаемой в породах. Видные в настоящее время недостатки этой классификационной системы подробно разобраны в гл. V, однако, несмотря на несовершенство, она в свое время представляла значительный шаг вперед в деле изучения слоистости, так как дала возможность геологам одинаково называть одно и то же явление.

Наконец, по инициативе Ю. А. Жемчужникова и под его редакцией вышел в 1940 г. сборник статей «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация» — первая и до настоящего времени единственная работа, целиком посвященная слоистости пород. Он как бы подытожил наблюдения над слоистостью, проведенные геологами Советского Союза в самых разнообразных толщах. Вводная статья, написанная Ю. А. Жемчужниковым, указывает на возможность использования слоистости для решения ряда задач и в первую очередь — для решения генетических или фациальных проблем. В ней дается программа наблюдений, необходимых, по его мнению, для определения генетического типа слоистости, по существу повторяющая программу, предложенную им в 1926 г. Ю. А. Жемчужников считал необходимым всесторонне изучать явления слоистости и предостерегал от механического подхода к ее изучению, от определения ее генетического типа только по рисунку слоев. Он писал (1940, стр. 17): «Нужно всегда помнить, что изучение слоистости нельзя вести в отрыве от ряда других свойств осадочной породы: гранулометрического и мине-

ралогического составов, сортировки и пр. В условиях сильно цементированных пород все эти моменты, как и сама морфология слоистости, теряют свою ясность и усложняют задачу. Здесь учет наложенных вторичных процессов является обязательным. Нужно помнить вообще, что в геологии, как в конкретной естественной науке, истиной является только то, что подкреплено пересечением нескольких рядов правдоподобных фактов... Таким образом, изучение слоистости ни в коем случае не следует сводить к вопросу о форме рисунка косых слоев в случайной плоскости разреза... Чтобы достигнуть достоверного толкования генезиса косых слоев, следовательно, необходим тщательный учет как природных (полевых) особенностей обнажения, так и тех, которые дает микроскопическое и лабораторное изучение...»

Ю. А. Жемчужников отмечал ряд затруднений для генетической трактовки слоистости: недостаток данных о слоистости современных осадков, недостаток экспериментальных исследований, несогласованность работы гидрологов и геологов, отсутствие массовых наблюдений и замеров и, наконец, сложность самой проблемы. Однако самой большой трудностью, которую необходимо преодолеть, он считал возможный консерватизм мысли и недоверие к непроторенным дорогам, мешающим выдвижению стратификационного метода как новой проблемы.

Совершенно естественно, что огромный материал (хотя совершенно разрозненный и неоднотипный), накопившийся как в русской, так и в зарубежной литературе в последующие 20 лет, дает основание для пересмотра многих признаков, которые ранее считались характерными. Особенно это относится к слоистости дельт, а также к слоистости отложений временных потоков, аллювиальных и прибрежно-морских, о чем будет сказано ниже.

В зарубежной литературе в период с 1926 по 1940 г. вопросам слоистости пород уделялось значительно большее внимание. Слоистость описывается во многих работах, причем очень часто отмечается ее связь с той или иной фациальной обстановкой формирования осадка или с тем или иным характером породы.

Обширная литература этого периода (обобщенная Ю. А. Жемчужниковым в работе «Слоистость и периодичность») посвящена в основном изучению ритмически-слоистых отложений (преимущественно ледниковых и озерных) и их связи с сезонными изменениями и климатическими колебаниями. Появляется новое направление в геологии — изучение современных отложений, причем большое внимание уделяется их слоистым текстурам. Кроме того, ставится ряд экспериментальных работ для изучения тех или иных особенностей седиментации. Предлагается метод отбора пленочных монолитов.

Дискуссия по вопросам терминологии, возникшая в начале XX века, во второй период почти прекращается, и эта тема затрагивается лишь в немногих работах. О слоистости упоминается в общих руководствах по геологии. Описываются текстуры нарушенной, ложной и вторичной слоистости и причины, их вызывающие.

В период с 1926 по 1940 г. замеры направлений косой слоистости начинают использоваться при палеогеографических построениях. Многие работы, связанные с общими вопросами седиментации в разных фациальных обстановках, представляют интерес и для решения проблемы слоистости. Довольно большое количество частных наблюдений, понятно, вызвало желание обобщить их, в результате чего появилась генетическая классификация Бринкмана, более подробный анализ будет дан в гл. VI.

В 1941—1945 гг. изучение слоистых текстур, которое столь активно начало развиваться при геологических исследованиях прежних лет, несколько затормозилось в связи с направленностью геологических работ на обеспечение насущных нужд шахтного строительства во время войны.

За это время в нашей литературе опубликовано лишь небольшое количество статей геологов, специально занимавшихся изучением слоистости. Они продолжают в основном развитие вопросов, наметившихся в предыдущий период, и не вносят в науку ничего принципиально нового. Косвенные указания на характер образования слоистости можно найти в работах, посвященных изучению отложений разных фаций.

За рубежом в эти годы также почти не выходит работ о слоистости. Можно отметить только продолжение работ Мак-Ки, уделившего особое внимание косой слоистости в палеозойских породах Северной Америки (McKee, $1945_{1,2}$). В немецкой литературе продолжают публиковать работы по изучению прибрежно-морских осадков Северного моря. Дается характеристика знаков ряби и нагруженных течений как агентов переноса. Кроме того, в очень небольшом объеме упоминается о текстурах осадка попутно с описанием пород и фаций или приводятся данные, позволяющие делать косвенные выводы о возможных текстурах описываемых пород и фациальных обстановках, но и таких работ было весьма немного. Таким образом, в годы 1941—1945 как у нас, так и за рубежом почти не вносится ничего нового в исследование слоистости осадочных пород.

4. ТРЕТИЙ ПЕРИОД ИССЛЕДОВАНИЙ — С 1946 ГОДА

После окончания войны начинают бурно развиваться всевозможные направления в изучении горных пород и различные новые специальные методы исследования. В этой обстановке изучение слоистости все больше выявляется как самостоятельное направление и намечаются все новые возможности ее использования, особенно при фациальном анализе.

В пятидесятых годах опубликовано очень большое количество работ и у нас и за рубежом, как специально посвященных слоистости, так и таких, в которых слоистости, хотя она и не является основной темой, уделяется много внимания. В выходящих общих руководствах по геологии и литологии специальные разделы посвящаются слоистости осадочных пород. Охарактеризовать все эти работы, хотя бы в небольшой степени, в настоящем кратком обзоре не представляется возможным. Многие из них будут разбираться при дальнейшем изложении. Поэтому здесь мы ограничимся лишь указанием основных направлений этих работ. Прежде всего они содержат то более, то менее подробное описание слоистости в отложениях разных фаций и указание на обязательность использования слоистости при фациальном анализе. Особенно широко развилось это направление в изучении угленосных отложений, что совершенно понятно, так как в большинстве случаев это либо работы учеников Ю. А. Жемчужникова и геологов, работавших под его руководством, либо геологов, пользовавшихся его консультацией.

Большое значение изучения слоистых текстур для фациального анализа показали работы Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн по Буреинскому угольному бассейну, начатые еще до 1940 г. Авторы привели большой фактический материал, дали много зарисовок и описаний слоистости и анализ условий ее образования. Этот материал лег в основу дальнейшего развития и совершенствования нового метода исследования.

К сожалению, прекрасные работы Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн были опубликованы с большим запозданием и вследствие малого тиража недостаточно известны широким кругам геологов и литологов, особенно работающих не по угленосным толщам.

Слоистые текстуры в угленосных отложениях разного фациального состава и разного возраста освещены в ряде работ. В отложениях других осадочных формаций слоистость также описывается и часто используется при определении фаций или для решения иных задач. Работы этой категории многочисленны.

Много внимания уделяется особенностям ритмического наслоения флиша (Н. Б. Вассоевич, Б. М. Келлер и др.) и ритмической слоистости соленосных отложений (М. П. Фивег и др.).

Для понимания условий образования слоистости в ископаемых толщах имеет значение описание разных ее типов в современных и четвертичных отложениях. Некоторые работы посвящены механизму образования слоистости или экспериментальному ее воспроизведению. Разбираются вопросы терминологии, связанные с проблемой слое- и пластообразования, а также с проблемой слоистости в целом. Делаются попытки типизации слоистости, как морфологической, так и генетической.

В общих руководствах специальные разделы отводятся изучению слоистых текстур и некоторому обобщению имеющегося материала. Обширная литература посвящается описанию сингенетичных деформаций и нарушений слоистых текстур, а также различным знакам на поверхности наслоения, гиероглифам во флишевых толщах и знакам ряби.

Приводится описание различных частных методов изучения слоистости: определения первичной ориентировки наклона косых слойков, изготовления пленочных монолитов, получения большей четкости рисунка слоистости. Особо выделяется метод использования замеров косой слоистости при палеогеографических построениях для определения направления течения и местонахождения источников сноса.

Примерно те же разнообразные направления работ отмечаются и в зарубежной литературе — описание слоистости в разных осадках и выявление слоистости, характерной для той или иной фации. Большое внимание уделяется осадкам и их текстурам, образуемым мутевыми течениями высокой плотности. Много работ посвящается экспериментальным исследованиям механизма образования косой слоистости. Некоторые авторы специально занимаются вопросами терминологии и классификации слоистости, однако таких работ очень немного.

Специально слоистости посвящена монография Шрока (1950). Краткие обобщенные сведения о слоистости пород приводятся в общих руководствах по геологии. В ряде статей описываются знаки на поверхности наслоения и неслоистые текстуры. Некоторые статьи посвящаются специально изучению рябей, а также проблеме слоистости и сланцеватости и их различию.

Для различных палеогеографических выводов широко используется метод замеров падения косых слойков (особенно в работах американских исследователей). В некоторых статьях трактуются вопросы применения слоистости (в частности, сезонной слоистости ленточных глин) для целей геохронологии.

Во многих работах, не имеющих непосредственного отношения к изучению слоистости, освещаются общие условия осадконакопления, и, таким образом, они могут быть использованы при анализе текстур, образующихся в разных обстановках. Это, во-первых, работы по изучению структур осадка, во-вторых, многочисленные работы, в которых рассматриваются общие условия седиментации в разных обстановках (в основном в современных осадках), и, в-третьих, литература, посвященная связи различных полезных ископаемых с определенными условиями осадконакопления.

Все опубликованные работы (как наши, так и зарубежные), конечно, имеют различное значение для изучения слоистости осадочных пород, но анализа их здесь, как уже говорилось выше, мы давать не будем, так как наиболее существенные и ведущие основные работы разбираются ниже, в соответствующих главах и разделах. Однако даже одно перечисление различных направлений в изучении слоистости показывает, насколько усилились внимание и интерес к этому вопросу за последние 10—15 лет и как многообразны связанные с ним задачи и методы исследования.

Глава II

ТЕРМИНОЛОГИЯ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Приступая к изучению любого явления, исследователь прежде всего сталкивается с вопросом о терминологии. Специальная терминология по слоистости недостаточно разработана, на что несколько лет назад указывал Н. Б. Вассоевич (1948$_2$, 1951$_1$ и др.), уделявший много внимания вопросам, связанным со слоистостью осадочных пород, и, в частности, вопросам терминологии и классификации. Существующие термины часто употребляются весьма неоднозначно, ряду терминов придается то более широкое, то более узкое значение, иногда они частично перекрываются. С другой стороны, углубленное изучение явления открывает в нем новые стороны, которые также требуют определения.

Наши задачи сводились к следующему: разграничить понятия более широкого, общего содержания от более узких, частных; уточнить некоторые старые термины, сделав их более ограниченными; поскольку последних все же недостаточно,— предложить новые термины, без которых уже совершенно нельзя обойтись. Учитывая существующую терминологию, автор придерживался той точки зрения, что старые термины должны пользоваться преимуществом по принципу приоритета, даже если они несколько менее удачны, чем те, которые можно предложить вновь.

В настоящей главе перечислены лишь основные понятия и термины, поясняемые весьма кратко, так как полное обоснование их требует привлечения большого фактического материала; по существу, в дальнейшем дается расширенное пояснение этих терминов и понятий.

2. ОСНОВНЫЕ ТЕРМИНЫ И ПОНЯТИЯ

В стратификации, или слоистости в широком понимании этого слова, прежде всего следует различать два основных явления: слоистость осадочных толщ, состоящих из чередования горных пород разного состава, и слоистость как текстурную особенность внутри одной породы, чаще всего без изменения ее состава в целом.

Элементы, слагающие слоистую осадочную толщу, мы называем слоями. В геологии слой определяется как геологическое тело, сложенное более или менее однородным (химическим, органическим или кластическим) материалом, отграниченное поверхностями наслоения от соседних слоев. Это тело прослеживается в пространстве на определенном протяжении в длину и ширину и имеет по сравнению с протяженностью малую мощность.

Таким образом, для выделения слоя существуют следующие основные признаки: 1) бóльшая или меньшая однородность его состава; 2) плос-

кости (в разрезе — линии), отграничивающие один слой от другого: 3) отличие его в чем-либо от выше- и нижележащих слоев. Эти признаки могут быть выражены с разной степенью отчетливости, а иногда какого-либо из них может и не быть.

Слоистость — понятие о самом явлении разделения на слои, залегания слоями, как правило, горизонтального (за исключением некоторых случаев наклонного залегания в связи с наклонным характером субстрата, на котором происходит наслоение, о чем будет сказано ниже).

Однако еще с прошлого века геологи стали обращать внимание на наличие косой слоистости, в которой направление слоев не отвечает общему характеру горизонтального наслоения. На первых порах ее называли «ложной», «фальшивой», чтобы подчеркнуть это отличие. По мере детализации литологических исследований выяснилось, что большинство осадочных пород, и особенно терригенных, имеет свою внутреннюю слоистую текстуру, причем составляющие ее элементы бывают не только косыми, но и более сложной формы, а также могут быть и горизонтальными.

Элементы, составляющие эту слоистость, в отличие от слоев пород стали называть слойками — от слова «слоек», т. е. «маленький слой». Эта уменьшительная форма от слова «слой» подчеркивала меньший масштаб явлений, так как прежде всего бросалось в глаза, что слоек обычно значительно тоньше слоя. Однако этим признаком далеко не исчерпывается их различие.

Признаки отличия слоя от слойка видны в табл. 2. Основное отличие слойков от слоев состоит не только в их величине или наклоне, но главным образом в том, что образование первых связано с частой сменой («пульсацией») осадкообразующих процессов внутри одной фациальной обстановки, *без изменения общих условий осаждения.* В результате получается ряд всегда *однотипных слойков.* В то же время появление слоев отражает изменение условий седиментации.

Именно по этому признаку можно различить слои и слойки в горизонтальной слоистости. Если одни и те же мелкие слоеобразующие элементы многократно повторяются, то это будут слойки, составляющие слоистость как внутреннюю текстуру породы (иначе говоря, последняя всегда ритмична). Если же в разрезе наблюдается смена слоев различного рода, хотя бы и маломощных, это будет слоистость как текстура осадочной толщи.

Могут быть и особые случаи, когда порода имеет тонкослоистое сложение, но смена ее слоевых элементов, различающихся по составу, происходит неритмично и вызывается изменением фациальных условий, хотя бы и очень кратковременным. Возникающую при этом текстуру лучше все же называть слоистостью, а не слойчатостью, несмотря на малую величину слоев (вплоть до микрослоистости), подчеркивая этим ее генетическую связь с изменениями условий седиментации. Иногда такие тонкие слои, в свою очередь, могут иметь тончайшую внутреннюю слойчатость.

Следовательно, *слоек — это наименьшая элементарная единица слоистой текстуры пород,* обусловленная многократной периодической «пульсацией» осадкообразующих процессов и поэтому *ритмически повторяющаяся в разрезе.* Слоек обычно имеет небольшую мощность, а в косой и волнистой слоистости — и небольшую протяженность.

С другой стороны, осадочная толща тоже может быть сложена правильно повторяющимися слоями, но представленными разными породами (даже отложениями различных фаций), достаточно мощными, что указывает на длительность их образования. В таком случае это слоистость осадочных толщ, в которых ритмическая повторяемость слоев (а не слойков) зависит от периодических изменений региональных осадкообразующих

Различие признаков слоя и слойка Таблица 2

[признаки 2, 4, 5, 7, 8а и 9 взяты по Н. Б. Вассоевичу (1958), с некоторыми изменениями]

Признаки		Слоевые единицы	
		слой	слоек
1. Сходство смежных единиц и их повторяемость (основной признак различия)		Смежные слои различны. Повторяемость только при правильном переслаивании, или ритмичности (но при этом каждый слой имеет внутреннюю слойчатую текстуру)	Смежные слойки сходны и многократно повторяются (или образуют повторяющиеся сходные группы — «пары», «пачки», «ленты»)
Размер	2. Толщина (мощность)	Различная	Небольшая (от долей миллиметра до нескольких сантиметров)
Размер	3. Площадь (протяженность)	Обычно большая	В косой и волнистой слоистости невелика, в горизонтальной может быть различной
Размер	4. Первичный наклон (до деформаций)	Отсутствует или мал (не более нескольких градусов). Исключения редки	Может достигать 30—40° (и даже более) для косой и волнистой слоистости. В горизонтальной слоистости отсутствует
Строение	5. Внутренняя текстура	Слой может состоять из слойков	Слоек не может состоять из других слоевых единиц (слоек — низшая единица слоистости). Текстура его может быть выражена лишь в ориентировке частиц
Строение	6. Наличие прослоев	Могут быть прослои иной породы	Всегда простого строения (прослойков не бывает)
7. Связь с породой		Слой объединяет одну породу со сходными признаками	Слойки могут быть внутри одной породы
8. Время образования	а) абсолютное	Более или менее длительное (чаще — многие годы, тысячелетия, реже — сезон)	Обычно небольшое, иногда — часы, дни, часто — сезон
	б) относительное	Слой чаще — одновременное образование, но может быть и разновременным	Всегда одновременное образование
9. Условия образования		Возникновение слоев определяется каким-либо изменением в условиях осадконакопления	Общие условия седиментации неизменны. Возникновение слойков определяется незначительной пульсацией осадкообразующих факторов (может быть, лишь с некоторой направленностью их изменения)
Явление		Слоистость осадочных толщ, или стратификация	Слоистость осадочных пород, или слойчатость

факторов (например, от миграции береговой линии). Каждый повторяющийся слой при этом будет иметь свою внутреннюю тонкую слоистую текстуру.

Слой (множ. число — слои) является элементарной единицей слоистости осадочных толщ, т. е. внешней текстуры породы.

Слоек (множ. число — слойки́) является элементарной единицей слоистости пород, т. е. внутренней текстуры породы.

Само явление в первом случае следовало бы называть слоистостью, что же касается второго, то Ю. А. Жемчужников предлагал называть его слойковостью. Однако уже несколько лет назад Н. Б. Вассоевич, уделивший много внимания разделению понятий слоистости осадочных толщ и слоистости горных пород, предложил слоистость пород называть слойчатостью, и этот термин уже употребляется в ряде работ; грамматически он звучит несколько хуже, однако я считаю все же ненужным вводить еще новый термин. Более правильно оставить термин «слойчатость», как имеющий право приоритета. Этот термин может быть применим наравне с выражением «слоистость как внутренняя текстура породы». Приблизительно этому же понятию отвечает часто употребляемый зарубежными геологами термин «ляминация» — тонкая слоистость (lamination) в отличие от слоистости как наслоения (bedding, stratification). Мы вернемся еще к определениям разного типа слоистости и слойчатости в последующих главах — III, IV и V.

Наравне с термином «слой» существует термин «пласт», причем в различных работах их соотношение понимается весьма различно: в одних — это синонимы, в других — пласт относится только к слою полезного ископаемого, иногда пласт понимается как слой, ограниченный резкими параллельными поверхностями, иногда — как группа слоев, или как слой, но образовавшийся в результате миграции береговой линии.

Как показал Ю. А. Жемчужников (1950), такой разнобой происходит потому, что существуют два геологически весьма различных явления — наслоение, выражающееся только в чередовании пород (часто даже весьма близких по составу), и напластование, или переслаивание пород различного не только вещественного, но и фациального состава. Последнее тесно связано с изменением фациальных условий в региональном масштабе и в первую очередь — с перемещением фациальных зон в результате миграции береговой линии. Причины наслоения могут быть различными.

Одним из основных различий слоя и пласта Ю. А. Жемчужников считал одновременность образования для первого и разновременность для второго (с чем не всегда можно согласиться). Кроме того, он указал, что образование пласта знаменует резкую смену условий осадкообразования, вызывающую такое же резкое изменение вещественного состава. Поэтому пласты обычно отчетливо выделяются в осадочной толще и имеют резкие границы напластования. В этом смысле, например, очень характерны пласты известняка, угля или другого полезного ископаемого среди тонкозернистых обломочных пород. Пласт известняка может по структурному или биогенетическому типу и не быть однородным сверху донизу, а состоять из нескольких слоев, например из детритусового, затем из микрокристаллического и снова из детритусового или какого-либо иного. Но в целом он выделяется как пласт известняка. Итак, пласт может разделяться на слои, характеризующиеся разными признаками. Соотношение в геологическом разрезе пласта, слоя и слойка схематически показано на фиг. 1.

Таким образом, *пласт* можно определить как *элемент слоистой толщи* (равный одному или нескольким слоям), *образовавшийся в результате резкой региональной смены условий седиментации*. Следовательно, выделение пластов связано с анализом фаций.

Однако при описании конкретного разреза далеко не всегда можно сразу решить, чем является данный элемент слоистой толщи — слоем или же пластом. В табл. 3 дано сравнение признаков слоя и пласта, как видимых непосредственно в разрезе, так и определяемых позднее, в результате анализа геологических явлений. Из рассмотрения этой таблицы вытекает, что уверенно отличить пласт от слоя, а напластование от наслоения непосредственно на обнажении возможно только либо в случае связи его с полезным ископаемым, когда безусловно и следует употреблять этот термин (пласт угля), либо же при явном резком генетическом различии по составу смежных слоев (известняк — гравелит); при этом также можно употреблять выражения «пласт» и «напластование» в их точном значении. В остальных случаях лучше употреблять выражение «слой», как термин более общий.

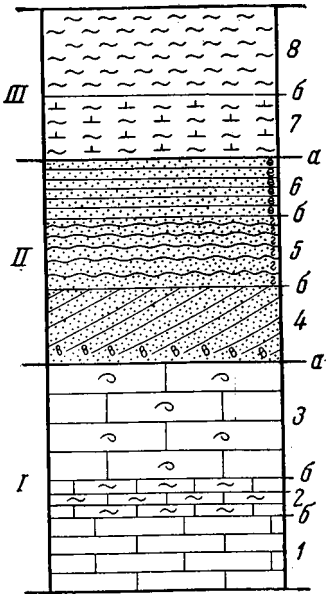
Таблица 3

Различие признаков слоя и пласта

Признаки	Пласт	Слой
Соотношение пласта и слоя	Может быть равен слою или состоять из нескольких слоев	Может быть равен пласту или является его частью
Соотношение с соседними слоевыми единицами	Смежные пласты по составу всегда различны	Смежные слои по составу и структуре могут быть близкими и даже одинаковыми (различаясь, например, только текстурой)
Резкость границ	Чаще — резкие	Могут быть различными
Связь с фациями и масштаб явления	Смена пластов обычно бывает в результате изменения общих условий седиментации (смены фаций). Явление более регионального масштаба	Смена слоев может быть вызвана разными причинами, но без изменения общей обстановки седиментации (внутри одной фации) Явление относительно более локальное
Время образования	Чаще — разновременное на площади и длительное	Чаще — одновременное на всей площади и относительно более кратковременное
Применение термина по отношению к полезному ископаемому	Применяется часто	Применяется реже

Возникает еще вопрос — следует ли считать пластами слоевые элементы в монотонной осадочной толще, выявляемые только резкими плоскостями раздела? Ведь здесь изменения фаций как будто нет. Мне представляется, что если эти резкие плоскости раздела отвечают размыву, растворению или другим явлениям, связанным с перерывом седиментационного процесса, то такие слоевые элементы можно считать пластами, так как их появление связано все же с изменением фациальных условий, хотя это изменение и выразилось не в образовании нового слоя, а лишь в наличии перерыва между слоями. Если же разделение породы зависит только от вторичных процессов (плоскости отдельности, кливаж и т. д.), то разделяемые ими элементы осадочной толщи называть пластами нельзя.

Понятие о напластовании, т. е. явлении более региональном, чем наслоение, не может быть подробно рассмотрено в настоящей работе, посвященной наслоению в узком смысле, как обусловливающему внутреннюю текстуру породы. В нашей работе в основном разбираются вопросы слойчатости пород, в значительно меньшей степени мы касаемся наслоения и почти совсем не затрагиваем вопросов напластования. Терминология, связанная с понятиями напластования, слоистости и слойчатости (т. е. с явлением слоистости в ее широком, общем понимании), приведена в табл. 4. Как видно из этой таблицы, слоистость обозначает явления в широком смысле слова, включая и напластование и слойчатость. Если мы его употребляем в более узком, ограниченном смысле, то надо добавлять, какую именно слоистость мы имеем в виду — осадочных толщ или горных пород. Для последних можно употреблять краткий термин «слойчатость». Результат напластования Ю. А. Жемчужников предложил назвать «пластовость». Исходя из основных терминов, можно процессу наложения друг на друга слоевых единиц дать названия «напластование» и «наслоение». В отношении слойков следовало бы говорить «наслойкование», но это звучит несколько непривычно, хотя и отражает сравнительную сущность явления — накопление налегающих один на другой слойков. Поэтому обычно употребляется общий термин «наслоение».



Фиг. 1. Пласты (римские цифры), слои (арабские цифры) и слойки (буквы *в, г, е,*) ; *а*—пластовые швы, *б* — слоевые швы.

I — пласт известняка из слоев разного состава: *1* — известняк фораминиферовый; *2* — известняк афанитовый глинистый; *3* — известняк детритусовый. *II* — пласт песчаника из слоев различного типа слойчатости: *4* — косой; *5* — волнистой; *6* — тонкогоризонтальной. *III* — пласт глины из слоев различного химического состава: *7* — глина известковистая; *8* — глина чистая

Иногда границы слоев не видны, но можно по ориентировке компонентов, слагающих породу, или включений в ней определить направление плоскости наслоения. Такую, по образному выражению Н. Б. Вассоевича, «слоистость без слоев» последний предложил называть слоеватостью; этот термин, как указывающий на неполноту выражения данного признака, следует признать удачным. Невыраженную слойчатость следовало бы называть слойковатостью, но именно вследствие невыраженности этого явления иногда трудно бывает решить, с чем мы имеем дело — с формированием слоев или слойков? В таких случаях лучше употреблять термин «слоеватость», связанный с термином более широкого пользования — «слоистость». Термина для обозначения чередования слойков нет; при правильном чередовании двух (редко более) пород в слойчатой текстуре образуются ленты, пачки или пары слойков. Для обозначения тонких слоев другой, побочной породы среди основной, преобладающей, следует употреблять выражения: для пластов — «пропласток», для слоя — «прослой». Следует отметить, что «пропласток» не нужно смешивать с «пластиком», обозначающим пласт, хотя и тонкий, но вполне самостоятельный. Употреблять выражение «прослоек» как элемент, подчиненный слойку, не следует, так как слоек сам по себе является низшей единицей слоистой толщи и никаких посторонних «прослойков» содержать не может. Выражение «прослоек» можно употреблять для обозначения тоненького маленького слоя между двумя более крупными.

Терминология, связанная с понятием пласта, слоя, слойка Таблица 4

Основные седиментационные единицы	Наложение единиц друг на друга	Результат наложений седиментационных единиц		Слабая выраженность результата процесса	Чередование седиментационных единиц	Тонкая седиментационная единица среди более крупных	Название текстуры
		Общий термин	Частные термины				
1	2	3	4	4	6	7	8
Пласт	Напластование[1]	Слоистость (наслоение) в широком смысле слова	Пластовость (по Ю. А. Жемчужникову)	—	Чередование пластов — «перепластовывание»	Пропласток	Пластовая
Слой	Наслоение		Слоистость (осадочных толщ)	Слоеватость	Чередование слоев — переслаивание	Прослой, или прослоек	Слоистая
Слоек	Наслоение («наслойкование»)[1]		Слоистость горных пород, или слойчатость	Слоеватость (слойковатость)	Чередование слойков — образование лент, пачек и пар слойков	Нет[2]	Слойчатая, или слоистая текстура породы

[1] Если исходить из графы 3, то можно говорить о наслоении в широком смысле слова.

[2] Слоек — низшая единица слоистой текстуры (см. табл. 2).

Классификация пород по мощности слоев (в см) разных авторов Таблица 5

По Е. П. Брунс (1954, стр. 99) (название пласта)	По Л. Б. Рухину (1953, стр. 343) (для пород с горизонтальной слоистостью)	По В. А. Апродову (1952, стр. 190)	По Н. Б. Вассоевичу (1951, стр. 57) (классификация слоев)	Геологический словарь, т. 2, 1955, стр. 269. Слоистость. (Название пласта. В скобках указана его мощность)
Более 50 — глыбовый или массивный	Более 50 — массивнослоистые	Более 100 — массивнослоистые 50—100—грубослоистые	Более 5 — сверхмощные 100—400 мощные 50—90 — толстые	Крупнослоистый, глыбовый (дециметры)
10—50 — крупнослоистый	10—50 [2] ?	10—50 — среднеслоистые	10—40 — средние	
2—10 — среднеслоистый[1]	5—10 — крупнослоистые 2—5 — среднеслоистые	2—10 — тонкослоистые	5—9 — умеренно тонкие 1—4 — тонкие	Слоистый (сантиметры)
0,2—2 — тонкослоистый	0,2 — 2 — тонкослоистые	0,2—2 — листовато-слоистые	0,5—0,9 — почти листоватые	Листоватый, тонкослоистый (несколько миллиметров)
Менее 0,2 — листоватый или микрослоистый	Менее 0,2 — очень тонкослоистые	Менее 0,2 — микрослоистые	0,1—0,4 — листоватые	Микрослоистый (доли миллиметра)

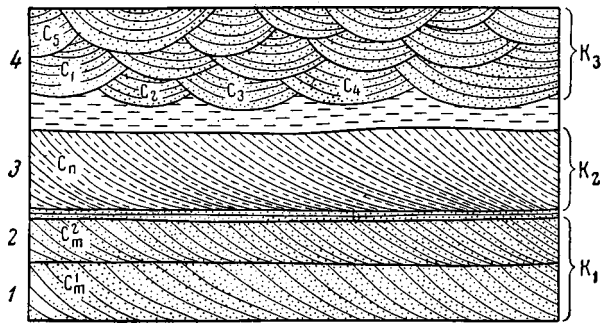
[1] Е. П. Брунс (стр. 106) такие породы называет просто «слоистыми». Мы считаем, что термин «слоистые» следует употреблять для обозначения слоистости вообще, когда масштаб ее не указывается.

[2] Для слоев этой мощности Л. Б. Рухина определения нет.

Определения слоистости в зависимости от величины слоевых элементов у большинства исследователей довольно однотипны: породы делятся на грубослоистые (или крупнослоистые), среднеслоистые, тонкослоистые и микрослоистые. Но при этом мощности слоев в каждом типе различные авторы выделяют по-разному, что показано в табл. 5. В данном случае классификации по размеру слоевых элементов все авторы давали применительно к слоистости как текстуре осадочных толщ, но не к слойчатости. Вопрос о классификации слоистости и слойчатости по масштабу требует специального рассмотрения, что и будет сделано ниже, в гл. V.

3. ГРУППИРОВКА СЛОЙКОВ

Слойки в породе обычно группируются в серии, причем иногда слой содержит одну серию слойков, чаще же — несколько. Серию слойков Н. Б. Вассоевич определяет (Спутник полевого геолога-нефтяника, 1954, стр. 59) как «группу более или менее сходных слойков, характеризующуюся однотипными условиями залегания». Добавим еще, что *слойки*



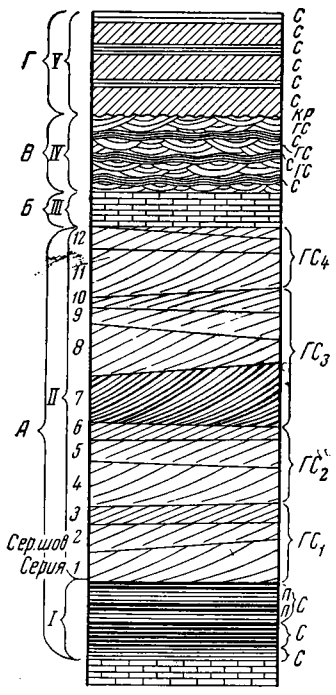
Фиг. 2. Серии, комплексы и ярусы слойков.

C_1, C_2, C_3 — серии косых слойков; K_1, K_2, K_3 — комплексы слойков; *1, 2, 3, 4* — ярусы. Первые три яруса однотипны. (По Н. Б. Вассоевичу, 1953)

в серии связаны друг с другом непрерывной последовательностью наслоения. Серии ограничиваются снизу и сверху плоскостями раздела (бывшими поверхностями осадка), которые дают в разрезе линии, названные Ю. А. Жемчужниковым «серийными швами».

Соотношение в серии слойков и серийного шва определяет морфологический тип слоистости. Н. Б. Вассоевич выделяет «комплекс», или «совокупность синхронных серий», а при наличии в разрезе нескольких смежных или почти смежных комплексов различает ярусы по их относительному положению (верхний, нижний), иллюстрируя это рисунком (фиг. 2). Однако в приведенном им примере «комплексы» — это, по существу, слои, выделенные по изменению текстуры, и, таким образом, нет необходимости вводить дополнительно этот новый термин. Что же касается термина «ярус», то в данном примере остается совершенно непонятным, что же следует называть ярусом и по какому признаку он выделяется.

Для обозначения более крупных частей слоистых толщ, представленных несколькими косослоистыми сериями, объединяемыми какими-либо закономерными изменениями от серии к серии снизу вверх (например, постепенное уменьшение мощности серии), я предлагаю название «группа серий», что примерно соответствует термину «coset» американских геологов. Примеры подобных групп серий приводятся ниже.



Фиг. 3. Основные слоевые элементы.

А, Б, В, Г — пласты; *I, II, III, IV, V* — слои; *С* — серии; *ГС* — группы серий; *П* — пачки; *КР* — контакты размыва; *А* — пласт песка между пластами известняка, состоящий из слоев различной текстуры; *I* — горизонтально-слойчатый песок, разделяющийся на три серии, из которых две нижние — простые, а верхняя состоит из двух пачек; *II* — косослойчатый песок, в котором серии (*1—12*) образуют четыре группы, в каждой из них мощность серий убывает снизу вверх. Нижняя серия (*7*) третьей группы ($ГС_3$) сложена пачками косых слойков. Пласты *Б, В, Г* содержат по одному слою (равны слою), причем *В* и *Г* имеют сложную слойчатость; *В* — пологоволнистую с мульдообразной волнистой, *Г* — диагональную (чередование горизонтально- и косослоистых серий)

Возникает необходимость ввести дополнительный термин для обозначения однотипных групп слойков, с закономерным постепенным изменением от слойка к слойку внутри группы и с резким изменением на границе групп, причем группы ритмически повторяются в серии. Такие группы слойков мы назвали «пачками». При этом закономерность изменения слойков внутри пачки является общей, одинаковой для всех пачек данной серии. Примеры соотношений слоев, серий слойков, пачек и слойков показаны на фиг. 3. Подробнее на их особенностях мы остановимся в гл. V.

4. ТЕРМИНЫ, СВЯЗАННЫЕ С ЧЕРЕДОВАНИЕМ ПОРОД

Термин «переслаивание» нередко фигурирует в литологической литературе и в практике описания разрезов, но применяется он далеко не однозначно. Например, как переслаивание описывается разрез с чередованием слоев пород по нескольку метров мощностью, а с другой стороны, тем же термином называют чередование летних и зимних слойков ленточных глин мощностью 1—2 см. Между тем это явления не только разного масштаба, но и резко различного генезиса.

Переслаиванием можно называть повторное и многократное чередование тонких слоев, достаточно частое, более или менее равномерное; обычно чередуются две или три породы, редко больше. Конечно, понятия «частое» и «редкое», «равномерное» и «неравномерное», «тонкое» и «толстое» весьма условны, поэтому прежде всего приходится считаться с масштабом и задачами работы: при детальной характеристике разреза чередование слоев с мощностью, измеряемой десятками сантиметров, особенно если оно недостаточно правильное, следует описывать слой за слоем. При описании же по крупным единицам разреза, с большими мощностями, даже не очень правильное повторение одних и тех же пород мы все же назовем толщей переслаивания или чередования. При этом, если отмечается чередование слоев или пластов в закономерной последовательности, то можно говорить о ритмичности, или цикличности, строения разреза; последняя не всегда видна вследствие различной мощности слоев и выпадения тех или иных элементов ритма (см. ниже, гл. III). Однако эти явления относятся уже к другой категории геологических процессов, которые не входят в круг рассматриваемых в данной работе. В применении к слойчатости термин «переслаивание» может употребляться для

сложных типов слойчатости (см. гл. V). Термин «переслаивание» всегда должен иметь пояснение — чего с чем. Поэтому неверным является появившийся в геологической литературе термин «алевролиты переслаивания», применяющийся вместо правильного выражения «переслаивание алевролитов».

Полосчатость является скорее наглядным описательным термином, указывающим на наличие полос, различающихся по структуре, составу или цвету; в разных породах она обусловливается разными причинами и обозначает различные понятия. Так, например, полосчатость углей означает определенную их структуру, полосчатость железистых кварцитов — текстуру, обусловленную, очевидно, первичной слоистостью, и т. д. Иногда полосчатость вызывает появление сложных типов слоистости (см. гл. V).

Термин «ленточная слоистость» впервые был применен при описании слоистости ледниковых озерных отложений, в которых было отмечено отчетливое тонкое чередование слойков более грубых и светлых — летних с более тонкозернистыми и темными — зимними. Два таких слоя составляют ленту, или «варву» (пачку); между ними имеется постепенный переход от летнего слойка к зимнему, граница же новой ленты, начинающейся с более грубозернистых весенних отложений,— резкая, отделяющая ленты одну от другой. Ленточной может быть сезонная слоистость многих видов, если только достаточно равномерна переменность седиментационного процесса и размеры слойков малы.

Для слоистости пород вообще характерна попеременная повторяемость в породе двух слойков. Если они различны по составу, но имеют постепенные переходы,— они образуют ленту (или простую пачку). Сближение их состава и усиление постепенности перехода между ними приводит к превращению ленты в один слоек, но имеющий сортированное строение. Однако могут быть и другие случаи, когда между различными по составу слойками постепенного перехода нет и они просто образуют «пару слойков», повторяющуюся в породе. Сближение их состава при небольшой мощности приводит к превращению пары в один слоек, но имеющий двучленное строение. Если же мощность слойков достаточно велика, то попеременное чередование слойков можно характеризовать как переслаивание.

5. ТЕРМИНЫ, СВЯЗАННЫЕ С СОРТИРОВКОЙ МАТЕРИАЛА

Сортировка материала играет при образовании слоистых текстур весьма большую роль. При отчетливо выраженной сортировке создается особый тип слоистости, когда каждый слой или слоек не однороден, а состоит из осадочного материала, равномерно и постепенно изменяющегося снизу вверх, чаще всего — от более грубого до более тонкозернистого (прямая сортировка), реже — от тонкозернистого внизу до более грубозернистого вверху (обратная сортировка). Строение такого слойка мы называем «сортированным», а получаемую при этом текстуру — «слоистостью, обусловленной сортировкой материала», «слоистостью ритмической сортировки материала» или просто «сортированной слоистостью». Хотя последнее выражение и не совсем правильно, мы будем его употреблять в дальнейшем для большей краткости, тем более, что оно соответствует по смыслу широко известному термину «graded bedding», принятому в зарубежной литературе. А. М. Кузьмин (1950) придает сортировке материала очень большое значение, считая сортированное строение основным признаком слоя. С подобным утверждением, конечно, согласиться нельзя, хотя сортированная слоистость (и слойчатость) имеет немаловажное значение среди других типов слоистых текстур, о чем подробнее будет сказано ниже, в частности, в гл. IV.

6. ТЕРМИНЫ, СВЯЗАННЫЕ С РАСЩЕПЛЕНИЕМ ПОРОД

«Расщепление» породы, разделение ее на более или менее отчетливо видные параллельные пластинки или плитки разной толщины — сланцеватость, плитчатость, листоватость — обусловливаются весьма различными причинами, несмотря на кажущееся сходство их проявления.

Сланцеватость — это такая текстура метаморфических пород, когда порода, даже как будто однородная, распадается на тонкие пластинки или плитки (Геологический словарь, т. 2, 1955). Сланцеватость обусловлена в основном перекристаллизацией вещества под давлением, с появлением отчетливо выраженной параллельной ориентировки минералов и их агрегатов. Однако очень часто нормально-слоистые породы с первичной определенной ориентировкой минералов (особенно пластинчатых — слюд, глинистых и др.) или с резко выраженными границами слойков, раскалывающиеся поэтому на параллельные пластинки, геологи также называют сланцеватыми на основании чисто внешнего сходства.

Мне представляется более правильным сохранить термины «сланцеватость» и «сланец» только для пород метаморфизованных[1]. Что же касается неизмененных нормально-осадочных пород, то ориентированность слагающих их частиц, как мы уже говорили, следует называть слоеватостью. Способность же породы распадаться на тонкие пластинки или плитки, параллельные плоскостям наслоения, лучше называть листоватостью, пластинчатостью или плитчатостью (в зависимости от толщины составляющих элементов — см. гл. V).

Ю. А. Жемчужников считал, что для обозначения распадения осадочных пород на плитки можно, независимо от их толщины, употреблять общий термин «плитковатость», в отличие об общепризнанного термина «плитчатость», относящегося обычно к текстуре осадочных толщ и часто обусловленного перерывами седиментационного процесса.

Способность породы к расщеплению параллельно слоистости появляется под воздействием статической нагрузки, разной степени уплотнения слоевых элементов вследствие появления границ между ними, расположения вдоль последних неизометричных компонентов породы (слюд, органических остатков, глинистых минералов и др.), а иногда и некоторого перераспределения и переориентировки составных частей породы. Появление границ раздела пластинок или плиток приурочивается преимущественно к границам раздела слойков, серий и слоев; поэтому термины «листок», «пластинка» или «плитка» соответствуют обычно (хотя и не всегда) слойку той или иной мощности.

Такое расщепление породы (плитковатость) тесно связано с первичной седиментационной слоистостью (слойчатостью) и имеет то же направление; однако все же это явление вторично, накладывающееся на первичный признак (слоистость), и поэтому плитковатость нельзя рассматривать как особый вид слоистости.

Термин «листоватость» употребляется для определения распадения породы параллельно наслоению на очень тонкие пластинки («листочки»), легко отделяющиеся друг от друга. По существу — это результат своеобразной тонкой слойчатости, особенности которой обычно обусловливаются исходным материалом осадка (остатки растений, пластинчатые минералы). Листоватой принято назвать породу при толщине плиток менее 0,5—1 см.

---

[1] По традиции остается только общепринятый термин «горючий сланец», однако этот «сланец» часто даже не имеет пластинчатой текстуры.

7. НЕКОТОРЫЕ НЕПРИЕМЛЕМЫЕ И НЕУДАЧНЫЕ ТЕРМИНЫ

Термином «ложная слоистость» прежде нередко обозначали всякую косую или волнистую слоистость, не отвечающую (не параллельную), общему напластованию. Этим хотели подчеркнуть именно внутренний, текстурный, а иногда и местный характер этого проявления. Ложную слоистость противополагали напластованию, как геологическому явлению, имеющему более универсальный характер. Называя такую слоистость ложной, имели в виду предостеречь полевых исследователей от возможных ошибок в случае принятия наклона косых слойков за истинное падение пород, а следовательно, и за подлинное и общее их напластование.

В других случаях выделение ложной слоистости как первичной текстуры породы имело в виду и случаи псевдослойков, например, сильно кливажированного сланца, разбивающегося на плитки, явно находящиеся под углом к первичному наслоению породы. Такое употребление термина, т. е. наименование сланцеватости ложной слоистостью, совершенно недопустимо, так как слоистость даже в самом широком смысле — это термин, относящийся к первичному процессу осадкообразования. Кливаж является позднейшим, вторичным процессом, и путать сланцеватость и слоистость так же недопустимо, как недопустимо метаморфизм называть ложным диагенезом и т. д. Поэтому старый термин «ложная слоистость» не следует вовсе употреблять в настоящее время, когда идет уточнение всей терминологии и строго разграничивается напластование горных пород, как основной признак осадочной толщи, и слоистость в более узком смысле, как текстурный признак отдельной породы, который также является «истинным», а отнюдь не ложным. Вообще лучше избегать всяких терминов, к которым пришлось бы прибавлять приставки «ложно», «псевдо» и т. п., и не применять последнего термина к чуждым, чисто внешним проявлениям подобия слоистости.

«Слоистость волноприбойных знаков» — этот термин следует признать неудачным прежде всего потому, что его употребляют значительно шире, чем это допустимо по его смыслу. Так как имеются очень скудные описания и определения форм волнистой слоистости и в то же время существует термин «волноприбойные знаки», и появилось выражение «слоистость волноприбойных знаков».

К сожалению, очень часто волноприбойными знаками (т. е. знаками на поверхности наслоения, образованными действием волн прибоя) называют знаки ряби, считая этот термин синонимом выражения «ripple marks». Это объясняется тем, что впервые знаки ряби были описаны именно для отложений в зоне действия волн прибоя. Однако никогда не следует забывать, что «волноприбойные знаки» — это только один из частных случаев знаков ряби, развитых вообще весьма широко и в очень различных фациальных обстановках. И уже совершенно недопустимо выражение «эоловые волноприбойные знаки» (также встречающееся в ряде работ), употребляемое для обозначения эоловых знаков ряби. Такое использование этого термина — полная бессмыслица, утверждающая, например, возможность образования волн прибоя в песках пустыни.

Выражение «волноприбойные знаки» можно употреблять только тогда, когда установлена принадлежность данной текстуры к волноприбойной зоне. В противном случае лучше употреблять выражение более общего и широкого значения — «знаки ряби». Что же касается «слоистости волноприбойных знаков», то это выражение очень неопределенное и поэтому неудачное.

Ниже, в гл. V, предлагается ряд терминов для определения различных разновидностей слоистости, связанной с рябью волнений и течений, которые можно употреблять применительно к каждому конкретному случаю. Представление о «знаках ряби» будет разобрано подробнее в гл. IV.

Глава III

ПРОЯВЛЕНИЯ СЛОИСТОСТИ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Слоистость выявляется большей или меньшей однородностью породы внутри слоя, изменением ее от слоя к слою и более или менее четко выраженными границами раздела смежных слоев. Казалось бы, что по этим признакам выделение слоев — дело простое, однако в действительности выделить слои в осадочной толще далеко не всегда легко.

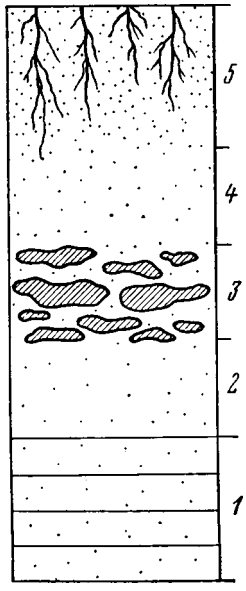
М. С. Швецов в своем широко известном курсе петрографии осадочных пород (1948, стр. 175, фиг. 46) указывает причины разнотипного определения слоистости, вытекающие из сложности самого явления. По его мнению, это в первую очередь определяется именно тем, что под термином «слой» понимают: а) смену материала и б) наличие плоскостей раздела [1] — явления различные, хотя и связанные между собой, но не всегда совпадающие. М. С. Швецов совершенно справедливо указывает на то, что решение этого вопроса часто зависит от подхода к нему. Вторую причину трудности однозначного определения слоистости М. С. Швецов видит в том, что смена материала очень часто бывает постепенной или же намечена весьма слабо. С другой стороны, плоскости раздела иногда могут проходить внутри однородных по составу слоев. Наконец, третья причина — та, что часто даже при наличии резкой смены материала граница, разделяющая слои, может быть весьма неровной, а оба граничащих слоя неразрывно связаны между собой.

На фиг. 4 показан случай, когда вопрос о выделении слоев может получить различное решение. Приведенный разрез можно или считать одним слоем песчаника сложного строения, или выделить как отдельные слои горизонт с конкрециями (особенно, если он имеет достаточно большую мощность) и верхний горизонт, измененный корневой системой, (хотя первый не имеет выраженных слоевых границ, а нижняя граница верхнего слоя неотчетливая и очень неровная) наконец, можно выделить несколько отдельных слоев в нижней части разреза по отчетливо видным плоскостям наслоения (слоевым швам). Если же придавать основное значение признаку ограничения слоя плоскостями наслоения, то слои следует выделять только в нижней части разреза, а всю среднюю и верхнюю его части (включая горизонты с конкрециями и остатками корневой системы) считать одним слоем.

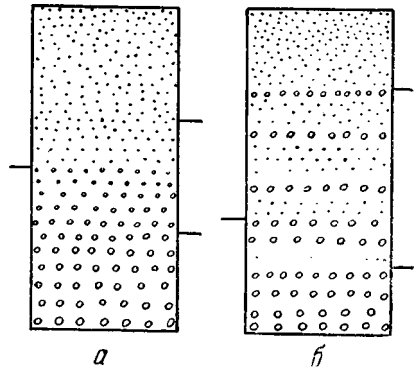
С нашей точки зрения, в разрезе, приведенном на фиг. 4, следует выделить пять слоев: первый (нижний) — песчаник плитчатой текстуры,

[1] Для обозначения этого понятия М. С. Швецов предложил термин «пластовая отдельность». Однако этот термин вряд ли можно признать удачным, так как под «отдельностью» в геологии понимается явление, связанное не с осадком, а с уплотненной и измененной породой.

второй — песчаник массивный, третий — песчаник с конкрециями, четвертый — песчаник массивный, пятый — песчаник, измененный в результате проникновения в него корневой системы. Такое разделение соответствует изменению условий осадкообразования. Последний слой следует обязательно выделять, так как он указывает на резкую смену фациальных условий. Если третий слой (с конкрециями) имеет малую и, особенно, невыдержанную мощность, то слои 2, 3 и 4 можно объединить в один слой, а горизонт с конкрециями считать прослоем в нем. Мы считаем, что ведущее значение при выделении слоев имеет не наличие плоскостей



Фиг. 4. Условность выделения слоев. Пласт песчаника, внизу разделенный отчетливыми плоскостями отдельности, выше — массивный, в средней его части — горизонт с конкрециями. Верхняя часть пласта изменена в результате проникновения корней растений. Цифры справа показывают возможное выделение условных слоев



Фиг. 5. Типы постепенных переходов между слоями.

а — постепенное изменение породы; *б* — переход через зону переслаивания материала выше- и нижележащих слоев. Черточками с боков колонок показаны возможные границы «условных» слоев

их раздела (слоевых швов), а изменение материала, слагающего слой (основного состава или же включений), его структуры, а иногда текстуры. В связи с этим встает вопрос о выделении «условных слоев».

При наличии постепенных переходов между слоями или неотчетливо выраженных границ между ними выделение слоев всегда имеет элемент известной условности и субъективности и часто зависит от стоящей перед геологами задачи и от детальности исследования.

Существует два основных типа постепенных переходов. Первый — когда сам материал, слагающий слои, изменяется постепенно (например, от гравелита через крупно- и среднезернистый песчаник до мелкозернистого песчаника) (фиг. 5, *а*) или же от совершенно неизвестковистого песчаника через песчаник известковистый до песчанистого известняка. Второй тип постепенного перехода — когда два разных слоя переходят один в другой за счет все увеличивающегося появления прослоев одного в другом (фиг. 5, *б*). В обоих случаях можно выделить разное количество «условных слоев»: два — по преобладанию того или иного материала; три — выделив среднюю, переходную часть в самостоятельный слой. Если же постепенно изменяющийся разрез имеет достаточно большую мощность, то число условных слоев может увеличиваться за счет выделения в самостоятельные слои горизонтов с различным соотношением двух слагающих компонентов. Это возможно даже для сравнительно простого

случая, схематически показанного на фиг. 5, *б*. В природных же разрезах, где появляются еще многочисленные частные отклонения, а идеально правильное изменение почти не встречается, вопрос о выделении условных слоев еще более усложняется. Однако, если оговорить условность выделяемых слоев и сформулировать признаки, по которым они выделяются, этого будет достаточно для понимания характера слоистости в разрезе, хотя она в данном случае и будет неотчетливо выраженной.

Таблица 6

Признаки, выявляющие слоистость (и слойчатость)

Обособленность слоев (или слойков)	Изменение состава самих слоев (или слойков)	Гранулометрического (структура)
		Минерального (вещественного)
		Изменение окраски
		Появление послойной примеси
	Наличие слоевых границ обусловлено	Различием состава смежных слоев
		Появлением примеси на граничащих поверхностях (глина, растительный детрит и др.)
		Наличием плоскостей отдельности
Обособленных слоев нет (слоеватость)	Ориентировка основных компонентов породы (сплошная слоеватость)	
	Ориентировка включений или отдельных компонентов породы	
Ритмическая сортировка материала слоя или слойка		
Изменение внутренней текстуры (только для слоев, но не для слойков)		

Основные признаки, определяющие наличие слоев, приведены в табл. 6. Слои могут быть выделены по совокупности этих признаков, но даже наличие какого-либо одного из них уже дает основание для выделения слоев. Ориентированное расположение компонентов создает слоеватость породы (см. гл. II), а сортировка компонентов — особый тип «сортированной слоистости».

Все эти признаки относятся в равной мере и к слоистости в узком смысле (осадочных толщ), и к слойчатости ,т. е. к явлению слоистости в общем, широком ее понимании. Кроме того, слоистость осадочных толщ, в свою очередь, может выявляться изменением типа слойчатости.

Появление и проявление всех признаков, указанных в табл. 6, определяются различными причинами, обусловленными как самой средой осаждения, так и обстановкой вне ее.

В настоящей главе мы не будем разбирать значение этих причин и влияние каждого из факторов слоеобразования, так как этот вопрос будет освещен в следующей главе. Здесь же мы рассмотрим лишь, как проявляется слоистость и что определяет разделение осадочной толщи на слои. Дальнейшее изложение относится к слоистости в широком ее понимании, включая и слойчатость. В тех случаях, когда описываемое яв-

ление относится либо только к слоистости осадочных толщ, либо только к слоистости пород (слойчатости), мы будем делать соответствующие оговорки.

2. ПРОЯВЛЕНИЕ СЛОИСТОСТИ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ КОМПОНЕНТОВ СЛОЯ

Изменение состава самих слоев

Изменение материала осадочной толщи, а вследствие этого и разделение ее на отдельные пласты или слои может быть связано: с изменением структуры пород — как близких по гранулометрическому составу (песчаник крупнозернистый — песчаник среднезернистый), так и занимающих отдаленное положение в общей номенклатуре терригенных отложений (песчаник — аргиллит); с чередованием пород резко различного генезиса, например терригенных и органогенных (песчаник — известняк).

Эта смена определяется либо гидродинамическим режимом среды осаждения, либо изменением поступающего в водоем терригенного материала, либо совместным действием обоих этих факторов. При этом следует отметить, что слоистость в первом случае (когда породы близки по составу) в значительно большей степени связана с гидродинамическими (или аэродинамическими) условиями, чем переслаивание резко различных пород, которое в большей степени зависит от того, какой материал находится в данном водоеме и поступает в осадок. В некоторых случаях, когда граничат породы резко различного происхождения (песчаник — известняк), это может быть вызвано резкой сменой условий и перерывом в седиментации.

Слоистость, образовавшаяся в результате изменения минерального состава слоев, встречается довольно часто и может быть обусловлена весьма различными причинами, из которых, пожалуй, наиболее характерным является изменение материала, поступающего в водоем, или же изменение гидрохимического режима среды осаждения. В более частных случаях изменение состава может быть связано и с гидродинамическим режимом. Так, например, при формировании толщ пляжевых песков рудные минералы вследствие большего удельного веса отделяются в процессе перемыва от более легких и оседают, концентрируясь в определенных слоях. Концентрируются также и более легкие пластинки слюдистых минералов. Наконец, изменение минерального состава может быть результатом вторичных процессов, например цементации, приуроченной к определенным слоям, или выпадения аутигенных минералов из проникающих в осадок растворов и т. д.

С изменением минерального состава тесно связано различие в химическом составе смежных слоев, обогащение отдельных слоев каким-либо минералом, карбонатным материалом, фосфором, железом и т. д.

В других случаях смежные слои содержат одни и те же минералы, но изменение их соотношения вызывает появление слоистости. Например, толща известковистых аргиллитов может быть и более и менее известковистой за счет послойного увеличения или уменьшения примеси карбонатного материала к глинистому. Причины проявления слоистости вследствие изменения химического состава слоев те же, что при изменении минерального состава, за исключением изменения гидродинамического режима среды осаждения. Последний фактор в данном случае играет весьма ничтожную роль.

Слоистость в результате различия в цвете отдельных прослоев — явление, которое видно наиболее отчетливо и каждому исследователю прежде всего бросается в глаза. Однако самостоятельного значения этот фактор все же не имеет, так как это — следствие изменения

минерального и химического состава слоев или же размеров слагающих слои зерен (обычно чем более тонкозерниста порода, тем она темнее). Вообще же к выделению слоистости по изменению цвета следует подходить весьма осторожно, так как в ряде случаев изменение окраски может быть не первичным признаком, связанным со слоистостью породы, а вторичным явлением, обусловливающим полосчатое распределение окраски, не связанное с текстурой породы. Так, например, автору неоднократно приходилось видеть, как недостаточно опытные исследователи принимали за первичную слоистость полосчатость так называемых «колец Лизеганга», если последние имели достаточно большие размеры.

Наличие послойных включений и примесей

Слоистая текстура может выявляться также по наличию в относительно однородной породе примеси или включений каких-либо составных частей — галек, органических остатков, конкреций и т. д. Послойное расположение этих включений подчеркивает направленность наслоения, незаметную в породе вследствие ее однородности. Иногда наличие большого количества включений позволяет выделить самостоятельный слой, ими обогащенный. Конкреции могут распределяться в породе по-разному — в виде разнообразных отдельных конкреций, часто ориентированных в определенных плоскостях, или давать скопления, располагаясь в разрезе параллельно напластованию, цепочкообразно, четковидно, сплошным или прерывистым прослоем и т. д. При наблюдении слоистых текстур конкреционные образования, залегающие согласно наслоению осадка и всегда выделяющиеся на фоне основной породы цветом, плотностью и прочими признаками, как бы подчеркивают слоистость и общее ее направление.

Послойные скопления галек подчеркивают слоистость двояко: не только своим наличием, но и расположением плоской своей стороной параллельно наслоению.

Наличие органических остатков, если они заполняют слой в целом, позволяет выделять отдельные слои, если же они имеются в относительно небольшом количестве, только по плоскостям наслоения, то лишь подчеркивают последние.

В некоторых случаях наличие каких-либо включений на граничащих поверхностях может быть связано с перерывом в седиментации и даже с контактом размыва.

Выделение слоистости по границам слоев — «слоевым швам»

Слоевые швы, по существу, являются видимыми в поперечном разрезе плоскостями наслоения. Появление их определяется разными причинами:

а) налеганием слоев различного состава (см. выше.). Граница раздела при этом может быть выражена и более и менее отчетливо, в зависимости от близости состава смежных слоев и от резкости перехода (отмечается контакт резкий или отчетливый), и даже может быть совсем не выражена, а представляет постепенный переход от одного слоя к другому либо вследствие смены слагающих его частиц, либо в результате нарастания количества составного элемента одного слоя в другом, смежном с ним;

б) присутствием на плоскости наслоения в относительно однородной породе каких-либо неорганических или органических частиц, подчеркивающих границы слоев,— пластинок слюды, глинистых минералов, растительного детрита и т. д. Увеличение их количества приводит к образованию тонкого прослоя, как бы связывающего два смежных слоя;

в) наличием в относительно однородной породе поверхностей раздела по слоевым швам, что выражается в распадении породы на параллельные плитки (плитковатость, или плитчатость) с гладкой поверхностью раскола, отвечающей поверхности наслоения. В последнем случае слоистость — первичную текстуру осадка — легко спутать со сланцеватостью — вторичным явлением, связанным уже с породой, а не с осадком, из которого образовалась та или иная порода, и требуется определенный навык и анализ всех сопутствующих признаков, чтобы определить их в однородной породе.

Границы раздела слоев (поверхности первичного наслоения) часто отличаются от плоскостей отдельности большей шероховатостью, приуроченностью включений, гальки, растительных остатков и т. д. Реже поверхности наслоения столь же ровны и гладки, как и плоскости отдельности.

Плоскости наслоения, или слоевые швы, могут быть выражены и более и менее отчетливо; резкость границ, или швов, между слоями может зависеть: от прекращения отложения осадка; от прерывистости самого процесса осаждения; от размыва и уноса течением образовавшегося ранее осадка; от растворения ранее отложившегося осадка.

Видимая линия слоевого шва на поперечном разрезе может быть выдержанной и прерывистой. Последнее в большой степени характерно для слойчатости; при этом образуется прерывистая или, как ее иногда называют, «штриховатая» слоистость (слойчатость).

Подробно причины и механизм образования различных признаков слоистости будут разобраны в следующей главе.

3. СЛОИСТОСТЬ ОТЧЕТЛИВАЯ, НЕОТЧЕТЛИВАЯ, СКРЫТАЯ, НЕДОРАЗВИТАЯ; СЛОЕВАТОСТЬ

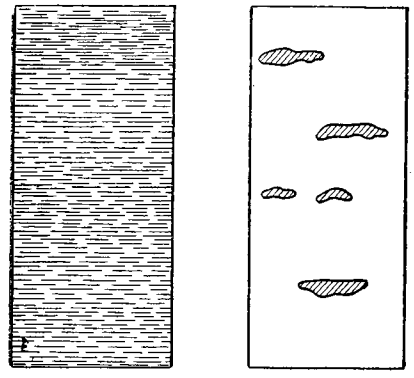
По степени отчетливости слоистая текстура может быть *ясной* (отчетливой) и *неясной*. В первом случае видны слоевые границы и изменение вещественного состава слоев. Неясность слоистости может быть следствием различных причин: неотчетливости границ между существующими слоями; слишком мелкого масштаба слоевых единиц; недостаточной выраженности наслоения. Такую слоистость, когда изменение породы видно, а границ слоев нет, можно назвать *неотчетливой*.

Чрезвычайно незначительная толщина слоевых единиц делает слоистость *скрытой*, обнаруживаемой только под микроскопом, макроскопически же такая порода может восприниматься как массивная. Однако в существующей литературе принято *микрослоистостью* называть текстуру с толщиной слойков менее 1 мм. Таким образом, верхний предел микрослоистой текстуры вполне улавливается простым глазом, особенно если границы слойков подчеркиваются различием их цвета. Следовательно, микрослоистая порода может быть и явнослоистой, и скрытослоистой, в зависимости от величины слойков и отчетливости их разграничения.

В ряде случаев отмечается как бы «недоразвитая» слоистость, когда нет ни границ слоев, ни смены материала, но направление плоскостей наслоения видно по ориентировке либо слагающих породу частиц, либо отдельных включений в ней. Такую текстуру, как уже было указано, Н. Б. Вассоевич предложил назвать *слоеватостью*. Последняя может быть сплошной (фиг. 6, *а*), если она обусловлена ориентировкой основных компонентов породы, более или менее равномерно распределенных, или же частичной, если эта ориентировка проявляется лишь на отдельных участках. Часто в породе, макроскопически кажущейся неслоистой, расположение отдельных включений (например, плоских галек) указывает на тот или иной тип наслоения (фиг. 6, *б*). Если количество таких включений местами возрастает настолько, что они образуют самостоятельные элементы разреза,— порода уже может называться слои-

стой, в ней могут быть выделены условные слои. В ряде случаев такая макроскопически скрытослоистая порода под микроскопом оказывается микрослоистой.

Существует ряд переходов между слоеватой текстурой и прерывистой слоистостью разного типа. Нам представляется, что слоеватой следует называть породу в том случае, если нельзя проследить отдельные слойки, а видна лишь общая ориентировка напластования. Если же слойки, подчеркнутые чем-либо, прослеживаются, хотя и не на всем своем протяжении, то такую текстуру лучше называть прерывистой слоистостью соответствующего типа. Классификация неясной слоистости дана в гл. V.



Фиг. 6. Слоеватость породы.

а — сплошная слоеватость за счет ориентировки частиц породы; *б* — слоеватость, выявляемая расположением плоских включений (галек, конкреций)

Наконец, порода может быть неслоистая (неслойчатая), или массивная. В этом случае внутри слоя породы не видна внутренняя слойчатость или же внутри пласта не заметна ни слоистость, ни слойчатость. Причины появления неслоистой текстуры могут быть весьма различными и будут рассмотрены в соответствующем разделе гл. IV. Однако не всякая неслоистая текстура является массивной. Массивной лучше называть однородную текстуру с равномерным и однообразным расположением в пространстве слагающих породу компонентов. Кроме массивной, к неслоистым текстурам относятся текстуры комковатые, брекчиевидные, «кучерявые», пятнистые и многие другие, характеризующиеся, во-первых, отсутствием слоистости и, во-вторых, неравномерным расположением в породе слагающих ее компонентов (классификация их дана в гл. V).

4. СЛОИСТОСТЬ, ОПРЕДЕЛЯЕМАЯ ПО СОРТИРОВКЕ МАТЕРИАЛА ВНУТРИ СЛОЯ И ПО «УПАКОВКЕ» ЗЕРЕН

Нельзя не остановиться на особом типе седиментационной текстуры, имеющей весьма своеобразные черты. Мы имеем в виду слоистость, обусловленную ритмической сортировкой (разного масштаба) слагающего породу материала, называемую в иностранной литературе термином «graded bedding», т. е. кратко «сортированная слоистость» (см. гл. II). Особое внимание, уделяемое этому типу, объясняется тем, что она имеет очень широкое распространение, встречается как в современных, так и в весьма древних породах и характерна для ряда фаций.

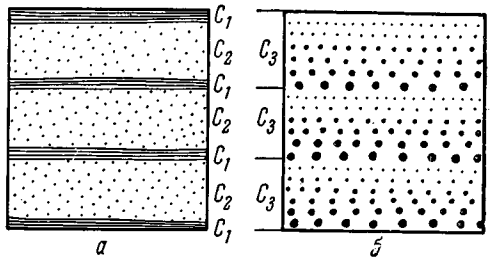
Впервые термин «graded bedding» был введен в литературу Бэйли (Baily, 1930, 1936), который противопоставил ее «слоистости течения» (stream bedding). Бейли считал, что ритмически сортированная слоистость встречается тогда, когда отсутствует косая слоистость. Однако такая точка зрения неверна: послойно-ритмическая сортировка осадочного материала характерна не только для горизонтально-слоистых, но и для косослоистых толщ, например для речных, причем в них она иногда выступает даже более отчетливо. С другой стороны, в горизонтальной слоистости сортировка может отсутствовать.

Сортировка отмечается в отложениях различных фаций, как в речных, так и в морских. Так, Кюнен (Kuenen, 1952, 1953 и др.) указывает, что

ритмически сортированная слоистость, присущая морским отложениям, может образоваться на достаточно больших глубинах, если туда по уклону дна достигали течения высокой плотности, несущие большое количество взвешенного материала (подробно об этом см. гл. X).

Сортировка и ее причины

Разбираемый нами тип слоистости определяется, как мы уже сказали, механической сортировкой слагающих породу частиц. В обломочных породах сортировка происходит прежде всего по размерам зерен, галек, органических остатков или других компонентов, слагающих породу, так как более крупные частицы, естественно, и более тяжелые. Реже сортировка происходит по удельному весу, что приводит к концентрации тяжелых, большей частью рудных минералов.



Фиг. 7. Ритмическая слоистость.

а — однородные слои разделяются значительно более тонкими слоями иного состава (смежные слои различны); *б* — слои по внутреннему строению не однородны; смежные слои одинаковы, но отделяются один от другого в результате различия в верхней и нижней частях слоя (сортированная слоистость); C_1, C_2 — чаще слойки; C_3 — слойки или слои

Если скорость потока (течения, ветра) остается постоянной, то и крупность зерна (обломков) в каждом слойке будет неизменной. Однако гидродинамические условия в водоеме или потоке таковы, что обычно скорость течения постепенно падает, потом резко возрастает, потом снова падает и т. д. Такое «пульсирующее» движение вызывает неравномерное выпадение осадка: внизу материал более грубозернистый, постепенно он становится все тоньше, а затем резко сменяется вновь более грубым с постепенным новым утонением и т. д.

Отличие этого типа слоистости от ритмического повторения однородных слойков показано на фиг. 7. Текстура, изображенная на фиг. 7, *а*, представляет повторение однородных слоев, разделенных значительно более тонкими, но также однородными слоями иного состава. Эта текстура наиболее характерна для слойчатости, а как текстура осадочных толщ встречается редко. Таким образом, элементы C_2 и C_1 — слойки, а не слои.

Текстура, показанная на фиг. 7,*б*, является сортированной слоистостью. Слои неоднородны, в каждом из них отмечается сортировка зерен от грубых внизу до тонких вверху. Разделяются они в результате различия материала в верхней и нижней частях слоя. Эта текстура характерна для слойчатости (где C_3 может быть слойком или же пачкой слойков). Однако, увеличиваясь в масштабе, она может стать текстурой ритмически построенных осадочных толщ; каждый элемент ее (C_3) в этом случае равен слою, последний, в свою очередь, будет иметь слоеватую текстуру, невыраженные слойки которой сложены зернами разного размера. Таким образом, для этого типа текстуры неприменимо определение слоя

как однородного элемента осадочной толщи, отличающегося от смежных слоев.

Оба эти типа ритмического повторения слойков могут быть не только в горизонтальной, но и в косой слоистости (слойчатости). Для волнистой слойчатости более характерен тип, представленный на фиг. 7, *а*.

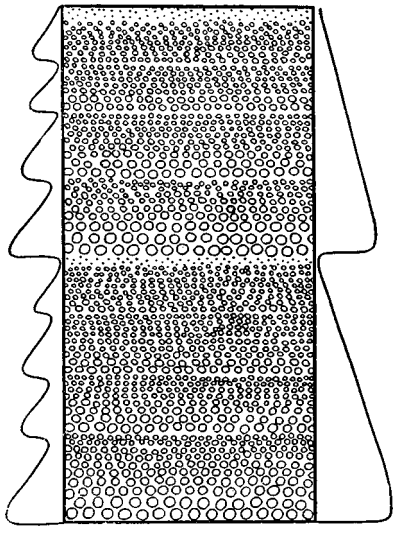
Каждый элемент сортированной слоистости ($С_3$), ритмически повторяющийся в разрезе, представляет собой, по существу, своеобразный гранулометрический ритм, обусловленный сортировкой зерен (даже если он имеет мощность менее 1 *см*). Поэтому наиболее правильно такую текстуру называть ритмически сортированной слоистостью (или слойчатостью), что по содержанию отвечает термину «graded bedding». Сортировка может быть двух видов:

а) двучленная, когда слой отчетливо делится на две части — нижнюю, с хорошей сортировкой зерен одной фракции, и верхнюю, сложенную другой фракцией, иногда даже не смежной. Этот тип образуется, если седиментационный материал однороден, так как уже был отсортирован ранее (например, в морских отложениях), а сортирующий фактор продолжает действовать;

б) постепенная, или последовательная, если исходный материал неоднороден и сортирующий фактор действует. Примером могут служить отложения мутевых течений, а также косых слойков речного аллювия.

Многостепенность сортировки

Характерной особенностью ритмически сортированной слоистости является многостепенность сортировки (что также сближает ее с ритмичностью разных порядков). Суть ее состоит в том, что часто самые мелкие ритмы — слойки — слагают ритмически чередующиеся пачки с постепенным изменением внутри них, так что сами пачки оказываются отсортированными и, в свою очередь, ритмически повторяющимися. Пачки слагают серии слойков или слои, серии могут образовывать группы серий, а последние — слои. И в каждом последующем элементе наблюдается одна и та же закономерность: постепенное изменение (утонение) гранулометрического состава снизу вверх по наслоению внутри ритма и резкая граница между ритмами. Кроме того, наряду со сходством ритмически повторяющихся слойков, пачек, слоев отмечается направленность изменения от одного ритмического элемента к другому, что и создает сортировку следующего порядка (фиг. 8). Так, направленное изменение от слойка к слойку создает сортировку пачки, изменение пачек — сортировку внутри пачки следующего порядка, изменение от серии к серии — сортировку в группах серий, а изменение от группы к группе — сортировку слоя. Такая многостепенная сортированность разобрана нами на конкретном примере речных отложений (см. гл. VIII); она была также описана Л. М. Бириной (1904) для глинистых отложе-



Фиг. 8. Многостепенность ритмической сортировки, подчеркнутая гранулометрическими кривыми: слева от колонки — сортировка первого порядка, справа — обобщенная кривая, показывающая сортировку второго порядка.

ний Подмосковного бассейна; отмечается она в ряде случаев для осадков с сезонной слоистостью.

Ритмическая сортировка разных порядков может видоизменяться в отложениях разного генезиса, могут несколько изменяться соотношения, далеко не всегда последующий элемент обязательно отличается от предыдущего (например, две-три смежные серии могут быть одинаковыми как по размеру зерен, так и по мощности), но общие характерные черты ее сохраняются.

Сортировка в отложениях разного генезиса

Ритмически сортированная слоистость очень характерна для обломочных пород. Однако она может встречаться и в иных отложениях, если седиментация их происходит по законам седиментации обломочных пород. Так, например, А. М. Кузьмин (1950, стр. 21) приводит интересный пример сортировки кузедеевских известняков нижнего карбона по р. Кондоме (фиг. 9): нижняя часть слоев, по А. М. Кузьмину, сложена грубообломочным известковым материалом, раковинами брахиопод, обломками кораллов, мшанок и др. (a_1, a_2, a_3). Верхняя часть сложена известковым шламмом с редкими мелкими раковинами и имеет плотное строение (c_1, c_2...), средняя часть представляет постепенный переход от нижней к верхней, с переменным и сложным распределением грубого обломочного и тонкого шламмового материала (b_1, b_2...). Граница между «слоями» резкая, в основании грубозернистой части слоя — следы размыва. Очевидно, известковый материал в данном случае сортировался силой точения.

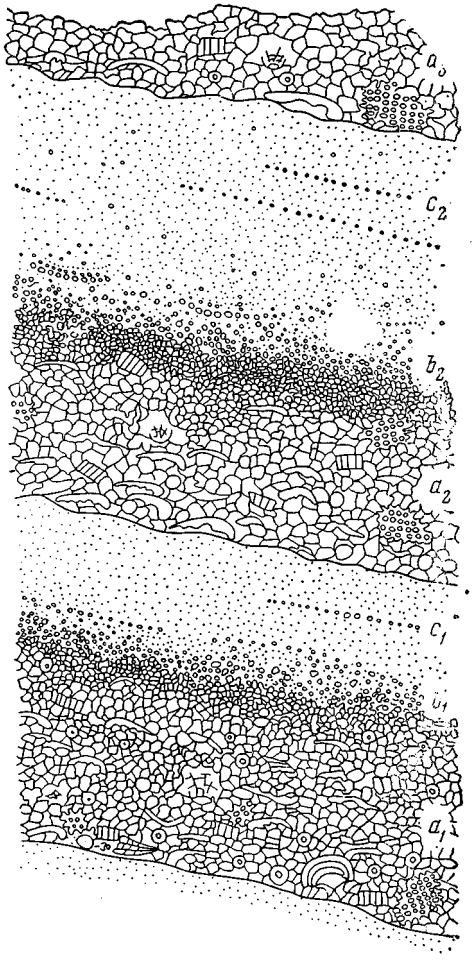
Шрок (1950, стр. 373) приводит пример ритмически сортированной слоистости в туфогенных породах: обломочный материал, извергнутый из вулкана, сортируется при падении на землю. Получающиеся при этом отложения (безразлично — на суше или под водой) обнаруживают довольно хорошую слоистость и постепенное изменение структуры от грубого туфового материала в базальной части к тонкозернистому пеплу верхней части каждого «слоя», отвечающего одному выбросу (фиг. 10).

Ряд примеров ритмически сортированной слоистости описывается в главах IX и X.

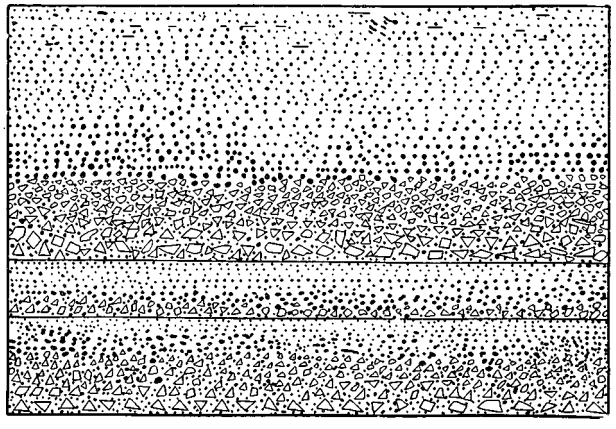
«Обратная» сортировка и ее причины

Значительно реже наблюдается «обратная» сортировка материала — от тонкозернистого внизу до грубозернистого в верхней части слоя или слойка. Если скорость потока будет не падать, а постепенно нарастать, то большей частью будет происходить размыв, а не седиментация, и вместо выпадения осадка, наоборот, поток будет уносить выпавший ранее осадок. Поэтому обратное соотношение — постепенное изменение частиц снизу вверх от более тонких к более грубым и смена их снова тонкими — встречается в природе значительно реже и может быть иногда связано с относительно небольшим и медленным нарастанием скорости течения или же с деятельностью ветра.

Шрок (1950) указывает, что все-таки «есть ряд условий седиментации, в которых структурное изменение в смежных слоях может происходить от тонкого материала внизу до грубого наверху». Он приводит примеры подобного соотношения обратного чередования слоев: в песчано-галечных отложениях кембрийских кварцитов Кедвелл в Квебеке (по Куку), величина слоев которых варьирует от нескольких сантиметров до 1 м. Ритмическая сортировка полосчатых ленточных сланцев Пенсильвании характеризуется по Барреллу тем, что нижняя часть слоя состоит из черного глинистого сланца, а верхняя — из чистого серого песка, что он объясняет периодическими штормами.



Фиг. 9. Ритмически сортированная слоистость в кузедеевских нижнекаменноугольных известняках по р. Кондоме. (По Кузьмину, 1950)



Фиг. 10. Ритмически сортированная слоистость в туфогенных породах. (По Шроку, 1950). Переход грубого туфового материала в базальной части к тонкозернистому пеплу в верхней части в слоях трех выбросов различной мощности. Более тонкозернистый пепел обычно обладает ясно выраженной слоистостью, в грубозернистом материале слоистость отсутствует. Слои пепла с постепенными переходами могут иметь мощность от нескольких миллиметров до 0,5 м и более. На рисунке — новейшие отложения пепла в Эль Парикутин, Мексика

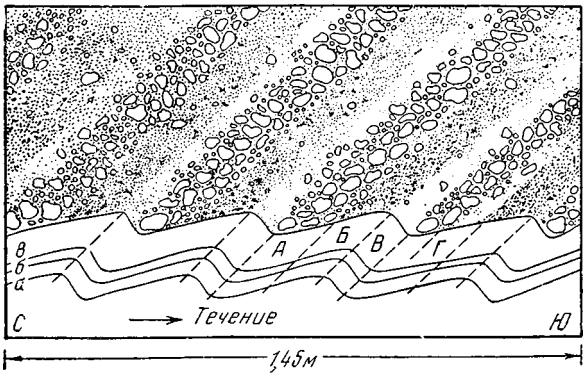
Интересные результаты дала экспериментальная работа Киндла (Kindle, 1917), показавшего, что если взболтанный алеврит осаждать в пресной воде, то сначала в осадок выпадают самые крупные частицы, а затем — все более мелкие. Если же этот опыт повторить в соленой воде, то порядок отложения будет обратный, так как мельчайшие частицы коагулируются, образуя хлопья, выпадающие в первую очередь. Таким образом, сначала опускается на дно ил, а затем песок.

Как показано в гл. VII, обратная сортировка осадка образуется в эоловых отложениях в результате специфических условий переноса и сальтации зерен.

Таким образом, «обратная сортировка» (от тонкозернистого материала внизу до грубозернистого вверху) может быть вызвана в разных случаях различными причинами: слабым нарастанием скорости потока, не доходящей, однако, до полного размыва; коагуляцией в соленой воде; постепенным изменением поступающего в водоем материала; спецификой движения зерен в эоловых отложениях (см. гл. VII) и др. Большое значение при этом имеет также механизм формирования осадка — образование его путем выпадения из взвеси или же при волочении по дну. Для последнего случая характерно наслоение от более до менее грубозернистого осадка, что связано с законами формирования песчаных валов (см ниже, гл. IV); при выпадении из взвеси возможно и обратное соотношение.

«Ложно» сортированная слоистость

В некоторых случаях слойки ритмически сортированной слоистости могут не совпадать с истинным наслоением, создавая «ложную» слоистость. Шрок (1950, стр. 124) приводит пример, взятый из Спурра (Spurr,



Фиг. 11. Ложная косая обратно сортированная слоистость (*А*, *Б*, *В*, *Г*), образовавшаяся в плейстоценовых галечниках и песках в результате последовательного нарастания валиков ряби (*а*, *б*, *в*), с некоторым продвижением последних вперед по течению (По Spurr, см. Шрок, 1950)

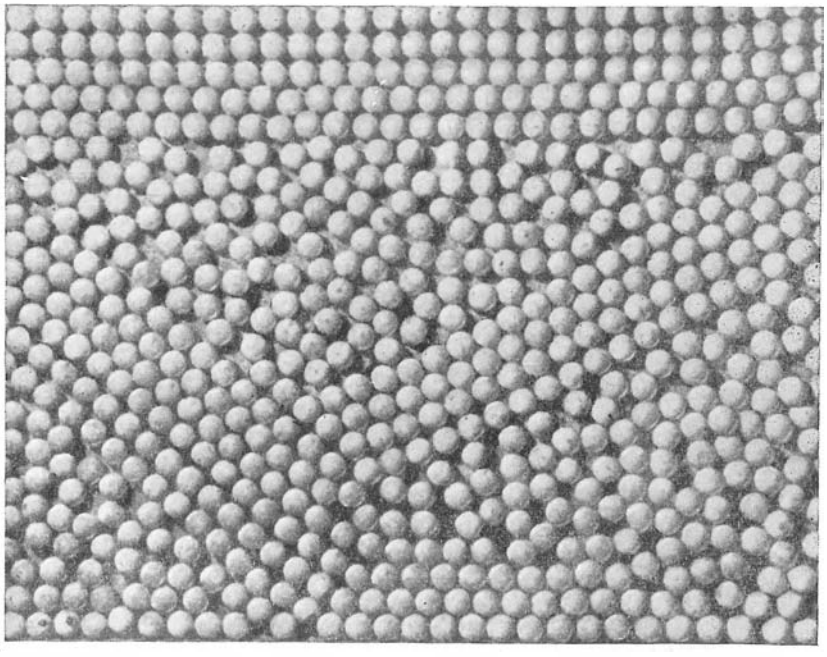
1894), когда кажущаяся крупная косая ритмически сортированная слоистость является результатом последовательного нарастания валиков ряби на дне, причем грубый материал концентрируется во впадинах, а менее крупный — на гребне (фиг. 11). Видимый наклон слоев обусловлен более интенсивным нарастанием крутого склона ряби и как бы «продвиганием» гребней ряби по направлению течения. В данном случае наклон косых сортированных слойков направлен навстречу течению; следовательно, обычное представление о том, что при образовании косой слоистости в породе течение шло по направлению косых слойков, не всегда является

правильным, и в каждом отдельном случае следует убедиться, действительно ли слоистость косая.

Таким образом, «ложная» слоистость может быть двух типов. Один тип — как в приведенном выше примере, когда слоистость существует, но неправильно определяются способ ее образования и морфологический тип; такую слоистость можно называть «ложнокосая» (как, например, на фиг. 11 слоистость кажется косой, фактически же это волнистая слоистость ряби). Другой тип «ложной» слоистости — когда за слоистость мы принимаем совершенно другое явление (см. гл. II), например железистую окраску (кольца Лизеганга) или что-либо иное. Пример этого приведен М. С. Швецовым (1948, стр. 179). В последнем случае обозначать это явление термином «слоистость» (хотя бы и «ложная») вообще нельзя.

Особенности ритмически сортированной слоистости

Особенность ритмически сортированной слоистости заключается, во-первых, в том, что в отличие от общепринятого определения слоя, как однородного элемента, здесь слои (и слойки) внутри разнородны по структуре и выделяются только по непрерывности изменения ее внутри



Фиг. 12. Косая слоистость, показанная изменением в «упаковке» зерен. (По Keller, 1939)

слоя, по отличию материала на границе двух смежных слоев, а иногда и по наличию плоскостей раздела слоев. Во-вторых, в ритмически сортированной слоистости исчезает основной признак различия слоя и слойка (так как здесь правильная повторяемость присуща и тому и другому) и различие между ними, по существу, начинает сводиться лишь к масштабу. Наконец, в третьих, в данном типе слоистости очень трудно установить различие не только между слоем и слойком, но даже между слоем и пластом. В результате возможны такие ошибки, как допущенная А. М. Кузьминым (1950), когда он пришел к выводу, что одним слоем следует считать осадочный ритм, представленный внизу песчаником, а

вверху — известняком, только на том основании, что между ними существует постепенный переход, а граница между ритмами выражена достаточно резко. Вопрос о связи явлений ритмичности и слоистости мы затронем еще в шестом разделе этой главы.

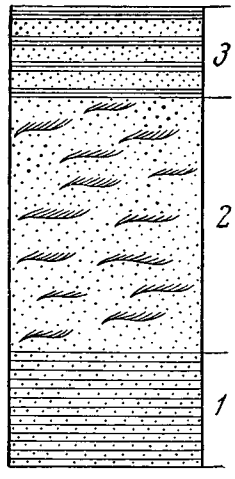
Слоистость, образованная различной «упаковкой» зерен

Иногда слоистость может проявиться вследствие различной «упаковки» зерен, различной плотности укладки зерен осадка. Пример образования подобной текстуры показан Келлером (Keller, 1939; см. фиг. 12). В результате различной укладки зерен в слойках появляется слоистость, образованная чередованием более плотных и более рыхлых слойков, как, например, в эоловых отложениях (см. гл. VII).

5. СЛОИСТОСТЬ, ОПРЕДЕЛЯЕМАЯ ПО СМЕНЕ ВНУТРЕННЕЙ ТЕКСТУРЫ СЛОЯ

Разбирая вопрос о том, чем обусловливается слоистость осадочных толщ, мы можем отметить весьма часто встречающиеся случаи, когда слои отличаются один от другого не по структуре, а по внутренней текстуре (слойчатости).

На фиг. 13 изображен пласт песчаника со слабой примесью глинистого материала, однородный по структуре на всем своем протяжении, значит, по составу это один слой. Механический анализ, сделанный для любой его части, даст одинаковые результаты. Плоскости раздела между слоями *1, 2* и *3* также не резки, и, следовательно, по этому признаку это тоже один слой. Однако по характеру внутренней текстуры (слойчатости) в нем, несомненно, можно выделить три самостоятельных слоя: *а* — тонко-горизонтально-слоистый, *б* — прерывисто-волнисто-слоистый и *в* — горизонтально-слоистый, причем мощность слойков в слое *3* значительно больше, чем в слое *1*. В слое *1* слоистость выявляется ориентированным расположением песчинок и тончайшим налетом глинистого материала по наслоению, в слое *2* — прерывистым рисунком ряби, подчеркнутым послойным налетом глинистого материала, в слое *3* — тонкими глинистыми прослойками в довольно однородной песчаной массе породы.



Фиг. 13. Выделение слоев (*1, 2, 3*) по изменению типа слойчатости

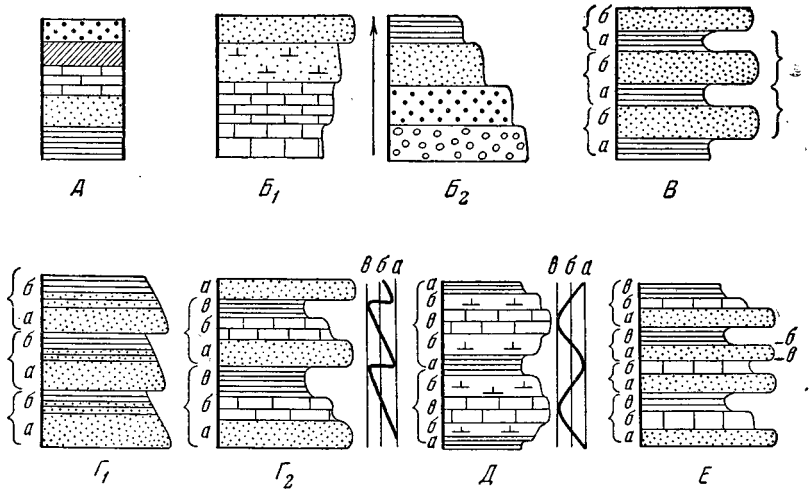
Выделение слоев *1, 2* и *3* при изучении слоистых текстур с целью определения генезиса породы совершенно необходимо, так как все три слоя формировались в различных гидродинамических условиях, причем смена последних происходила постепенно и поэтому не выразилась в появлении отчетливо видной границы между этими слоями.

В данном случае опять ясно видна сложность вопроса о выделении слоев и о зависимости его разрешения в значительной степени от поставленных перед исследователем задач. В работах прошлых лет такой разрез, как приведенный на фиг. 13, безусловно отнесли бы к одному слою. В настоящее же время, когда генетический подход при изучении осадочной толщи приобрел очень большое значение, а учение о диагностических признаках различных фациальных отложений, в частности о слоистости, уже продвинулся далеко вперед, правильным будет расчленение его на три самостоятельных слоя, с постепенными переходами одного в другой.

6. ХАРАКТЕР ЧЕРЕДОВАНИЯ СЛОЕВ В РАЗРЕЗЕ; РИТМИЧНОСТЬ

Неправильное и правильное чередование

Слоистость, определенную по изменению состава слоев, можно классифицировать по характеру их чередования в разрезе или по последовательности наслоения. По этому признаку слоистость может быть неправильной или правильной (ритмической или аритмичной, но направленно изменяющейся) (табл. 7; фиг. 14).



Фиг. 14. Различные типы чередования слоев в разрезе.

А — неправильная слоистость; $Б_{1,2}$ — правильная, аритмичная, направленно изменяющаяся слоистость ($Б_1$ — изменение состава породы, $Б_2$ — изменение сортировки материала); *В* — *Д* — правильная ритмическая слоистость; *В* — простая повторяемость, *Г* и *Д* — направленно изменяющаяся; *Г* — ритмическая скачкообразная прерывистая ($Г_1$ — двучленная ленточная, $Г_2$ — трехчленная, типичная для флиша), *Д* — «маятниковая» (непрерывная); *Е* — неполная ритмическая (частный случай $Г_2$), или сложная повторяемость; *а*, *б*, *в* — слои. Справа—слои «выпавшие». Скобками показаны выделенные ритмы

В неправильной слоистости нельзя выделить никаких постоянных элементов — каждый слой появляется заново, а не повторяется в разрезе, подчиняясь какой-либо определенной закономерности; переход от слоя к слою также не выражает какой-либо направленности их изменения (фиг. 14, *А*). Такой тип наслоения характерен для крупной слоистости осадочных толщ.

Направленно изменяющаяся слоистость представляет последовательность ряда слоев, различие которых обусловлено направленным изменением какого-либо признака, например: известняк — известняк песчанистый — песчаник известковистый — песчаник (фиг. 14, $Б_1$). Здесь направленно изменяется соотношение песчаного и известковистого материала: первого — от 0 до 100%, второго — от 100% до 0. Другой пример: конгломерат — песчаник — алевролит — аргиллит (фиг. 14, $Б_2$). Здесь снизу вверх все больше уменьшаются размеры слагающих породу частиц. Если это изменение происходит от слоя к слою достаточно резко, то направленно изменяющаяся слоистость выделяется отчетливо, если же границы слоев не выражены, переход от слоя к слою постепенный, а состав смежных слоев близкий,— выделение слоев становится весьма затруднительным. Частным случаем этого является сортированное строение внутри одного слоя или пласта.

Если видна только однократная направленность изменения слоев, то слоистость будет аритмичной, хотя и правильной. Однако, если имеется определенная направленность изменения от слоя к слою, то обычно она не бывает единичной, а повторяется на каком-то отрезке осадочной толщи, т. е. слоистость приобретает ритмический характер[1].

Ритмическая слоистость характеризуется правильной повторяемостью слоев — простой или же определенным образом направленной. Последняя, в свою очередь, может быть скачкообразной (прерывистой) или «маятниковой» (т. е. непрерывной). Альб. Гейм (Alb. Heim, $1909_{1,2}$) предложили выражать ритмичность цифровыми показателями: каждый отдельный слой он обозначил цифрами, сходные слои — одинаковыми цифрами. При этом несимметричные ритмы получают обозначение: 123, 123, 123...., а симметричные — 12321, 12321 и т. д. Неполные ритмы в этой системе будут выражены: 1234, 124, 134, 1234 и т. д. Однако удобнее одинаковые слои (или слойки) ритма обозначать одной и той же буквой (а не цифрой), в неполных же ритмах на месте выпавшего слоя ставить точку или черточку. При этом любая ритмичная слоистость может быть выражена своей формулой. Например, ритмичность выраженная чередованием четырех слоев (причем иногда один член ритма выпадает), может быть обозначена следующим образом: *абвг, аб. г, абвг, а. вг, абв., абвг...* и т. д. Разберем различные случаи ритмической слоистости.

Таблица 7

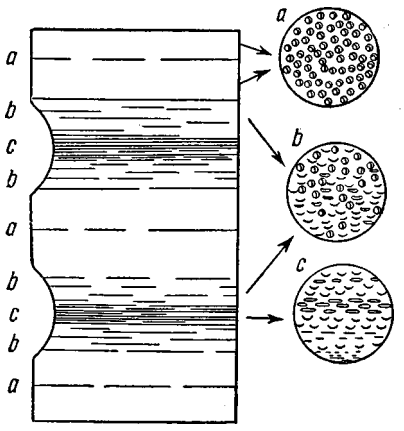
Классификация слоистости по последовательности наслоения и чередованию слоев в разрезе

Слоистость			
I. Неправильная			
II. Правильная	1. Аритмичная, но направленно-изменяющаяся		
	2. Ритмичная	А. Простая повторяемость слоевых элементов	
		Б. Направленно изменяющаяся слоистость	а) маятниковая (непрерывная) б) скачкообразная (прерывистая)
		В. Сложная повторяемость слоевых элементов (неполная ритмичная)	

Простая повторяемость представляет собой ритмическое чередование слоев без определенной направленности изменения. Слоевые швы при этом выражены в одинаковой степени резко. В этом случае ритмы можно начинать с любого слоя (фиг. 14, *В*). Такая повторяемость может слагаться несколькими повторяющимися элементами, но чаще она бывает двучленной. Ее формула: *а, б, а, б, а, б*....

Однако часто слои (или слойки) в ритме бывают связаны друг с другом направленным изменением (см. фиг. 14, *Г*), причем в конце ритма отмечается резкая смена условий (скачок) и возврат к первоначальным условиям седиментации. При этом слоевые швы внутри ритма выражены

[1] Мы употребляем выражения «ритм» и «ритмическая», а не «цикл» и «циклическая», так как осадочные циклы в нашем понимании — это не комплексы слоев разных пород, а комплексы чередующихся отложений различных фаций, каждая из которых может быть представлена разным количеством слоев, находящихся в различных соотношениях между собой. «Ритм — равномерное чередование каких-либо элементов. Ритмический — подчиненный ритму» (Словарь русского языка, 1949. Составил С. И. Ожегов).



Фиг. 15. «Маятниковая» слоистость — непрерывная периодическая слоистость, образовавшаяся вследствие чередования толстослоистых, переходных и плитчатых известняков Подмосковья. (По Швецову, 1948). Кружки справа показывают строение породы, обусловливающее характер слоистой текстуры, буквами обозначены слои

значительно слабее, чем шов, разделяющий слои двух ритмов, что подчеркивает ритмическое строение толщи. В этом случае начало ритма — определенное. Такая повторяемость может содержать два, три и больше членов. Простой пример подобных ритмов — ленточные глины, в которых нижняя, более грубая, песчаная часть ленты, образовавшаяся во время летнего осадконакопления, постепенно переходит в глинистую, а затем по резкой границе вновь сменяется песчаной. Песчано-глинистая «лента» — простейший пример ритмической направленно изменяющейся скачкообразной слоистости (слойчатости). Примером трехчленной ритмической слоистости могут быть флишевые ритмы, прекрасно охарактеризованные Н. Б. Вассоевичем (1939, 1940, 1948_1, 1951) и другими геологами (Келлер, 1940, 1949; Келлер и Пущаровский, 1945; Гроссгейм, 1946, и др.). Такие ритмы имеют асимметричное строение. Формула этих ритмов для случая, приведенного на фиг. 14, $Г_1$,— *аб, аб, аб...*, для случая, показанного на фиг. 14, $Г_2$,— *авб, абв, абв...* и т. д. Этот тип ритмического чередования весьма распространен в природе

Возможен, однако, и другой тип направленно изменяющейся ритмической слоистости, показанной на фиг. 14, *Д*. Здесь слои изменяются сначала в одном, а затем в противоположном направлении. Возврат к первоначальным условиям происходит не резко, а через определенный этап слоеобразования. При таком типе наслоения выделяются симметричные ритмы. В этом случае возможны два варианта выделения ритмов в зависимости от того, какой этап седиментационного процесса считать начальным и, отсюда, какой слой считать первым слоем осадочного ритма. В приведенном на фиг. 14, *Д* примере формула ритма может быть двух вариантов: либо *абвба...*, либо *вбабв...*

Примером такой «маятниковой», направленно изменяющейся ритмической слоистости может служить схематическая зарисовка (фиг. 15), приведенная М. С. Швецовым (1948). Кружки справа, представляющие строение известняков *а, б* и *с* в шлифах, показывают, что различие в характере пластовых отдельностей изображенных пород обусловлено их внутренней структурой и текстурой. Плитчатые известняки легче разрушались, давая углубления в профиле разреза. Внутренняя текстура: слоя *а* — однородная, слоя *з* — микрослоеватая, слоя *с* — микрослойчатая. Переходы от слоя к слою постепенные.

Переходной между неправильной и ритмичной слоистостью является неполная ритмичная, или сложная, повторяемость, когда в строении осадочной толщи участвует небольшое количество всегда одних и тех же элементов, но располагающихся в разном порядке, не дающем правильной ритмичности (фиг. 14, *Е*. В виде формулы в данном случае это может быть выражено так: *абв, аб—, а—в, абв, —бв...*). Внимательное рассмотрение такой повторяемости слоев позволяет сделать вывод о наличии здесь неполной ритмической слоистости, когда из некоторых ритмов выпадают или сильно сокращаются (редуцируются) отдельные элементы. На колонке фиг. 14, *Е* сбоку показаны знаком тире

места таких выпавших элементов, недостающих для того, чтобы слоистость можно было назвать ритмической.

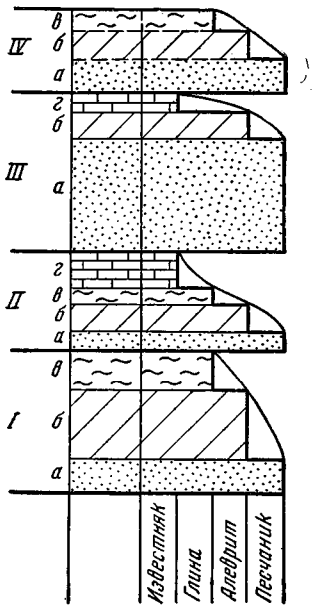
Конечно, природные соотношения очень сложны и многообразны, однако внимательное рассмотрение слоистого разреза дает возможность исследователю выявить основную закономерность его строения.

Подразделения слоистости по порядку чередования слоев могут быть подчеркнуты или же, наоборот, затушеваны различной мощностью слоев, зависящей не только от времени, но и от скорости накопления осадка и от количества материала, поступающего из области сноса. При наличии более или менее одинаковых мощностей этот тип слоистости становится более отчетливым. При значительных колебаниях мощностей правильная по смене элементов слоистость начинает казаться неправильной.

Следует отметить, что в слоистости осадочных толщ могут быть встречены все типы, указанные в табл. 7, слойчатость же обычно бывает правильной, причем — в наиболее простом ее выражении и при малом количестве членов (1—2, до 3); кроме того, для слойчатости не типично маятниковое многочленное чередование слойков.

Для более отчетливого выделения в разрезе особенностей ритмического чередования слоев можно применять построение разрезов не в виде обычной колонки, а ограничивать его с одной стороны кривой гранулометрического состава, предложенной Г. А. Ивановым (1950). Такой способ изображения применяется в настоящее время в ряде работ, связанных с детальными литологическими исследованиями. При этом (фиг. 16) внизу по горизонтали намечается шкала пород по изменению грубости зерна, а затем каждый слой вычерчивается определенной ширины, в соответствии с этой шкалой. Такой способ изображения очень наглядно показывает соотношения слоев в разрезе и помогает определить основную закономерность их последовательного изменения. Следует только обязательно помнить о том, что эта кривая отражает лишь последовательность слоев пород, в основном — изменение их структуры и поэтому недостаточна для выводов о явлениях иного порядка: об изменении фациальных условий, тектоническом режиме и т. п. Для подобных заключений необходим еще ряд дополнительных данных, соответствующим образом проанализированных.

Кроме того, гранулометрическая кривая очень удачно отражает изменение характера кластогенных пород, но для разреза более сложного, с участием пород хемогенного и биогенного происхождения, построение ее становится более трудным. В последнем случае строят зубчатую колонку [1], проводя кривые справа и слева (для пород разного происхождения).



Фиг. 16. Подчеркивание характера чередования слоев построением ступенчатой колонки и гранулометрической кривой.

I, II, III, IV — ритмы слоев; *а, б, в, г* — повторяющиеся в разрезе слои различных пород (*а* — песчаник, *б* — алеврит, *в* — глина, *г* — глинистый известняк). Тонкие линии — неотчетливый контакт или постепенный переход, жирные линии — резкий контакт. Кривые справа, соединяющие верхние границы слоев, проведены, чтобы подчеркнуть направленность изменения в последовательности наслоения

[1] См. «Спутник полевого геолога-нефтяника», 1954.

Поэтому построение гранулометрической кривой можно рекомендовать далеко не во всех случаях, а в основном лишь тогда, когда имеется простая направленность изменения от слоя к слою, но без резкой смены фаций.

Переходные слои

В направленно изменяющейся слоистости переход от нижнего слоя (*а*) к верхнему (*в*) совершается часто через промежуточный слой (*б*), содержащий элементы и слоя *а* и слоя *в*. Этот переходной слой может быть выражен различно. Некоторые характерные примеры таких переходов, описанные А. М. Кузьминым (1950), приведены в виде схематических колонок на фиг. 17.

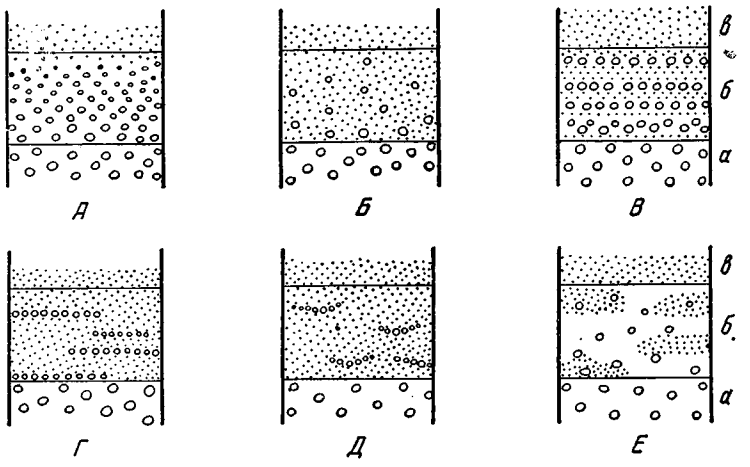
Можно думать, что различие в строении переходных элементов обусловливается различием условий седиментации: *А* — постепенным ослабеванием течения (сортировка материала); *Б* — уменьшением количества поступающего в осадок ингредиента *а* или ослабеванием силы потока, несущего ту же нагрузку; *В* — во время формирования элемента *б* попеременно появляются то условия седиментации, характерные для нижнего слоя, то условия, характерные для верхнего слоя. На фиг. 17, *Г* показано временное возвращение условий седиментации элемента *а*, на фиг. 17, *Д* — то же, но с некоторым изменением гидродинамических условий (во время образования переходной зоны происходили придонные волнения). На фиг. 17, *Е* показано временное и редкое появление ингредиента *в* в ингредиенте *а* (случай, как бы обратный приведенному на фиг. 17, *Г*).

Многочисленные примеры подобных слоев описаны в работе А. М. Кузьмина (1950). На фиг. 18 мною изображены некоторые из них. Наиболее простой случай (*А*) — когда в каждом ритме от нижнего элемента к верхнему изменяются только размеры частиц песчано-галечных отложений, причем здесь по последовательному уменьшению размера галек от ритма к ритму намечается ритмичность второго порядка. На фиг. 18, *Б* мы видим несколько более сложный, но очень типичный случай перехода песчаного материала через алевритовый в глинистый. На фиг. 18, *В* показано, как среднезернистый песчаник сначала переходит в мелкозернистый, затем становится известковистым, а затем песчаный материал постепенно исчезает и порода в верхней части ритма представлена тонкозернистым плотным мергелем. Прекрасным примером подобного типа наслоения служит чередование флишевых ритмов, детально описанное Н. Б. Вассоевичем в ряде его работ. Шрок (1950) также приводит ряд примеров подобной слоистости.

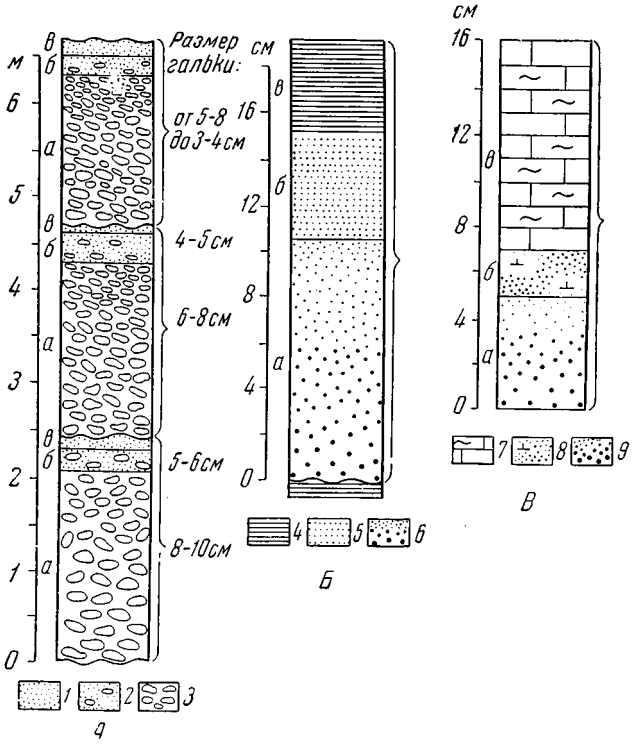
Ритмы, слои и слойки

В связи с вопросом о ритмическом наслоении необходимо остановиться на одной принципиальной ошибке, которую делает А. М. Кузьмин в своей работе «Слой и наслоение» (1950). Подметив ритмический характер седиментации в изучаемых им разнообразных осадочных толщах, уделив большое внимание переходным слоям, он наибольшее значение придает отчетливо видным в разрезе плоскостям раздела между ритмами. На этом основании он делает совершенно неправильное заключение, что осадочный ритм следует считать слоем. Слой, по его мнению, всегда разнородное образование. При этом у него в один «слой» объединяются такие различные структурно и генетически породы, как песчаник и известняк. С позиций А. М. Кузьмина каждый флишевый ритм следует назвать слоем, с чем, конечно согласиться нельзя.

Из примеров, описанных в его работе (см. фиг. 18), совершенно ясно видно, что все типы «слоев» (*А*, *Б* и *В*) представляют собой типичные осадочные ритмы разного масштаба. Ритмы *А* содержат по три слоя, образовавшиеся, возможно, в результате сортировки, ритм *Б* — три слоя,



Фиг. 17. Типы переходных слоев. (По Кузьмину, 1950, с некоторыми изменениями)



Фиг. 18. Некоторые примеры ритмов в осадочной толще (колонки построены Л. Н. Ботвинкиной по описанию А. М. Кузьмина, 1950).

а, б, в — слои. Скобки справа от колонок показывают границы ритмов. *А* — разрез толщи конгломератов силура по р. Уксунай: *1* — аркозовый песчаник, *2* — аркозовый песчаник с галькой, *3* — конгломерат; *Б* — песчаная толща бачатского горизонта среднего девона в районе Гурьевского завода: *4* — аргиллит темно-серый, плотный, *5* — аркозовый песчаник, тонкозернистый, горизонтально-слоистый (крупнозернистый алевролит), *6* — аркозовый песчаник среднезернистый, переходящий вверху в мелкозернистый и даже тонкозернистый; *В* — нижнепалеозойские отложения в районе горы Орлиной (Салаир): *7* — тонкозернистый плотный мергель (или мергелистый известняк), *8* — песчано-известковые осадки, *9* — песчаник среднезернистый, переходящий в мелкозернистый.

направленно изменяющихся, ритм *В*—три слоя, причем нижний из них — терригенный, верхний — хемогенный, а средний — переходный. В ритме *Б* составляющие элементы могут быть и слоями и слойками. В ритме *В* их, очевидно, следует считать слоями, так как, несмотря на малый масштаб (мощность слоев измеряется сантиметрами), они отмечают резкое изменение условий седиментации. В ритмах *А* составляющие элементы тоже, по-видимому, по масштабу проявления (мощность элемента *а* равна 2 м) следует считать слоями. Эти слои могут быть, в свою очередь, слойчатыми и слоеватыми.

Из сказанного вытекает, что наряду с понятиями «слоек», «слой», «пласт», обозначающими основные элементы слоистой осадочной толщи, к последним следует отнести еще одно понятие — «ритм», обозначающее периодически повторяющуюся в разрезе группу слоев или слойков, связанных направленным изменением. Таким образом, слоек, слой, пласт и ритм — это элементы слоистой толщи, и смешивать их друг с другом нельзя, несмотря на некоторые черты сходства. Неправильно ритмы называть слоями, как это сделал А. М. Кузьмин. Скорее их можно называть, согласно Н. Б. Вассоевичу, «многослоями».

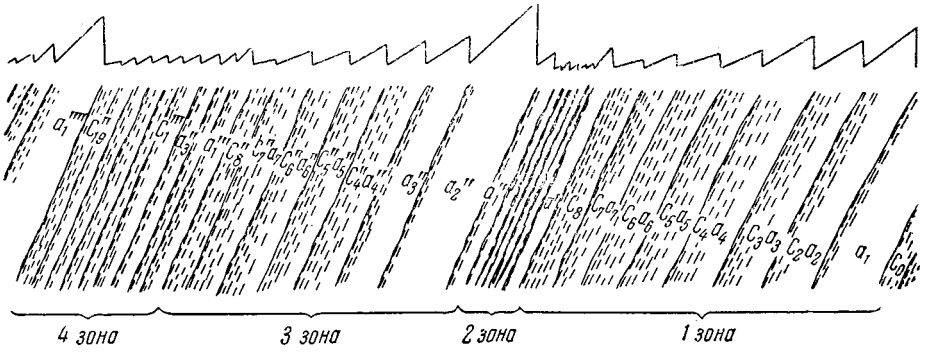
Повторяемость ритмов

Так как осадочный процесс имеет поступательный характер, ритмы в какой-то степени должны отражать эту направленность; поэтому часто наблюдающееся сходство ряда ритмов указывает на растянутость, невыраженность направленного характера седиментации. В других случаях эта направленность более или менее очевидна, причем она может носить либо однонаправленный, либо периодический характер. Однонаправленный характер изменения ритмов, так же как и слоев, состоит в однозначной смене их признаков и строения ритма в целом, что объясняется необратимостью осадочного процесса. Периодический характер осадконакопления заключается в том, что изменение от ритма к ритму происходит то в одном, то в другом направлении (постепенное изменение), или же сначала ритмы изменяются в одном направлении, потом происходит резкая смена условий, а затем как бы восстанавливается обстановка седиментации, не тождественная существовавшей ранее, но сходная с ней. Такие изменения обусловливаются проявлением периодичности или ритмичности более высокого порядка, развивающейся по тем же законам, что и ритмичность низшего порядка. Они могут выражаться в изменении как мощности слоев, так их структуры и состава.

А. М. Кузьмин в уже упоминавшейся не раз работе приводит ряд примеров многостепенной слоистости в осадочных толщах, называя группу осадков с определенной направленностью «зоной». «Зоны» эти, так же как и «слои», построены закономерно — ритмически и асимметрично; чередуются между собой зоны также ритмически. Из этого определения и из разреза, приведенного на фиг. 19 (по Кузьмину, 1950, стр. 84), совершенно ясно видно, что зоны, выделямые А. М. Кузьминым, есть не что иное, как ритмы следующего, более высокого порядка, подчиняющиеся законам многостепенной периодичности в ритмически построенных толщах; расположенные попарно, они образуют ритмы следующего порядка. Если элементы *а, в, с* являются слойками, то «зоны» А. М. Кузьмина соответствуют пачкам слойков (разных порядков). Причину появления «слоев» (ритмов) и «зон» (ритмов высших порядков) А. М. Кузьмин видит только в изменении скоростей течения, достигающих максимума, затем падающих до минимума, а затем вновь резко возрастающих, что в ряде случаев сопровождается даже размывом ранее отложенных осадков.

Соглашаясь с тем, что именно в этом очень часто заключается причина появления мелких осадочных ритмов, в частности пачек слойков, мы ставим под сомнение универсальность этой причины. Так, например, если

можно объяснить сортировку и изменение гранулометрического состава слоев в ритме изменением скорости течения, то вряд ли смена пород в ритме от песчаника до известняка может быть вызвана изменением скоростей течения. В частности, по-видимому, иными причинами обусловлено появление ритмов во флишевых толщах. Причины ритмического строения



Фиг. 19. Пример периодически-ритмических пачек в наслоении — ритмические «зоны» (По Кузьмину, 1950, стр. 84).

a, *c* — слои (или слойки); зубчатая кривая вверху показывает изменение их мощности. «Зоны», выделенные А. М. Кузьминым, являются ритмами; попарно они образуют ритмы высшего порядка (1 + 2 зоны и 3 + 4 зоны)

осадочных толщ гораздо сложнее и многообразнее, а изменение гидрологического режима среды осаждения — лишь частный случай. Однако в настоящей работе мы не ставим себе задачу хотя бы в какой-то мере осветить вопрос о ритмичности, так как это совершенно особая тема, требующая специального разбора.

7. ВЛИЯНИЕ НА СЛОИСТОСТЬ ПОСЛЕДУЮЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ (ПОДЧЕРКИВАНИЕ И ЗАТУШЕВЫВАНИЕ)

Слоистый осадок после захоронения непрерывно испытывает воздействие различных геологических процессов, в той или иной степени влияющих на сохранность его слоистой текстуры и имеющих различное значение. Время изменения слоистости после образования осадка может быть очень близким ко времени образования самого осадка и даже почти совпадать с ним (например, нарушения слоистого осадка животными-илоедами). В других случаях образование слоистой текстуры и ее изменение разделены очень большим временным интервалом (например, при процессах выветривания).

Разрушение слоистости под влиянием различных механических воздействий извне (нетектонического характера) — оползания, взмучивания в результате жизнедеятельности животных и растений и других причин, а также механизм образования этих разрушений кратко охарактеризованы в гл. XI, специально посвященной этому вопросу. Морфологическая классификация нарушенной слоистости дается в гл. V.

Слоистость и стадии осадочного породообразования

Зависимость проявления слоистости от различных стадий осадочного породообразования схематически показана в табл. 8.

Образование основных элементов слоистой текстуры — пластов, слоев, слойков, рябей, естественно, связано со стадией седиментогенеза [1], так

[1] Названия стадий осадочного породообразования употребляются автором в понимании Н. М. Страхова.

Таблица 8

Связь формирования слоистых текстур с различными стадиями осадочного породообразования

Стадии процесса осадочного породообразования (по Н. М. Страхову)		Проявление слоистых текстур
Литогенез	Седиментогенез	Образование основных видов слоистых текстур (слоистость, слойчатость, слоеватость). Возникновение некоторых первично-неслоистых и нарушенных текстур
	Диагенез	Основные нарушения слоистости (ходы илоедов, текстуры оползания и др.). Образование некоторых видов хемогенной слоистости (вторичная диагенетическая слоистость), образование конкреций. Иногда незавершенная слоистость подчеркивается и яснее выявляется
Метагенез	Эпигенез	Слоистость почти не изменяется. Отмечаются некоторые нарушения первичной слоистости (например, текстуры гидратации или дегидратации). Возникновение некоторых специфических текстур (стилолитовые, конус в конус и др.)
	Ранний метаморфизм	Начало затушевывания первичных текстур. Появление вторичных текстур — сланцеватости, кливажа и др.
Метаморфизм		Характерно исчезновение первичных текстур, но иногда слоистость сохраняется (например, в железистых кварцитах). Появление вторичных полосчатых текстур
Выветривание		Длительное пребывание в зоне выветривания может нацело уничтожить первичную слоистость и создать специфические текстуры коры выветривания. На выветрелых поверхностях обнажения первичные текстуры часто подчеркиваются

же как и возникновение первично-неслоистых текстур и некоторых текстур нарушенной слоистости. Другие нарушения слоистости осадка, а иногда, наоборот, ее подчеркивание, возникают в стадию диагенеза. В эту же стадию появляется вторичная диагенетическая слоистость.

Выявление связи слоистости с конкрециями, заключенными в осадке, иногда помогает уточнению стадий диагенеза. Таким образом, формирование слоистости целиком относится к стадии литогенеза.

Метагенез почти не оказывает влияния на слоистость; в стадию эпигенеза появляются лишь некоторые нарушения слоистой текстуры, например, плойчатость слоев гипса в результате гидратации ангидрита, и возникают некоторые вторичные текстуры.

На ранней стадии метаморфизма первичные слоистые текстуры начинают стираться, затушевываться, их проявление затемняется появлением вторичных текстур — сланцеватости, кливажа и др. Процесс этот все нарастает, и в метаморфизованных толщах первичная слоистость зачастую либо очень слабо заметна, либо совершенно не видна; однако в других случаях она остается в почти неизмененном виде. При этом следует отметить, что более сильное изменение текстур в результате метаморфизма

наблюдается в более тонкозернистых породах. Чем грубее порода, тем меньше обусловленное метаморфизмом изменение отчетливости первичной текстуры. Лучше всего сохраняется первичный характер слоистости при чередовании пар слойков резко различного состава (например, в железистых кварцитах).

Диагенетическая слоистость

Слоистость — явление, обусловленное процессом седиментации; диагенез — процесс последующего превращения осадка в горную породу (уже после образования слоев). Однако иногда геологи называют слоями элементы разреза, возникающие в результате процессов, проходящих уже при диагенезе, если только направление границ образующихся слоевых элементов осадочной толщи совпадает с направлением общего наслоения. Так, например, когда в толще известняков отчетливо виден хорошо выдерживающийся в пространстве слой доломита, то его называют слоем или пластом даже в том случае, если он образовался не в результате первичного выпадения, а путем замещения кальцита доломитом.

Изменение состава верхней части слойков уже после выпадения осадка (особенно в органогенных отложениях), приуроченность концентрации какого-либо вещества к определенному слою или к границе двух слоев — все это примеры, когда результат одного процесса (диагенеза) определяется термином, связанным с процессом, протекавшим ранее (седиментогенезом). Для таких случаев, в отличие от настоящей, первичной седиментационной слоистости, можно рекомендовать термин «диагенетическая слоистость» [выражение, впервые употребленное Бринкманом (Brinkmann, 1932)].

Явление диагенетической слоистости может быть названо слоистостью потому, что хотя возникающие слои и образуются уже после осаждения, но расположены они в породе не случайно, а там, где возможности для этого были подготовлены еще в процессе седиментации: первичная слоистость служила как бы отправным пунктом для последующего диагенетического изменения осадка, вследствие чего диагенетический слой и занимает положение слоя. Причины этого могут быть различные: первичное обогащение слоя каким-либо веществом, способствовавшим протеканию в нем определенных химических процессов (например, органическими остатками), бóльшая или меньшая пористость, окисление верхней поверхности слоя, непроницаемость слоя для раствора и т. д.

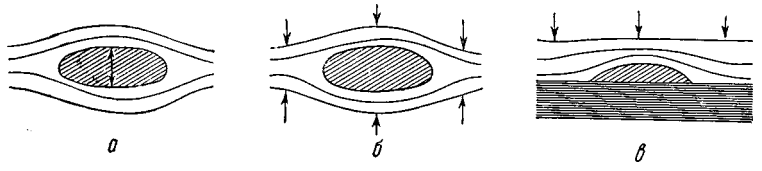
Таким образом, диагенетическая слоистость является результатом двух процессов, протекавших в разное время: образования слоя и его последующего преобразования, но в пределах уже существующих плоскостей наслоения и связанного с первичным характером слоя. В большинстве случаев такая слоистость образуется в результате различных химических и биохимических реакций, т. е. является хемогенной. Она может быть разных типов, в зависимости от различных причин, ее обусловливающих (Ботвинкина, 1959_2); механизм образования этих типов слоистости будет разобран в гл. IV.

Диагенетическая текстура больше связана с наслоением и даже с напластованием и в меньшей степени — со слойчатостью. Основное влияние диагенеза на текстуру — это подчеркивание слоевых элементов и образование более четких границ раздела слойков и слоев.

Под влияним давления лежащих выше слоев может образоваться ориентированная текстура уплотнения, когда изометричные компоненты осадка сплющиваются и приобретают ориентировку, параллельную наслоению (например, в углях). Однако такую текстуру уже вряд ли можно считать слоистостью, хотя бы и диагенетической, так как она связана с более поздними стадиями образования породы.

Слоистость и конкреции

Слойки вмещающей породы зачастую как бы облекают конкрецию. Это явление можно объяснить двояко. Во-первых, оно может быть вызвано тем, что конкреции образовывались в еще рыхлом, неуплотненном осадке, без нарушения текстуры слоя. Затем при уплотнении осадка конкреционные тела, как более плотные, сохранили свой объем, в то время как материал вмещающего слоя подвергся уплотнению с уменьшением мощности (фиг. 20, *б*). Это конкреции раннедиагенетические. Во-вторых, огибание

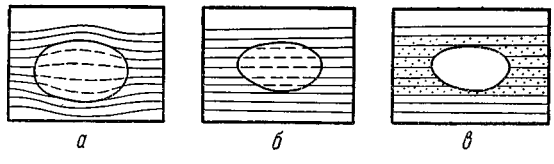


Фиг. 20. Облекание конкреции слоями породы.

а — конкреция образовалась после отложения осадка и в процессе роста как бы «раздвигает» слои; *б*— конкреция почти сингенетична осадку (образовалась в совершенно рыхлом осадке), при уплотнении последнего слои как бы «огибают» конкрецию; *в* — конкреция образовалась после отложения нижнего слоя, но до образования верхнего; материал последнего при оседании образует слойки, облекающие конкрецию

слойками конкреции может быть обусловлено тем, что в результате роста конкреции происходит как бы «раздвигание» слойков породы, вмещающей конкрецию (фиг. 20, *а*), которая в данном случае связана с более поздней стадией диагенеза: эти конкреции чаще приурочиваются к границам слоев. Мощность огибающих конкрецию слойков в обоих случаях может быть неизменной. Помогают решению вопроса о времени образования конкреции сохраняющиеся в ее теле следы первично-слоистой текстуры.

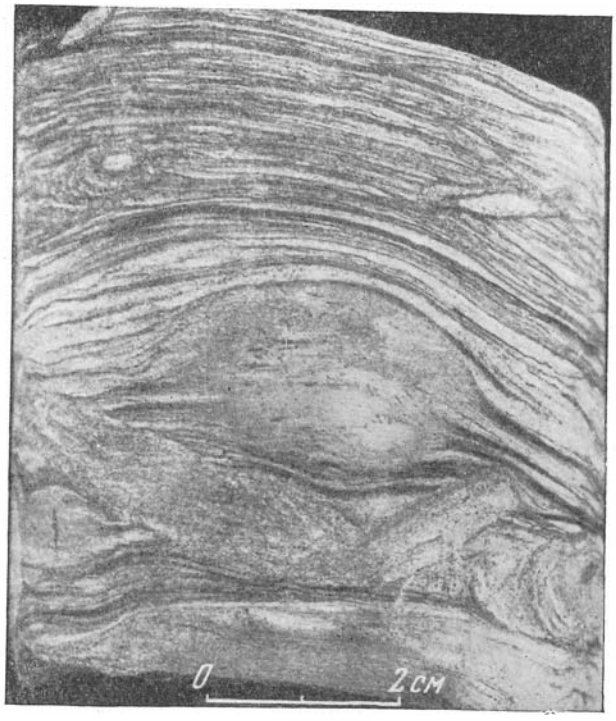
Возможен и третий случай (Рухин, см. «Спутник полевого геолога-нефтяника», 1954), когда конкреции образуются на поверхности слоя, так что материал последующего слоя, отлагаясь сверху, сразу же облекает ее (фиг. 20, *в*). Это конкреции, сингенетичные осадку. Такие конкреции, очевидно, чаще развивались по органическим остаткам, лежавшим на поверхности наслоения.



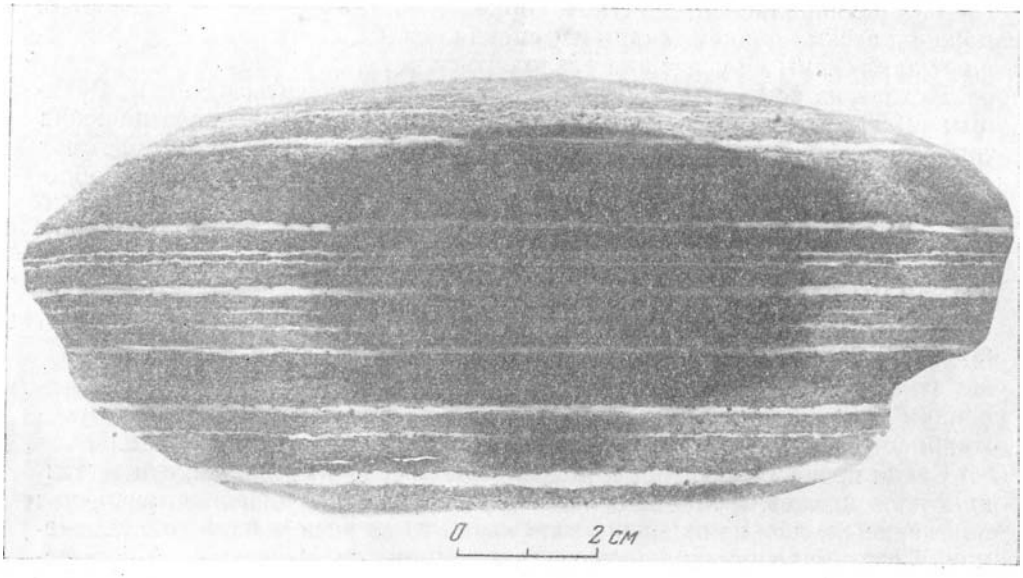
Фиг. 21. Соотношение конкреции со слоистостью.

а — в теле конкреции слойки имеют бо́льшую мощность, чем вне ее; выше- и нижележащие слойки огибают конкрецию (более ранняя стадия конкрециеобразования); *б* и *в*— конкреции, не нарушающие слоистости (слойчатости) породы (более поздняя стадия конкрециеобразования); *б*— в теле конкреции видна слоистая текстура, аналогичная текстуре вмещающей породы; *в* — слоистость внутри конкреции не видна, но мощность и форма слойков породы, вмещающей конкрецию, не нарушены

Часто в теле конкреции более или менее отчетливо видна слоистая текстура, продолжающая слоистость породы (фиг. 21, 22, 23). Иногда может быть даже, что текстура в теле конкреции, подчеркнутая последующей минерализацией породы, более отчетлива, чем во вмещающей толще. При



Фиг. 22. Огибание слойками карбонатной конкреции, почти сингенетичной осадку. Некоторые слойки видны внутри конкреции. Донбасс, средний карбон (из коллекции З. В. Тимофеевой)



Фиг. 23. Слоистость проходит через тело карбонатной конкреции без изменения мощности. C_3, Урал (из коллекции И. В. Хворовой)

этом если конкреция раннедиагенетическая, то мощность слойков, пересекающих ее, должна быть несколько больше в теле конкреции, чем мощность тех же слойков вне ее (фиг. 21, *а* и 22). Если же слоистость пересекает конкрецию без изменения мощности слойков, то это свидетельствует о конкрециеобразовании в более позднюю стадию диагенеза, когда слои в достаточной степени были уплотнены еще до образования конкреции (фиг. 21, *б* и 23). В других случаях слоистость в теле конкреции не видна, но о неизмененной текстуре можно судить по неизмененной мощности слоя, вмещающего конкрецию.

В общем можно считать, что при изменении мощностей слойков конкреции были более раннедиагенетическими по сравнению с конкрециями, не нарушающими слоистости.

Таким образом, по соотношению конкреций со слоистостью (слойчатостью) можно делать некоторые выводы о времени их образования. Иногда конкреционные образования «запечатывают» не только первичную текстуру, но и ранние нарушения слоистости, возникшие под влиянием других причин, например оползания.

Форма конкреционных образований, особенно раннедиагенетических, часто зависит от текстуры самой породы (Македонов, 1956). В неслоистых породах форма и расположение конкреций могут быть различными, в слоистых же породах они обычно подчиняются наслоению, причем в породе горизонтально-слоистой конкреции расположены также горизонтально и имеют более вытянутую, уплощенную, лепешковидную форму, иногда субовалоидную с переходом в округленно-плитчатую. Местами конкреции сливаются своими боковыми частями, образуя пластоподобные сплошные конкреционные прослои, которые геологи часто описывали как самостоятельные пласты химических осадков. Породам волнисто-слоистым свойственны более округлые, выпуклые формы конкреционных линз, причем в отложениях с более крупной слоистостью встречаются бо́льшие размеры конкреций.

Могут быть, наконец, конкреции, не связанные со слоистостью; они пересекают слои, образуя причудливые желваковые и древовидные формы. В частности, железисто-карбонатные конкреции такого типа весьма широко распространены в угленосных толщах в почвах угольных пластов, где они развивались по остаткам корневой системы растений, возможно, даже на весьма ранней стадии изменения осадка, так как в центре их бывают заключены не успевшие разложиться остатки корней.

Исходя из всего сказанного, мы не можем согласиться с Л. Б. Рухиным (1953), который указывал на следующие характерные соотношения типов конкреций со слоистостью: сингенетические конкреции облекают слойки; диагенетические — слойки частично пересекают, частично облекают или же облекают только верхние слойки; в эпигенетических слоистость всегда сечет конкрецию; в ложных конкрециях выветривания слоистость огибает или сечет их.

Как мы видели выше, для определения стадии образования конкреций имеет значение не огибание или пересечение слойками тела конкреции, а соотношение мощностей слойков внутри и вне конкреции.

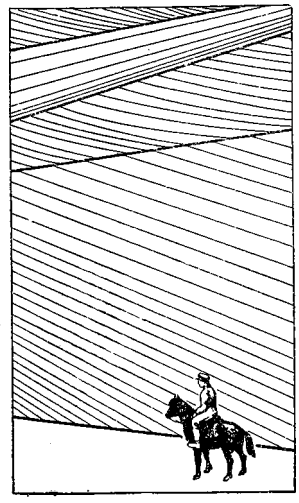
Слоистость и складчатость

Среди процессов, которым подвергается осадочная порода, существенную роль играют процессы складкообразования, нарушавшие первичное залегание слоев и приводящие их в какой-то степени наклонное положение. В связи с вопросом о слоистости надо помнить о следующих двух моментах.

Во-первых, часто легко принять за элементы залегания наклон плоскостей раздела косослоистых серий, которые, как правило, располагаются в

осадочной толще не параллельно общему наслоению, а под некоторым углом к нему. В обнажении, особенно при достаточно большой мощности серий, и там, где на выветрелых стенках резко подчеркнуты серийные границы, легко принять серийный шов за границу слоя, а его наклон — за наклон слоев.

Во-вторых, возможная ошибка заключается в том, что за основное залегание всей толщи можно принять наклон слоев в очень крупной косослоистой серии. Хороший пример возможности подобной ошибки приводит Шрок (1950, стр. 53), давая, по Твенхофелу (1936), схематическую зарисовку мезозойского красного песчаника из провинции Северный Шенси, Китай (фиг. 24). Это обстоятельство в свое время, как уже указывалось выше, и вызвало появление на свет термина «ложная слоистость», как бы предостерегающего геологов от подобных ошибок. Ошибки в определениях элементов залегания при замерах углов наклона слоев по керну могут быть допущены и для значительно более мелких косослоистых серий, а они влекут за собой неточности в дальнейших графических построениях разрезов.



Фиг. 24. Очень крупная косая слоистость в мезозойском красном песчанике (Северный Шенси, Китай). (По Твенхофелу, 1932, [см. Шрок, 1950).

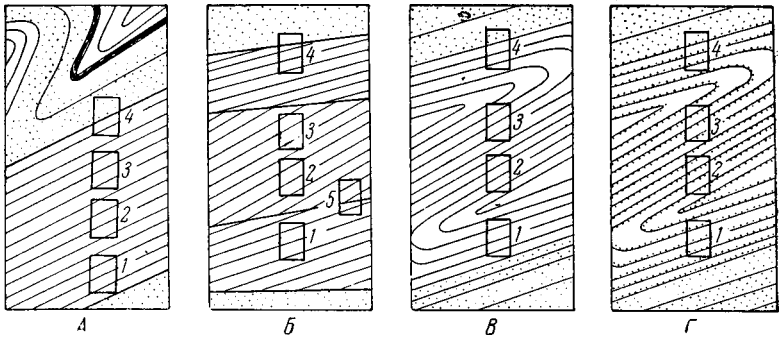
Поэтому при замерах углов наклона слоев, особенно в песчаных и крупноалевритовых породах, следует путем просмотра керна на большом интервале убедиться, что действительно на всей мощности данного слоя угол падения слоев сохраняется, а слои параллельны плоскости напластования; только тогда эту слоистость можно считать горизонтальной, наклоненной в столбике керна в результате складчатости. Если же угол наклона в смежных кусках керна различен (даже когда и не виден непосредственный контакт двух косослоистых серий), то тогда, очевидно, правильнее предположить первично-косослоистую текстуру и от замера углов наклона воздержаться.

Кроме того, при изучении пород и их признаков по керну, часто нелегко отличить наклон слойков в результате складчатости всей толщи, имевшей первично-горизонтальную слоистость, от наклонного положения тонких параллельных слойков в результате косого наслоения. Чтобы не спутать эти два совершенно различных явления, правильная трактовка которых имеет весьма важное практическое значение, необходимо внимательно проанализировать сопутствующие признаки.

На фигуре 25 дано схематическое пояснение этих случаев.

На фиг. 25, *А* виден одинаковый наклон слойков во всех образцах. Кроме того, в образце *4* заметен контакт между определяемым и лежащим выше слоем, причем линия контакта параллельна общему направлению слойков. Следовательно, этот слой первоначально был горизонтально-слойчатым, и по отдельным его слойкам можно определить элементы залегания всего слоя. На фиг. 25, *Б* показано, что углы наклона слойков в образцах *1, 2, 3* и *4* различны. Сопоставление формы слойчатости в образцах *1, 2, 4* позволяет выявить изменение наклона косых слойков, что предостерегает от определения по ним углов наклона всего слоя. Кроме того, в образце *4* заметен контакт с лежащим выше слоем, направление которого не совпадает с направлением слойков. В образце *5* видна еще и граница двух смежных косослоистых серий. Все эти наблюдения указывают, что в данном слое слойчатость косая и определять по ней элементы залегания слоя нельзя.

На фиг. 25, *В* изображен различный наклон слойков во всех образцах керна, так что формально этот случай похож на показанный на фиг. 25, *Б*. Однако, как видно на рисунке, этот слой был первично-горизонтально-слойчатым, так как слойки в нем параллельны общему напластованию, а разный наклон их в керне объясняется мелкой складчатостью. Разобраться в этом вопросе помогает образец *4*, в котором слойки параллельны границе слоя. Кроме того, в данном случае обязательно следует обратить внимание на внутреннее строение самих слойков.



Фиг. 25. Определение элементов залегания по керну в косослоистой породе или в складчатой толще.

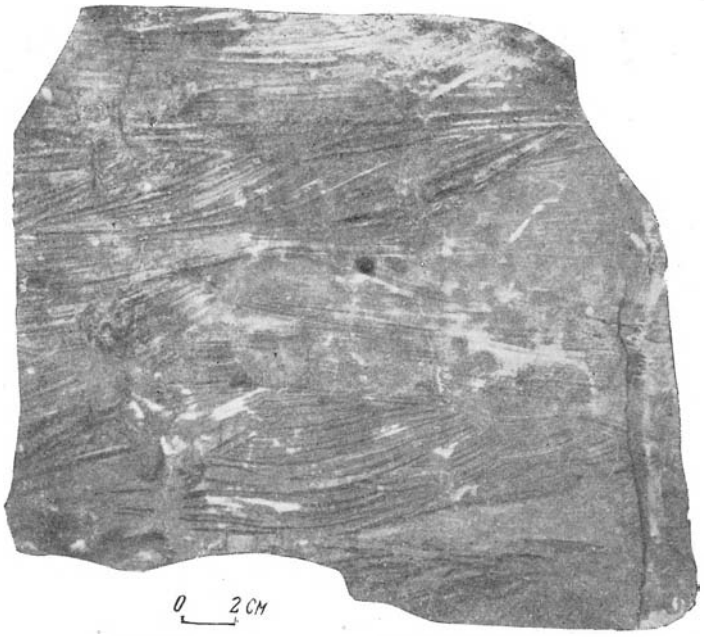
А — наклон обусловлен складчатостью: во всех образцах керна (*1—4*) из данного слоя виден одинаковый наклон слойков, а в образце *4* виден контакт с вышележащим слоем, линия которого параллельна общему направлению наслоения; *Б* — наклон слойков обусловлен косой слоистостью: углы наклона слойков в образцах 1,2 + 3 и 4 различны; в обр. *4* виден контакт с вышележащим слоем, не совпадающий с направлением слойков; в обр. *5* видна граница двух косослоистых серий; *В* — наклон слойков обусловлен складчатостью: во всех образцах керна (*1—4*) наклон слойков различен (аналогично *Б*), но слойки параллельны общему напластованию, что видно на обр. 4, где слойки параллельны границе слоя; *Г* — тот же случай, что и *В*, но показано еще строение каждого слойка.

На фиг. 25, *Г* дан тот же случай, что и на фиг. 25, *В*, но строение каждого слойка показывает, что в образцах *2* и *3* залегание опрокинутое, а в образцах *1* и *4* — нормальное. Следовательно, здесь налицо явление складчатости, а не косой слоистости, и по залеганию отдельных слойков (которые были первично-горизонтальными) мы имеем право судить об изменении залегания всего слоя.

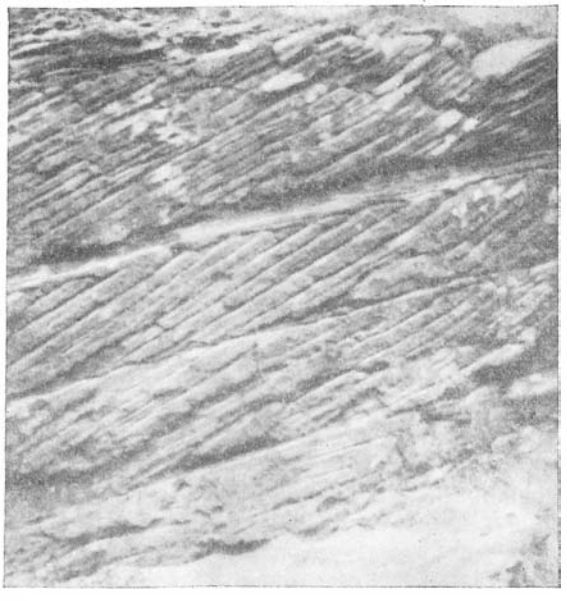
Проявление слоистости на поверхностях выветривания

Выветривание имеет весьма большое значение при изучении слоистых текстур, прежде всего в отношении «проявления» их на выветрелых поверхностях, и каждый геолог наблюдал многочисленные случаи, когда порода, кажущаяся в свежем куске неслоистой, обнаруживает на выветрелой поверхности обнажения явственную слоистость. Такое явление объясняется весьма тонким дифференцированным действием агентов выветривания на отдельные слои, как будто почти не отличающиеся по литологическому составу,— получается как бы естественная препарировка слоистости на выходах. Особенно отчетливо выявляется слоистость в случае переслаивания пород разной структуры.

Очень чувствительны к химическому выветриванию карбонатные породы. В частности, в известняках с послойной алевритовой или песчаной



Фиг. 26. Поверхность выветривания известняков с небольшой примесью алевритового материала отчетливо выявляет их текстуру: слоистость волнистая, мелкая, смещенная,вогнуто-выпуклая, асимметричная. Прибрежно-морские отложения



Фиг. 27 Подчеркивание по поверхности обнажения границ косых слойков и их серий. Слоистость косая, крупная, параллельная, прямолинейная, однонаправленная. Русловые отложения, Донбасс, средний карбон. (Фото Ю. А. Жемчужникова)

примесью (фиг. 26) отчетливо выявляются слойки на выветрелой поверхности при выщелачивании известковой части. Прекрасно препарируется слоистость на выходах в косослоистых песчаниках, обладающих послойной сортировкой. Часто в песчаниках по плоскостям наслоения развиваются трещины отдельности, также подчеркивающие слоистую текстуру пород (фиг. 27).

Для выветрелых поверхностей очень характерны бурые железистые разводы и полосы. В слоистой (особенно в косослоистой) текстуре слоистость часто подчеркивается желто-бурыми, бурыми или коричневатыми полосами, приуроченными к направлению слойков. Зачастую ожелезнение выявляет слоистость, очень слабо заметную в невыветрелой породе. Однако, пользуясь этим признаком при изучении текстуры породы, совершенно необходимо прежде проверить, действительно ли оно точно приурочено к определенным слойкам, так как часто ожелезненные разводы секут первичную слоистость, а в некоторых случаях создают хотя и отчетливое, но совершенно ложное впечатление слоистости там, где ее на самом деле нет.

Совершенно иное действие оказывает на породу длительное пребывание в зоне выветривания; в этом случае первичная текстура, как правило, разрушается и затушевывается появлением вторичных специфических текстур зоны гипергенеза, которые мы в настоящей работе не разбираем.

Глава IV

ПРИЧИНЫ ПОЯВЛЕНИЯ СЛОИСТОСТИ И МЕХАНИЗМ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

1. ПРИЧИНЫ НЕПОСРЕДСТВЕННЫЕ И ОТДАЛЕННЫЕ, ВНУТРЕННИЕ И ВНЕШНИЕ

В предыдущей главе мы уже касались причин образования слоистых текстур в связи с тем или иным их проявлением.

Однако, подходя к изучению причин слоистости, мы должны четко различать непосредственные, или ближайшие, причины, влияющие на ее образование и характер, и более отдаленные «первопричины», которые могут лежать в основе явления.

Например, непосредственной причиной слоистости может быть смена в разрезе глинистого слоя песчаным вследствие изменения поступающего в осадок материала; однако это изменение может быть вызвано передвижением береговой линии, а последнее, в свою очередь, обусловливаться тектоническими движениями, которые и будут в данном случае «первопричиной» слоистости осадочной толщи. В другом случае то же попеременное поступление в осадок материала определяется сезонными его изменениями. Таким образом, одна и та же непосредственная причина слоистости может быть связана с различными «первопричинами».

Другой пример: слоистость может выявляться чередованием слоев с бóльшим или меньшим содержанием карбонатов, в зависимости от развития организмов; последнее же зачастую определяется сезонными изменениями климата, иногда зависящими от изменений солнечной радиации.

Таким образом, мы получаем как бы цепь причин — от причины, непосредственно связанной с осадкообразованием, до первопричины, иногда даже космического порядка.

Однако надо отметить, что такая цепь взаимосвязанных причин в большей степени характерна для слоистости толщ, т. е. для напластования и наслоения. Что же касается слоистости пород (слойчатости), то непосредственная причина ее возникновения чаще обусловливается только внутренней жизнью данного водоема и не зависит от внешних, более общих факторов.

Таким образом, различаются еще причины внешние по отношению к осадку и к среде, в которой происходит седиментация, и внутренние, непосредственно связанные со средой седиментации и с осадком.

Непосредственные причины чаще (но далеко не всегда) являются внутренними, тогда как первопричины бывают большей частью (хотя тоже не всегда) внешними по отношению к осадку.

Так, например, чередование глинистых и песчаных слоев может быть вызвано периодическим изменением материала, поступающего в осадок (непосредственная причина), в зависимости от изменений в области сноса

(первопричина). В данном случае непосредственная причина будет причиной внешней. В другом случае такое же чередование глинистых и песчаных прослоев получится в результате сортировки и переотложения непрерывно поступающего в осадок одинакового несортированного материала, т. е. при неизменном питании в одном водоеме. Непосредственная причина слоистости здесь будет внутренней (движение среды отложения).

Далеко не всегда удается установить все эти категории причин (особенно для горизонтальной слоистости), но, будучи установлены, они дают исследователю разнообразные указания на происхождение изучаемой породы.

Наконец, говоря о внутренних причинах, можно иметь в виду различный механизм образования осадка, что объясняется разнообразием условий отложения и определяет диапазон различий генетических типов слоистости.

Таблицы 9 и 10 иллюстрируют приведенные положения. В них показана связь с внешними причинами главным образом пласто- и слоеобразования, а с внутренними — слойчатости и, в меньшей степени, слоистости.

Таблица 9

Различные внешние причины, вызывающие образование преимущественно слоев и пластов (редко — слойков)

Отдаленные	Более общие	Тектонические движения, вулканизм, изменения обстановки в области сноса, циклы солнечной радиации и др.
	Более частные	Миграция береговой линии, изменение морфологии суши, климатические изменения и др.
Непосредственно связанные с осадком		Смена фаций, резкое изменение поступающего в осадок материала, изменение скорости седиментации, сезонные изменения (разного масштаба). Перерывы в осадконакоплении, размывы, растворение уже отложенного осадка

2. ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАСТОВ, СЛОЕВ И СЛОЙКОВ

Об образовании пластов и слоев, связанном с региональными изменениями седиментационного процесса и определяющем слоистое (в общем понимании) сложение осадочных толщ, писали многие авторы. В гл. I мы уже упоминали работы Н. А. Головкинского и А. А. Иностранцева, по-разному трактующих вопрос об одновозрастности слоев. Сопоставление их точек зрения по этому вопросу очень четко было проведено Н. Б. Вассоевичем (1949$_1$, 1950). Напомним, что Н. А. Головкинский (1869) считал слой литологически постоянным образованием, но асинхронным, так как он образуется вслед за миграцией береговой линии. А. А. Иностранцев (1914) считал слои синхронными, но литологически изменчивыми образованиями.

Вальтер (Walther, 1891—1894), Грабау (Grabau, 1907), Андре (Andrée, 1915) и другие зарубежные авторы принимали за основную причину слоеобразования передвижение береговой линии, а слои считали результатом последовательного наложения друг на друга осадков различных фаций.

Эта широко распространенная и общеизвестная концепция в отечественной литературе нашла свое наиболее яркое выражение в работах М. М. Тетяева, а также В. В. Белоусова (1942, 1948 1954). Последний

Таблица 10

Зависимость слоеобразования от различных внутренних причин, непосредственно связанных с формированием осадка

Более общие факторы		Более частные факторы (механизм слоеобразования)		Результат (стратификационные элементы)
Физико-механические	Динамический режим среды осаждения	Течения	Скорость Направление Постоянство Нагрузка	Преимущественно слойки, в меньшей степени слои
		Волнения	Интенсивность волнений Амплитуда смещения волн	
		Неподвижная среда осаждения		
	Распределение материала в осадке	Сортировка по весу (и по размеру)		
		Распределение неизометричных частиц осадка		
		Различная упаковка зерен		
Химические	Кристаллизация растворов, коагуляция коллоидов, проникновение растворов в осадок	Непосредственное выпадение осадка из раствора		Слои и слойки
		Перераспределение и изменение в осадке	Послойная концентрация различных веществ, имеющихся в осадке	Условная (диагенетическая) слоистость (слои и слойки)
			Реакция между осадком и проникающим раствором	
Биологические	—	Послойное разложение органических остатков (главным образом растений) Скопления органогенных остатков Рост живых организмов (например, рифы)		Слойки, слои и пласты

рассматривал проблему образования слоистости (горизонтальной) как результат многократного передвижения береговой линии. В работе 1948 г. он отмечал, что наряду с изменением литологического состава слоев образуются разделы между ними, которые он всегда считал свидетельством перерывов в осадконакоплении.

Критику воззрений В. В. Белоусова, высказанных в 1942 и 1948 гг., дал в уже упомянутой статье Н. Б. Вассоевич (1949_1). Поэтому мы не будем повторять его аргументацию и остановимся лишь на высказываниях В. В. Белоусова в более поздней его большой работе «Основные вопросы геотектоники», вышедшей в 1954 г. Он пишет (стр. 211): «Слоистое распределение материала является правилом для осадочных пород, и должен существовать *какой-то общий механизм, приводящий к формированию слоистой текстуры*» [1]. Уже это утверждение с самого начала вызывает возражение, так как явление слоистости в целом очень сложно и многообразно; «механизм» образования коренным образом различен не только для пластов, слоев и слойков, но неодинаков также и для

[1] Курсив мой.— *Л. Б.*

разных случаев формирования каждого из этих элементов. Далее В. В. Белоусов указывает: «В процессе слоеобразования следует различать два явления: смену литологического состава пород по вертикальному направлению и образование разделов между слоями». Однако, как в свое время правильно указал Н. Б. Вассоевич, он не замечает, что оба эти явления обычно взаимно связаны. С нашей точки зрения, это скорее различное проявление, различное выражение изменений сложного седиментационного процесса. В. В. Белоусов считает обязательным для всех отложений (и морских и континентальных) многократное переотложение, перераспределение осадочного материала, что дает в результате осадки с усредненным и упрощенным распределением фаций. В. В. Белоусов утверждает: «На дне моря постоянно работает механизм, который с течением времени постоянно сглаживает первоначальные неправильности распределения материала, прибивает более грубые обломки к берегу, а более тонкие уносит дальше» (там же, стр. 200).

Неправильное распределение осадков на дне современных морей В. В. Белоусов рассматривает как явление временное. Это исходное положение, чисто теоретическое, противоречит фактическим данным. Так, в отложениях паралической угленосной толщи мы видим отнюдь не какой-то усредненный разрез, в котором постепенное изменение грубости зерна указывает на седиментацию в условиях все большего приближения к берегу. Прослеживание одного стратиграфического горизонта, относящегося к небольшому интервалу времени (Ботвинкина, 1956), показывает чрезвычайно большую пестроту расположения в пространстве осадков различных фаций и различного литологического состава. Выводы, к которым приходит В. В. Белоусов, являются результатом слишком большого обобщения и «усреднения» автором (а не в природе) материала в пределах яруса или отдела, т. е. обобщения условий осадконакопления, происходившего в интервале времени, измеряемом десятками миллионов лет. В. В. Белоусов связывает изменение слоев с изменением фаций, что, по его мнению, зависит от отношений между поднятиями и опусканиями, т. е. от тектонических движений, от перемещения береговой линии. Он пишет (стр. 203): «Как известно, явление слоистости отложений в геологическом разрезе также характеризуется, прежде всего, вертикальной сменой осадков различного литологического состава. Поэтому слоистость отложений можно рассматривать как результат постоянных изменений в отношении между скоростями поднятий и опусканий земной коры (разрядка автора).

Что касается разделов между слоями, то В. В. Белоусов, в согласии с Барреллом (Barrell, 1920), видит причину их в неравномерности прогибания— когда наступает остановка в прогибании, то базис действия волн не изменяется. «Выше этой неподвижной поверхности,— указывает он,— происходят перемывание и перемещение материала, который постепенно как бы шлифует поверхность осадков, лежащих ниже того же уровня. Эта поверхность успевает подвергнуться подводному выветриванию, а уже накопленные осадки испытывают уплотнение и диагенетические изменения. В результате, когда прогибание возобновляется, поверхность, которая в течение долгого времени совпадала с уровнем равновесия, отмечается некоторыми изменениями пород, фиксируется в разрезе как раздел между слоями» (1954, стр. 212). С этим утверждением также нельзя согласиться. Если осадок будет поступать в водоем, то выше действия базиса волн он будет частично уноситься, а частично накапливаться, образуя волнистую или косоволнистую слоистость. Осадок же, сносимый ниже этого уровня, даже при отсутствии прогибания будет накапливаться, образуя горизонтальную слоистость или слоеватость, т. е. наслоение горизонтальное, но выраженное с разной степенью отчетливости в зависимости от поступающего материала или от каких-либо

других причин. Плоскости же раздела могут быть обусловлены многими причинами (как это мы увидим ниже), но только не остановкой в прогибании дна водоема. Поэтому нельзя согласиться с тем выводом, который делает В. В. Белоусов (стр. 212): «Вероятно тектонический фактор является ведущим в образовании разделов между слоями». Правда, он делает оговорку, что, как правильно указывал Н. Б. Вассоевич (1951), перерывы могут быть вызваны быстрыми изменениями и других условий образования осадка, например, климата, свойств водной среды.

В. В. Белоусов считает, что слоистость отложений является «усредненным результатом», отражающим сложный комплекс движений земной коры в любых осадках, как в морских, так и в континентальных: «...в связи с изменением отношения между поднятиями и опусканиями возникает чередование пород различного состава, образуется слоистость» (1954, стр. 213). Это утверждение неверно. Слои русловых отложений, например, сменяются кверху пойменными (иного состава, текстуры и т. д.), однако это происходит при стационарном положении только в результате миграции речного русла по долине (Николаев, 1947; Шанцер, 1950$_1$, 1951).

Многократно подчеркивая, что тектонический фактор является ведущим в распределении фациальных зон и для образования слоистости, В. В. Белоусов, однако, делает оговорку, что детали процесса обусловливаются влиянием и нетектонических факторов, таких, как изменение температуры и солености воды, выпадение вулканического пепла, сезонные климатические изменения, состав исходных пород, подвергаемых размыву. Однако на степени влияния этих факторов он совершенно не останавливается. Говоря о первичной текстуре пород (под которой он очевидно, понимает внутреннюю слоистость пород, или слойчатость), он указывает, что она определяется условиями отложения осадочного материала и в первую очередь движением среды, в которой происходит отложение. При этом, считая все текстуры морских отложений горизонтальными, В. В. Белоусов утверждает, что «на дне моря движение воды происходит преимущественно в горизонтальном направлении (?! — *Л. Б.*), в результате волновых колебаний, выраженных у дна переменными движениями частиц— то к берегу, то от берега», вследствие чего «первичная текстура морских осадков характеризуется расположением удлиненных и плоских зерен параллельно слоистости» (стр. 126).

Как мы увидим в гл. X, движение воды на дне моря сложно и разнообразно. Поэтому слоистость морских отложений тоже весьма разнообразна, что же касается удлиненных и плоских зерен, то они ложатся параллельно слоистости в любом ее типе и во всех отложениях.

«В зоне прибоя,— указывает В. В. Белоусов,— может образоваться волнистая поверхность, но такая текстура далеко не часто сохраняется в геологических разрезах» (там же). Однако, как показали многочисленные работы различных исследователей, эта текстура сохраняется всегда, если в ископаемое состояние переходят осадки этой зоны.

Причину горизонтальной ориентировки химических осадков В. В. Белоусов видит в перемывании и перераспределении по дну отдельных зерен (1954, стр. 126). Однако надо заметить, что в этом случае выпавшие химическим путем зерна минералов распределяются, подчиняясь физико-механическим законам, собственно же хемогенная седиментация дает горизонтальную слоистость совсем по иным причинам, являясь слоистостью вертикального оседания.

Косую слоистость (слойчатость) В. В. Белоусов считает присущей континентальным отложениям (речным и эоловым). Эта его ошибка крайне вредна, так как исследователи, стоящие на такой точке зрения, могут прийти к выводу, что когда они видят в породе косую слоистость, то одного этого достаточно, чтобы считать ее континентальной, а это совершенно неправильно.

Мы остановились столь подробно на разборе высказываний В. В. Белоусова потому, что он является выразителем определенной концепции, которая, к сожалению, имеет еще весьма большое распространение среди геологов, особенно среди геологов, занимающихся региональными исследованиями. Эта концепция состоит в том, что все многообразие явлений, обусловливающих образование слоистости, по существу сводится к пластообразованию, зависящему от миграции береговой линии, первопричиной которой являются тектонические движения земной коры. Кроме того, эта концепция дает основание сделать вывод о невозможности применить изучение слоистых текстур для определения генезиса пород (так как современные осадки многообразны, а ископаемые уже усреднились и в них все признаки снивелированы). Нам кажется, что такая ограниченность и ошибки в трактовке вопроса о слоистости являются не только неправильными, но и вредными, так как они выбивают из рук геолога-осадочника, литолога один из весьма важных признаков для познания породы, обесценивают значение понимания особенностей первичной текстуры породы.

Эти ошибки в значительной степени связаны с нечетким разграничением понятий наслоения и напластования. Ю. А. Жемчужников показал различие этих явлений. Он считал, что слой — «образование одновременное, тесно связанное с предыдущим рельефом, и в то же время по составу он может быть литологически и фациально различным». По его представлениям, «пласт — понятие монофациальное, но разновременное и является результатом миграции фаций. Пласты отделяются друг от друга явственным горизонтальным межпластовым швом и характеризуются выдержанностью на больших расстояниях (более 1 км)» (1950, стр. 119). Пластообразование обусловлено тектоническими причинами, действующими длительное время, а слоеобразование — различными причинами, действующими в течение относительно краткого промежутка времени, при стабильности береговой линии и неизменности тектонической обстановки. Причины слоеобразования могут быть сезонными, климатическими и другими.

Если сравнить высказывания В. В. Белоусова с положениями Ю. А. Жемчужникова, то делается совершенно ясным, что все рассуждения первого автора относятся в основном только к одному из проявлений слоистости, а именно — к образованию пластов, причем он распространяет одну из закономерностей их формирования на все виды слоистых текстур.

Н. Б. Вассоевич подчеркивал ($1948_{1, 2}$, 1950, 1951_1) различия в происхождении слоистости. Он выделяет слоистость миграционную и мутационную (табл. 11). Под миграционной он понимает такую слоистость, когда залегают один на другом слои, которые сосуществуют рядом на площади. В этом случае он допускает применение (хотя и ограниченное) закона Вальтера (который, правильнее, как это показал Г. И. Сократов $1949_{1, 2}$, называть законом Н. А. Головкинского). Эта слоистость образовалась путем наложения друг на друга различных осадков в результате миграции фаций, причем общие условия седиментации не изменились. Слои в ней — образование разновременное, почему слоистость такого типа Н. Б. Вассоевич (1950) называет асинхронно-миграционной. Примером ее служат отложения в зоне шельфа при трансгрессии и регрессии моря.

Под мутационной Н. Б. Вассоевич понимает такую слоистость, когда слои, залегающие один на другом (по вертикали), не могут сосуществовать рядом на площади (т. е. не встречаются одновременно). Эта слоистость обусловлена не миграцией фаций, а «коренным, существенным изменением общих условий седиментации, с появлением новых типов осадков» (1948_2, стр. 30). В данном случае закон Вальтера неприменим.

Слой при этом всегда является одновременным образованием, поэтому Н. Б. Вассоевич (1950) называет такую слоистость синхронно-мутационной. Примером ее служат озерно-ледниковые ленточные глины и другие сезонные накопления. Этот тип слоистости может быть и повторным и направленно изменяющимся. Оба эти типа чаще всего встречаются не в «чистом» виде, а в различных сочетаниях, с преобладанием того или другого. Миграционная слоистость соответствует пластообразованию в понимании Ю. А. Жемчужникова, мутационная — слоеобразованию.

Таблица 11

Деление слоистости в зависимости от причин ее образования

Типы слоистости, выделяемые Н. Б. Вассоевичем		Деление слоистости по Л. Н. Ботвинкиной	Причины образования слоистости
Миграционная слоистость		Напластование	Миграция фаций
Мутационная слоистость		Напластование и наслоение (слоистость осадочных толщ)	Различные изменения условий седиментации
Субмиссионная (отвесного оседания)	Слойчатость	Внутренняя слоистость пород (слойчатость)	
Велоцитальная (скоростная)			Движение среды отложения

Образование слойков Н. Б. Вассоевич совершенно правильно выделяет в самостоятельный вид слоистости — слойчатость, или субстратификацию, и связывает ее с динамикой среды, которую считает необходимым положить в основу классификации типов слойчатости.

Исходя из наших определений единиц, слагающих слоистую осадочную породу, разберем процессы образования пластов, слоев и слойков, особенно последних, так как именно изучение внутренней слоистости осадочных пород (слойчатости) является задачей данной работы.

Пластообразование

Образование пластов, слагающих осадочные толщи, всегда связано с изменением фаций, выраженным в резкой смене пород. Именно поэтому полезные ископаемые залегают обычно в виде пластов, обособленных от вмещающей породы. Причины этого изменения фаций могут быть различные.

Миграция фаций вслед за передвижениями береговой линии, изображаемая согласно классической схеме, переходящей начиная с XIX века из одной работы в другую. Однако к этой теоретически построенной схеме следует сделать некоторые замечания, исходя из фактических наблюдений (фиг. 28).

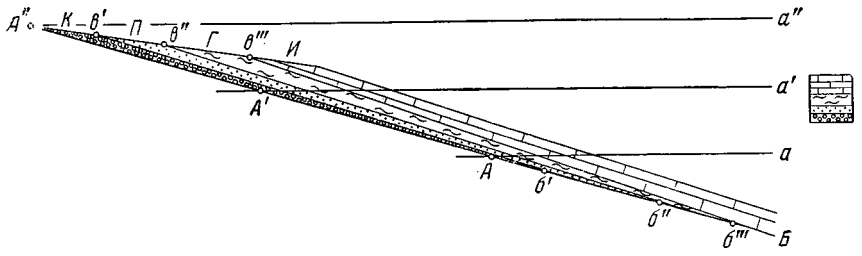
а) Распределение фаций на дне водоема не подчиняется столь строгой зональности. В одном и том же районе, в зависимости от характера суши, конфигурации береговой линии, распределения течений и от других причин, на одинаковых глубинах и на равных расстояниях от берега могут существовать совершенно различные фации. Трансгрессия моря, особенно в условиях изрезанного берега, приводит к сильной перестройке морфологии в прибрежной части: изменяется расположение кос, пересыпей, дельт, лагун и т. п. Поэтому, например, пласт глины, попав в лежащую выше зону, совершенно не обязательно будет перекрыт песчаным материа-

лом, он может быть размыт, может оставаться глинистым или же сразу перекрыться конгломератом и т. д.

б) Каждая зона (на фиг. 28 — *И, Г, П, К*...) обычно в прибрежно-морских условиях имеет сложное строение. Поэтому внутри одного пласта фактически может существовать несколько слоев.

в) В природе уклон дна не бывает столь идеально ровным, поэтому изменение фаций еще более усложняется рельефом дна.

г) Границы между зонами *б*, *б'*, *б''* и т. д. (фиг. 28) в природе обычно представляют постепенные переходы, поэтому миграция фаций далеко не



Фиг. 28. Схема образования пластов в результате миграции береговой линии (море трансгрессирует).

А — а — первоначальный уровень моря; *А, А', А''* — последовательное положение береговой линии; *А' — а', А'' — а''* — последующее положение уровня моря; *А—Б* — первоначальное дно моря; *б', б'', б'''* — первоначальные границы фациальных зон, обусловленных глубиной и расстоянием от берега; *в', в'', в'''* — границы фациальных зон при уровне моря *А'' — а''* (первоначальный уклон дна в прибрежной зоне выполаживается в результате накопления осадков); *б' — в'' б'' — в'', б''' — в'''* — границы пластов; *К, П, Г, И* — пласты (конгломерат, песчаник, глина, известняк), каждый из которых является разновременным образованием. Справа показана колонка разрез всей толщи по нормали

всегда влечет за собой резкую смену пластов разного состава, и в вертикальном разрезе часто можно видеть постепенный переход отложений одной фации в отложения другой. На основании сказанного можно приведенную схему рассматривать только как очень большое обобщение, как тенденцию, а не как закон, согласно которому происходит конкретное слоеобразование, фиксирующееся в разрезе. Особенно это следует иметь в виду для осадкообразования в прибрежной зоне моря (или другого водоема), где, как правило, наблюдается сильная изменчивость фаций и, следовательно, плохая выдержанность пластов.

Резкие климатические изменения, ведущие к резкой же смене отложений различного состава. Сюда также следует отнести сезонные изменения крупного масштаба (например, периоды засушливые и дождливые).

Изменение морфологии суши. Так, например, замыкание лагуны в условиях жаркого климата может повлечь за собой резкую смену терригенных лагунных осадков отложениями солей (на смену фации лагуны придет фация соленого озера).

Изменение питания водоема осадками в зависимости от появления нового источника сноса, вскрытия эрозионной сетью других горизонтов материнских пород, усиления или прекращения притока вод с континента, появления продуктов вулканической деятельности и от других причин. Пластообразование может зависеть не только от перечисленных внешних, но и от внутренних причин. Так, образование пластов может быть вызвано изменением динамического состояния среды осаждения: возникновение течения в спокойном дотоле водоеме часто обусловливает формирование пласта грубозернистого косослоистого песчаника, который ляжет, возможно даже с некоторым размывом, на тонко-горизонтально-слоистый глинистый или мелкоалевритовый осадок.

Другие внутренние причины пластообразования могут заключаться в изменении степени солености воды, появлении биогенных скоплений и т. д. Однако эти внутренние причины пластообразования обычно имеют непосредственную связь с перечисленными выше внешними причинами.

Появление границ пластов может быть обусловлено, кроме резкой смены осадка, перерывом процесса седиментации, размывом или растворением ранее отложенного осадка; во всех случаях пластовые швы отмечают прерывистость или изменение седиментационного процесса в региональном масштабе. Иногда эти перерывы выражаются в появлении тонких пропластков, налетов на плоскостях напластования иного материала, чаще всего глинистого, иногда карбонатного или какого-либо другого.

При всех этих обстоятельствах для пласта неизменно характерна региональность явления, выдержанность его на значительной площади. При этом миграционный характер напластования (миграционная слоистость) является лишь одним из случаев, хотя и весьма широко распространенным. Этот тип напластования дает наиболее выдержанные на площади пласты и именно поэтому больше других приковывает к себе внимание исследователей.

Слоеобразование

Причины слоеобразования (в узком смысле) в осадочных толщах могут быть те же, которые мы перечислили для пластообразования (вследствие чего так трудно бывает практически разграничить понятие слоя и пласта), за исключением миграции фаций, всегда ведущей к образованию пластов.

Однако эти изменения бывают и менее резкими, что обусловливает различие осадков внутри отложений одной и той же фации. Например, в пласте, представленном песчано-алевритовыми прибрежно-морскими отложениями зоны волнений, в зависимости от тех или иных причин могут чередоваться слои мелкозернистого песчаника и алевритовые слои, представленные чередованием слойков мелкого и крупного алевролита. Отчетливая смена пород позволяет выделить песчаник и переслаивание алевролитов в самостоятельные, отдельные слои, а общность их фациальной характеристики и резкое отличие от ниже- и вышележащих осадков заставляет объединять их в один сложный пласт. Другой пример: среди терригенных пород выделяется пласт соли, отвечающий определенной фации (засолоняющейся лагуны в условиях жаркого климата). Этот пласт состоит из слоев натриевой и калиевой соли, внутри каждого из которых имеется еще тонкая слоистость (слойчатость). Третий пример: сложный пласт каменного угля (отвечающий фации торфяного болота) состоит из нескольких угольных слоев, разделенных прослоями углистого аргиллита, отвечающими появлению в отложениях этой фации примеси терригенного материала за счет приноса его извне. В свою очередь, и сам уголь и разделяющие его «пустые» породы могут быть тонкослоистыми (слойчатыми).

Приведенных примеров достаточно, чтобы показать различие в образовании слоя и пласта несмотря на то, что оно может быть вызвано как будто одними причинами. Укажем, что слои в общем менее выдержаны, чем пласты, и менее резко отграничиваются от выше- и нижележащих. Слоевые швы обычно не так резки, как пластовые, что совершенно понятно (так как это связано с менее резкой сменой условий седиментации или с более кратковременным перерывом в отложении). Размывы в основании слоев обычно неглубоки и могут быть распространены локально.

Кроме указанных выше (см. табл. 9) общих причин пласто- и слоеобразования, последнее может быть вызвано еще иными, внутренними причинами (см. табл. 10): 1) различием динамического режима среды

осаждения (течения, волнения, неподвижность) внутри одной фации; 2) распределением материала в осадке (сортировка, упаковка зерен); 3) изменением концентрации солей; 4) коагуляцией коллоидов; 5) развитием живых организмов (флоры и фауны) и др.

Образование слойчатости

Слоистость как внутренняя текстура породы (слойчатость), так же как и ранее описанные категории, образуется в результате многих причин. Непосредственной внешней причиной слойчатости чаще всего являются сезонные изменения условий седиментации или же ритмическое изменение поступающего в водоем материала. Обычно же образование слойчатости обусловлено внутренними причинами — физико-механическими, химическими и биологическими (см. табл. 10).

В зависимости от характера осадка действуют различные факторы слоеобразования (фиг. 29). Текстуры кластогенных, обломочных отложений формируются в основном под воздействием физико-механических факторов. Это главным образом взаимодействие силы тяжести обломочных частиц и характер движения среды отложения; сочетание их дает все многообразие форм текстур кластогенных осадков.

Слоистость хемогенных образований обусловливается химическими процессами, протекающими при выпадении осадка из растворов. Однако хлопьевидные сгустки коллоидов или уже выпавшие из раствора минеральные зерна могут образовывать слоистость, подчиняясь тем же физико-механическим факторам, как и обломочные отложения.

Органогенные осадки имеют текстуру, либо обусловленную образом жизни и условиями развития слагающих их организмов, либо связанную с перераспределением органогенного материала (перемещением обломков и скоплением последних) или с различным послойным разложением органических остатков. Если органические остатки перемещаются при помощи физико-механических факторов, как минеральные зерна, то и слоистость в них формируется по тем же законам, которые были указаны и для минеральных обломочных отложений.

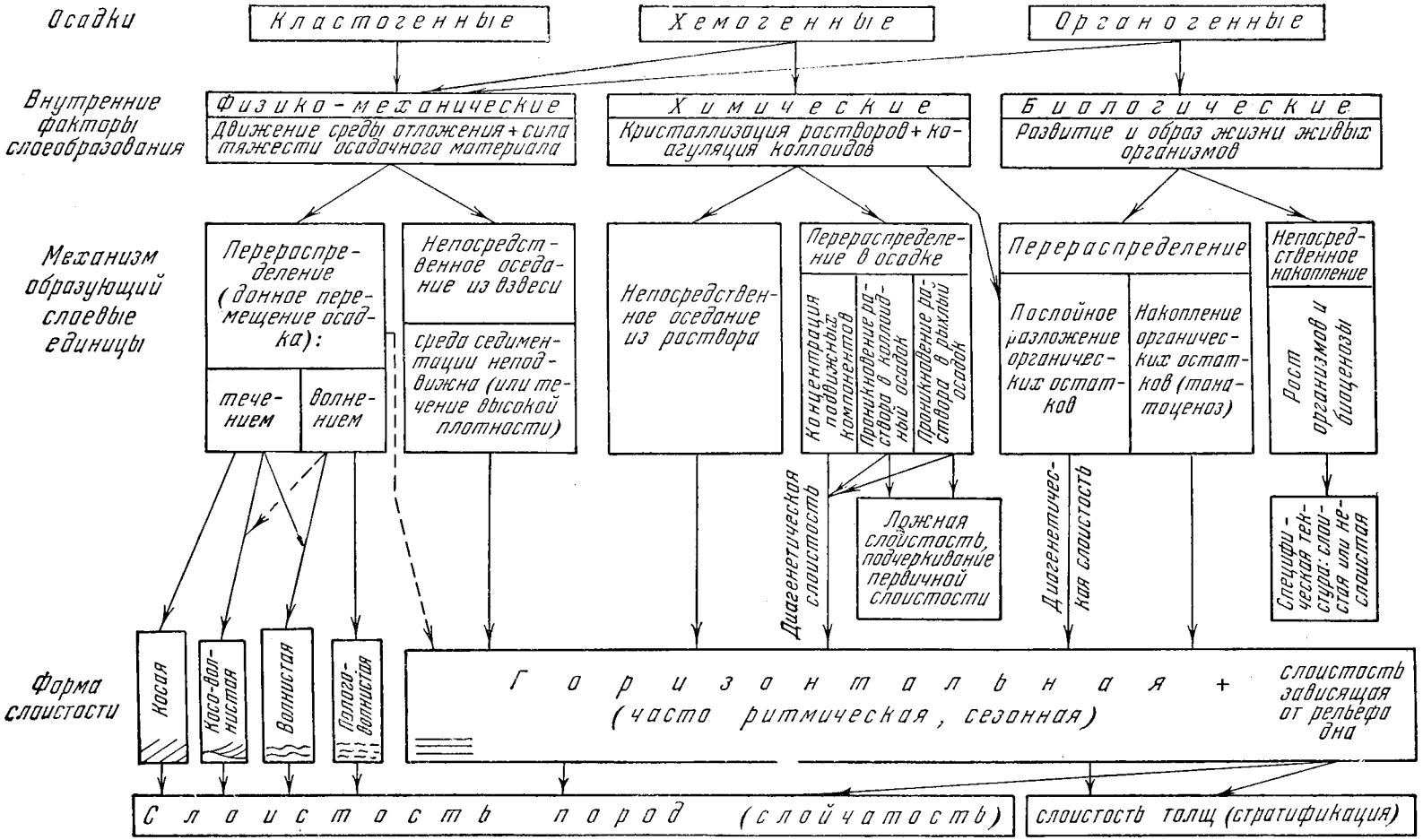
Из перечисленных условий слоеобразования наибольшее разнообразие механизма формирования слоистых текстур вызывают физико-механические факторы.

3. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СЛОИСТОСТИ ПОД ВЛИЯНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Основное деление слоистости по способу ее образования

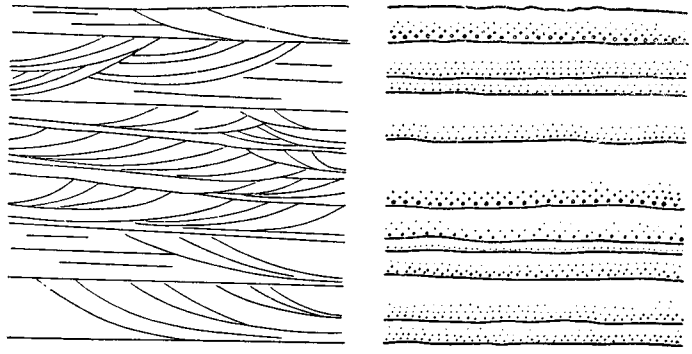
Основными, непосредственно действующими физико-механическими факторами, обусловливающими слоеобразование, являются: сила тяжести оседающего материала, стремящегося распределиться по площади равномерно и горизонтально (это фактор, действующий постоянно), и движение среды отложения, нарушающее это горизонтальное распределение материала на поверхности отложения путем перемещения его по дну (фактор, действующий не всегда). Действие первого фактора при неподвижной среде отложения вызывает образование горизонтальной слоистости или слоистых текстур, форма которых обусловливается рельефом дна. Движение среды отложения создает слоистость косую и волнистую.

Это деление слоистости на два основных класса наметил еще Бэйли (1936), который выделил слоистость течения (current bedding) и слоистость сортировки (graded bedding) (фиг. 30). Н. Б. Вассоевич (1950) дал два основных подразделения слоистости (слойчатости): «слойчатость



Фиг. 29. Схема зависимости формы слоистых текстур от различных внутренних факторов и от механизма слоеобразования

отвесного оседания, спокойную, субмиссионную» и «слойчатость скоростную, движения, или велоцитальную» (объединяющую типы косой и волнистой слоистости; см. табл. 11). Первое название следует признать удачным, так как оно в общем точно отражает основной механизм процесса образования слоев. Что же касается второго, то это название может быть применимо лишь к косой слоистости и неудачно для волнистой, так как при образовании волнисто-слоистых отложений движение воды и частиц осадка часто происходит в весьма ограниченных пределах, а скорость передвижения их не играет первостепенной роли.



Фиг. 30. Слоистость течения (*а*) и сортированная слоистость (*б*). (По Bailey, 1936)

Мы выделяем (см. схему на фиг. 29) два основных механизма образования слоевых единиц: 1) перераспределение осадочного материала на дне (донное перемещение осадка) течениями и волнениями; 2) вертикальное оседание (из взвеси) при неподвижности среды осаждения (или наличии течений высокой плотности).

Слоистость при движении среды отложения

Агентами, создающими слоистость при движении среды отложения, являются: направленные течения (водные и воздушные), волнения и турбулентные движения. Последние обычно существуют наряду с направленным движением, создавая сложное распределение осадочного материала. По данным гидрологии (Паскин, 1940; Великанов, 1937, 1948, 1949 и др.), в открытых потоках движение воды всегда турбулентное.

Основные способы перемещения осадка следующие: во взвеси, волочением, сальтацией[1]. Несколько особый характер имеет передвижение материала в потоках с очень большой нагрузкой, образующих течения высокой плотности (о них мы скажем ниже).

Перенос во взвеси осуществляется именно вследствие турбулентности движения, т. е. наличия вертикальных составляющих в его скоростях. Переход во взвесь возможен в том случае, если эта вертикальная составляющая (V) больше гидравлической крупности частиц (W); под последней понимается скорость равномерного падения частицы (т. е. когда силы веса и трение взаимно уравновешены) в спокойной воде при $t = 15°$. При величине V, меньшей W, частица падает, при V, равной W, она находится во взвеси, при V, большей W, частица поднимается. Таким образом, передвижение в виде взвеси либо не дает осадка (когда скорость передвигающего фактора достаточно велика, чтобы уносить эти частицы), либо дает

[1] Не считая перемещения в виде раствора, так как в этом случае образуется хемогенная слоистость.

горизонтальную слоистость отвесного оседания (если, конечно, нет придонного движения, перераспределяющего выпавший в осадок материал).

Влекомые, или донные, наносы составляют более крупные частицы, которые поток не в состоянии поднять, но может передвигать или перекатывать по дну. По закону Эри (для крупных зерен осадка) вес влекомой (катящейся по дну) частицы пропорционален шестой степени скорости, действующей на эту частицу. Следовательно, при увеличении или уменьшении скорости в два раза вес передвигаемой частицы соответственно увеличится или уменьшится в 2^6, т. е. в 64 раза. Если дно имеет большой уклон, то эти цифры увеличатся. В применении к мельчайшим частицам это соотношение является приближенным.

Передвижение волочением по дну (с большей или меньшей сальтацией) дает косую слоистость вследствие возникновения донных (или наземных) валов. Слабые донные течения и волнения (или потоки воздуха, близкие к поверхности земли,— для эоловых отложений), перераспределяя осевший материал, образуют ряби течения и волнения и создают косоволнистую и волнистую слоистость. Потоки высокой плотности образуют особую горизонтальную слоистость, имеющую отчетливую ритмическую сортировку и ряд других характерных признаков. Она детально описана в ряде работ Кюнена (Kuenen, 1950_1, 1951_2, 1952_1, 1953 и др.).

А. А. Вейхер ($1948_{1,2}$) специально изучал опытным путем образование осадка в турбулентном потоке. В приборе, состоявшем из системы лотков, обеспечивающей постоянную среднюю скорость, при равномерном введении в поток «средней смеси», т. е. рыхлого материала, состоящего из зерен 12 фракций + фракция $< 0{,}022$ мм, при нагрузке потока 5%, было проведено 345 отдельных опытов при различных комбинациях скоростей.

В результате установлено, что в интервале скоростей от 50 до 500 мм/сек в турбулентном потоке при всех скоростях движения воды осадок содержит смесь фракций различной крупности. Между средней скоростью и гранулометрическим составом существует определенная количественная связь. Однако особенности гранулометрического состава зависят не только от скорости потока, но и от радиуса турбулентности и от величины его смещения. Для процессов образования в руслах открытых потоков важное значение имеют мгновенные скорости; режим их в значительной степени определяет особенности гранулометрического состава осадка. Большинство применяемых в промышленности песков, по мнению А. А. Вейхера (1948_1), образуется в интервале средних скоростей водной среды около 150—300 мм/сек.

Каждый из способов передвижения осадочного материала создает свои особые формы, а следовательно, и свой тип слоистости осадка. Рассмотрим механизм образования каждой из них.

Слоистость течения

Механизм образования слоистости в результате перемещения осадка более или менее сильным течением описан неоднократно, в работах многих авторов.

Известно, что выпавший осадок — галечный, песчаный или алевритовый — передвигается водным или воздушным течением в виде более или менее вытянутых валов. Валы эти имеют асимметричную форму: склон вала, расположенный против течения (наветренный склон эоловых отложений),— пологий, а нижний, расположенный по направлению течения (или подветренный у дюн),— крутой. Материал пологого склона подхватывается и переносится течением на крутой склон, поэтому валы постепенно передвигаются по направлению течения. Величина этих валов может быть весьма различной: от дюн, измеряемых десятками метров, до мелкой ряби, измеряемой миллиметрами.

Нарастание каждого валика идет постепенно по течению — от подошвы и гребню; обрыв за гребнем может быть вызван срывом песчинок, неспособных удержаться на гребне, достигшем некоторой предельной высоты, а также изменением скоростей и завихрением потока после перехода его через гребень.

Механизм образования косослоистых песков в речной долине описан Н. Н. Форш (1940) по наблюдениям на песчаном пляже р. Самарки во время весеннего половодья. Перемещение песчаного валика отмечалось по положению колышков; оно происходит потому, что набегающая волна подхватывает часть частичек на пологом склоне и переносит их на более крутой (обращенный в описываемом случае к берегу). Обычно туда заносится только небольшое количество мелкого песка, но время от времени набегала более крупная волна, приносившая значительное количество песка не только мелкого, но и крупного. В результате на крутом склоне попеременно отлагается то более, то менее крупнозернистый песок; таким образом, здесь сформировалась целая серия отлагавшихся на наклонной плоскости песчаных слойков. Слоистость подчеркивалась различием в гранулометрическом составе песка.

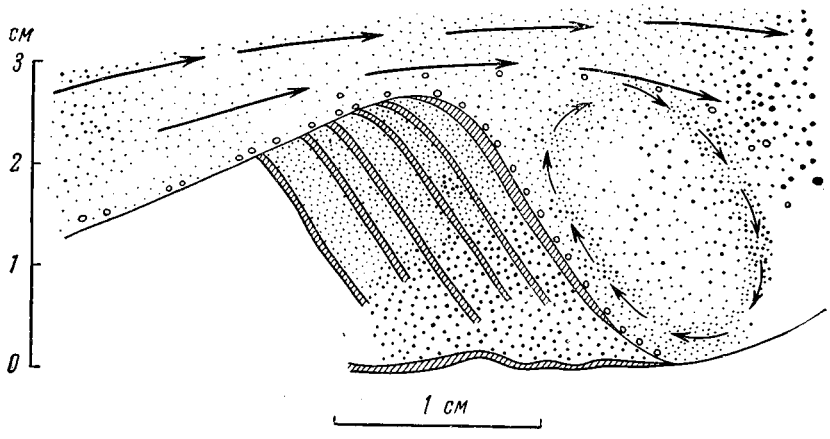
Для того чтобы лучше выявить ход процесса, вначале были воткнуты два колышка по обе стороны песчаного валика. Справа от колышка было почти горизонтальное дно, покрытое рябью, причем в этой зоне перемещения частиц не происходило, отмечалось лишь покачивание полувзвешенных частиц растительного детрита, скопившихся у дна в ложбинах между валиками. По мере продвижения косы продвигалась и зона ряби, причем ее уровень был выше, чем дно слева от валика; таким образом, создались предпосылки для сохранения и погребения косослоистой серии песка.

Схема образования серии косых слоев путем миграции речной отмели хорошо показала Е. П. Брунс (1940$_3$). Ссылаясь на О. С. Шестопала («Гидрология и гидрометрия», 1935), она указывает, что все речные отмели «сверху по течению плоски и заострены, а внизу, наоборот, широки и имеют выступы и крутые склоны под углом естественного наклона гравия и песка. Способ передвижения состоит в том, что отдельные песчинки перекатываются вдоль мели от верхнего ее края до конца, где и падают вниз по крутому склону» (стр. 125). И далее: «У каждого пласта, образованного таким образом, должна получиться косая слоистость, наклоненная в одну сторону и ограниченная двумя более или менее горизонтальными плоскостями» (там же). Добавим, что этот механизм образования в общем одинаков для косой слоистости любых типов, будь то речная отмель, крупные ряби, морские бары или косы: каждая косослоистая серия представляет собой погребенный след передвижения этого морфологического элемента, а отдельные косые слойки — следы его крутого, нарастающего склона, обращенного вниз по течению. Вот почему замеры азимута плоскости слойков указывают на направление течения.

А. А. Вейхер (1948$_2$) обратил внимание на механизм формирования самих слойков, который он наблюдал на р. Ящере (Ленинградская область). По его данным, в плане на речном дне видны валики, вытянутые от берега к берегу, более пологие вверх по течению и с более крутым склоном вниз по течению. Гребень валика смещен на расстояние, равное от $^2/_3$ до $^4/_5$ ширины валика вниз по течению. Распределение валиков на дне кажется бессистемным, но более внимательное наблюдение показывает, что они приурочены к общему повышению, часто изогнутому в плане соответственно основным направлениям движения струй потока. Поэтому ось валика обычно волниста, но встречаются и прямолинейные валики, ось которых слегка загибается на концах вверх по течению. В поперечном разрезе данного валика верхний, пологий склон имеет 10—15°, нижний — 25—35°, обычно он слабо вогнут в нижней трети. Гребень уплощен со

стороны верхнего склона и выпуклый со стороны нижнего склона. Валики разделены понижением — «подвальем». Размеры этих форм колеблются в широких пределах — от валов высотой 1,5—2 м при ширине по продольной оси 11—12 м до валиков высотой 4—5 см при ширине по фронту 12—20 см.

Внутреннее строение валиков косослоистое, обусловленное чередованием очень тонких (0,1—0,5 мм) слоев мелкого, пылевато-глинистого материала и широких слоев (1,2—2,6 мм) более крупного, песчаного состава



Фиг. 31. Образование косых слойков на переднем, крутом склоне песчаного валика. (По Вейхеру, 1948₂)

(фиг. 31). Слои наклонены параллельно нижнему склону валика. В верхней части они упираются в верхний склон валика, внизу становятся неясными и совершенно не выделяются (что вообще весьма часто наблюдалось нами также и в ископаемых отложениях. Это объясняется тем, что у подошвы нижнего склона валика широкие слои состоят из наиболее крупных частиц, способных скатываться по склону почти до дна подвалья; в порах между ними скапливается более тонкозернистый материал, который поэтому не обособляется в виде самостоятельных слойков, как это происходит выше по склону.

В основании валика, вверх по течению от подвалья, прослеживается тонкий (0,3—1,0 мм) горизонтальный или слабоволнистый слой пылевато-глинистого материала. Если за период наблюдения через участок проходило несколько валиков и последующее подвалье располагалось несколько выше предшествующего, то образовывалось несколько горизонтальных слойков пылевато-глинистого материала, разделенных песчаными слойками. Образование косых слойков связано с пульсацией скорости течения: когда действует максимальная мгновенная скорость, происходит размыв верхнего склона, частицы переходят во взвешенное состояние, а наиболее крупные и тяжелые перекатываются по поверхности валика. Достигая гребня, волочимые частицы падают вниз, создавая наклонный песчаный слоек. Наиболее крупные частицы скапливаются у основания валика, тяжелые минералы — тоже и, кроме того, последние выкатываются в подвалье.

Взвешенные частицы проносятся над гребнем и на некотором расстоянии за ним попадают в область подвального завихрения. Ток завихрения, направленный вниз, увлекает тонкие взвешенные частицы, а также тяжелые минералы пластинчатой формы, которые оседают на дне подвалья: тонкие фракции также частично оседают в подвалье, а частично уносятся завихрением вдоль нижнего склона валика и либо включаются в кру-

говорот завихрения, либо уносятся дальше надгребневой струей. Когда мгновенная скорость становится минимальной, размыв верхнего склона прекращается, во взвешенном состоянии остаются только пылевато-глинистые частицы, волочением передвигаются частицы мелких фракций. Скорость подвального завихрения также уменьшается, и в подвалье, так же как и на нижнем склоне валика, оседают пылевато-глинистые частицы. Чем дольше удерживается минимальное значение скорости, тем значительнее мощность тонкозернистого слойка. При следующем возрастании мгновенной скорости, в процессе образования нового косого песчаного слоя, часть дна подвалья также погребается под крупными частицами. Последовательное повторение этого процесса приводит к образованию тонкого горизонтального слоя в основании валика. (Очевидно, поэтому часто в основании ископаемых косослоистых серий наблюдается большее или меньшее выполаживание слойков и переход их в горизонтальные.)

Слияние последовательно наползающих друг на друга валиков образует более крупные формы: перекаты, мели, косы. Переходя в ископаемое состояние, они будут представлять собой группу косослоистых серий, сформированных указанным путем. Иногда эти серии разделяются горизонтально-слоистыми, образованными как устойчивый след передвижения подвалий.

Следовательно, возможно, что чередование косо- и горизонтально-слоистых серий (типичное для русловых отложений) происходит не как результат каких-либо внешних изменений режима реки или периодических изменений скоростей течения, а как проявление одного и того же одновременного процеса осадконакопления на дне реки. А. А. Вейхерт (1942$_2$) высказывает мысль, что не исключена возможность распространения подмеченных закономерностей на все случаи седиментации в текущих водах.

С нашей точки зрения, описанный выше механизм является общим для формирования косослоистых серий и косых слойков и указывает на характер движения среды отложения (течение). Однако в зависимости от фациальной обстановки особенности косых слойков и косослоистых серий различаются в деталях, которые связаны уже с некоторыми частными особенностями среды отложения; в ряде случаев причина их еще не вполне ясна, но, тем не менее, именно эти, хотя бы и только эмпирически установленные детали как раз и дают основание для того, чтобы считать слоистость одним из фациальных признаков породы.

Так, например, параллельность серий указывает на плоские поверхности их раздела, а следовательно, на большую ширину вала, что возможно в условиях крупного потока, обладающего большой скоростью и выдержанным направлением. Клиновидный характер серий указывает на изменение направления течения и частичный плоскостной смыв ранее отложенных осадков, а разнонаправленность слойков в смежных сериях — на изменение направления потока, причем беспорядочное расположение слойков свидетельствует о «растекании» потока, а попеременно-обратное — о периодически переменном характере течений (например, приливно-отливное, сезонное и т. п.).

Вогнутая книзу форма косых слойков весьма обычна. Однако существует также отмеченная рядом исследований s-образная форма слойков, выполаживающихся кверху и книзу; она связана, как правило, с морскими отложениями. Причина появления слойков s-образной формы, несомненно кроющаяся в специфике движений воды в море, еще не уточнена. Неясен также вопрос о механизме образования слойков, резко упирающихся в нижнюю границу серий и выполаживающихся к ее верхней границе (выпуклая косая слоистость). Однако некоторые исследователи (Брунс, 1954) указывают на существование таких слойков. Мне представляется, что они могли образовываться довольно редко, либо в случае быстрого накопления песчаного вала, когда нижняя часть слойка

как бы не успевала сформироваться, либо же если выполаживание слойков в нижней части (подвалье) было незначительным, а при превращении осадка в породу и переходе в ископаемое состояние нижняя часть становилась незаметной, как бы «редуцировалась».

О различии форм слойков в разных фациальных обстановках, что было установлено фактическими наблюдениями, мы будем говорить еще в последующих главах.

Слоистость и ряби

По вопросу об исследовании рябей существует весьма обширная литература. Так, у Киндла и Эдвардса (Kindle a. Edwards, 1924) приведен список литературы из 200 наименований. Списки работ зарубежных ученых по этому вопросу приведены также в монографии Твенхофела (1936), в работе Мак-Ки (McKee, 1938_1, 1939), в переведенной на русский язык работе Шрока (1950) и в других.

При этом надо отметить, что большинство исследователей ограничивается описанием формы рябей, но почти не уделяет внимания их внутренней текстуре, видной в разрезе (т. е. слоистости). В большей части работ слоистость и ряби рассматриваются в разных разделах, и оба эти явления совершенно не связываются одно с другим. Между тем в природе они связаны теснейшим образом, ибо поверхность ряби является одновременно и поверхностью наслоения, а форма ряби, наблюдаемая на поверхности наслоения, обусловливает форму слойков, видную в вертикальном разрезе. Поэтому мы рассмотрим эти два явления в их связи.

Следы ряби представляют собой волнистую скульптуру на поверхности рыхлого зернистого материала, образованную ветром, течениями или колебанием воды от действия волн (Шрок, 1950, стр. 110). Скульптура эта состоит из низких хребтиков, разделенных мелкими корытообразными углублениями; хребтики могут быть симметричными и несимметричными, могут накладываться друг на друга, образуя сложные рисунки.

Хребтики ряби в плане или располагаются параллельно, или же разветвляются. Гребешки рябей бывают острыми, закругленными или уплощенными. Повышение гребешка ряби над наибольшим углублением называется амплитудой ряби, расстояние между гребешками ряби — длиной волны (оно может быть весьма различным), а отношение длины волны к амплитуде — индексом ряби. Эта величина всегда больше единицы и колеблется в больших пределах. Размеры хребтиков ряби бывают очень разнообразными — от микроскопических до гигантских рябей с длиной волны, измеряемой десятками метров («пара-ряби», по Бючеру, 1919). Однако обычной рябью называют знаки с длиной волны в несколько сантиметров и с амплитудой в несколько миллиметров.

Знаки ряби — ripple marks — иногда называются «следами ряби» или же часто описываются под названием «волноприбойные знаки». Как мы уже отмечали в гл. II, употребление последнего термина в качестве равнозначного термину «ripple marks», или «знаки ряби», необходимо полностью исключить. Знаки ряби распространены весьма широко, от эоловых отложений пустынь до достаточно больших морских глубин, и, таким образом, отнюдь не являются принадлежностью только волноприбойной зоны. Следовательно, волноприбойные знаки — это лишь частный случай знаков ряби, образовавшихся в определенной обстановке. Однако так как этот термин слишком часто неправильно употребляется в значительно более широком смысле, то в дальнейшем лучше его вовсе не употреблять.

Возникают ряби потому, что кривая поверхность контакта между двигающейся жидкостью (или воздухом) и осадком обусловливает минимум трения для определенных (небольших) скоростей (Твенхофел, 1936).

Кимура (1954), на основании экспериментальных исследований и полевых наблюдений над рябью, песчаными волнами и барами, показал,

что образование волнистых осадков в основном определяется соотношением между скоростью течения и распределением зерен осадка по крупности. Рябь образуется на поверхности хорошо отсортированного осадка с размером зерен 0,08—1,3 мм, когда скорость течения у дна больше, чем нужно для влечения частиц, и меньше, чем нужно для их взмучивания.

Песчаные волны образуются, если осадок плохо отсортирован и его зерна грубее, чем в осадке, образующем рябь. Бары слагаются хорошо отсортированными осадками и могут быть осложнены песчаной рябью. Зерна размером 0,2—0,3 мм наиболее легко поддаются транспортировке влечением и переносятся на значительные расстояния от берега.

Хребтики ряби течения располагаются более или менее параллельно один другому и перпендикулярно направлению течения. Направление хребтиков ряби волнений совпадает с направлением движения волн. Ряби в разрезе дают косую, косоволнистую или волнистую слоистость (слойчатость). При этом амплитуда ряби определяет мощность слоистых серий, а направление и крутизна склонов валиков ряби — направление и углы наклона косых слойков. Степень смещения хребтиков ряби может вызвать появление того или иного морфологического вида слоистости.

По существу, между механизмом образования косой слоистости песчаных валов и механизмом образования слоистости ряби течений нет принципиальной разницы. Все различие заключается в разных скоростях течения. Поэтому косые слойки песчаных валов обычно ложатся на эродированное дно — либо плоское, либо в виде промоин. Слойки ряби ложатся на валики предыдущей ряби, сохраняющей свою форму, и поэтому в разрезе образуется косоволнистая (или волнистая асимметричная) слоистость, причем такой характер она будет иметь во всех разрезах, так как гребни ряби все же всегда изогнуты и никогда не бывают строго прямолинейными (а следовательно, любой разрез всегда будет косо направлен по отношению к фронту ряби). Мы разберем отдельно слоистость, получаемую при волнениях и связанную с рябью волнений, или рябью осцилляции, и отдельно — слоистость ряби течений.

Слоистость, образуемая волнениями

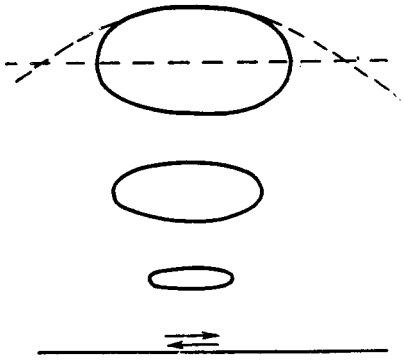
Волновые движения водной среды в чистом виде, т. е. при отсутствии ее поступательного движения, создают весьма характерный, специфический тип — волнистую слоистость. Механизм ее образования рисуется следующим образом: колебательное движение воды, производимое действием волн, доходя до дна, скучивает зернистый осадок в хребтики ряби, направление которых совпадает с направлением движения волн. Это является результатом того, что во время прохождения волн каждая частица воды близ поверхности поднимается, двигается вперед, опускается и двигается назад, описывая орбиту, которая по форме близка к кругу. Движение сообщается все более нижним слоям, причем амплитуда колебаний постепенно уменьшается, так что орбиты движения частиц представляют собой эллипсы с горизонтальными длинными осями; ближе к дну эллипсы делаются все более плоскими, у дна вода почти только раскачивается взад и вперед (фиг. 32) параллельно поверхности дна. При этом движении, периодически меняющем свое направление, образуются песчаные ряби. Выступы служат причиной водоворотов, получающихся попеременно с обеих сторон, вследствие чего рябь волнения вырастает с симметричными, одинаковыми склонами и с острыми гребнями (фиг. 33, *а*).

Если одновременно на дно поступают все новые порции зернистого осадка, он непрерывно распределяется согласно указанному закону и приобретает параллельную волнистую слоистость. Однако последняя в чистом виде встречается не так часто, ибо для ее образования необходим

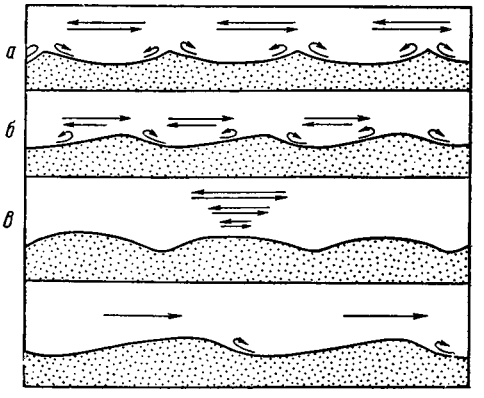
ряд условий, из которых первое — это постоянство положения и амплитуды волновых движений. Смещение центра волн вызывает смещение гребешков ряби. У Шрока (1950, стр. 115) приведены примеры обоих случаев (фиг. 35).

Размер ряби может быть весьма различным и является функцией величины волн и глубины воды. (Как видно на фиг. 32, амплитуда колебания с глубиной затухает; на этом явлении мы остановимся несколько ниже.)

Соотношение между длиной волны (т. е. расстоянием между хребтиками ряби) и ее амплитудой может быть различным.



Фиг. 32. Характер изменения орбиты волны на мелководье. (По Леонтьеву, 1955)



Фиг. 33. Механизм образования ряби. (По Kuenen, 1950_1).

а — симметричная рябь волнений; *б* — асимметричная рябь волнений; *в* — симметричная рябь волнений, но с пологими выпуклыми гребнями и угловатыми впадинами; *г* — рябь течения

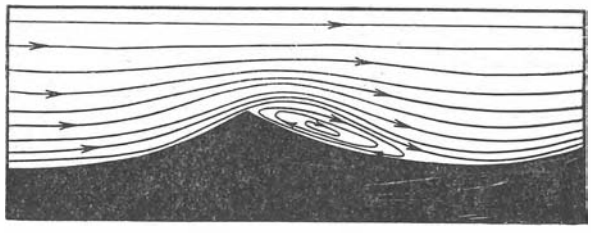
Индекс ряби представляет собой отношение длины волны (l) к ее амплитуде (h). Обычно индексы ряби, вызванной колебанием волн, находятся в пределах не менее 5 до 8—10. В ряде случаев на дне волн образуются дополнительно более низкие гребни. Однако нам не удалось встретить слоистость, связанную с рябью подобной скульптуры (не встречено также описания ее ископаемых форм и в литературе). Очевидно, подобный тип усложненной ряби осцилляции является неустойчивым во времени и, будучи один раз образованным, чаще разрушается; сохраняется же он и переходит в ископаемое состояние только в тех случаях, если сразу захоронается осадком, выпавшим уже при иных условиях. Однако, будучи захороненным, он, согласно Ван-Хайзу и Шроку (1950), является надежным критерием для распознавания нормального или опрокинутого залегания пластов.

Зачастую следы ряби волнений подвергаются эрозии, почти одновременной отложению. При этом острые гребни срезаются, а на них налегают новые волны, уже с иным положением гребней. Так образуется типичная волнистая перекрестная или мульдообразная слоистость, часто встречающаяся в ископаемых осадках и весьма характерная для зоны волнений в мелководной, прибрежной части моря, особенно для приливно-отливной полосы. Кроме того, ряби волнений можно встретить в осадках озер и других водоемов.

Шрок (1950, стр. 139) указывает, что, «к сожалению, внутренняя структура (по нашему,— текстура.— *Л. Б.*) многих пластов со следами ряби неразличима или отсутствует, и использование ее вследствие этого далеко не всегда является возможным». Может быть, эта неясность

слоистой текстуры в однородном осадке и явилась причиной того, что внимание исследователей сосредоточилось в основном на описании поверхностной формы рябей, а не их внутреннего строения.

Однако, если осадок дна, формирующийся в рябь, не будет совсем однородным, то скажется все же сортирующее действие волновых движений и образуется волнистая слоистость, подчеркнутая послойным распределением различного материала. Иногда это бывает скопление тяжелых минералов, в частности рудных (например, пляжевые пески, обогащенные магнетитом). Неподвижные осцилляторные знаки ряби образуют параллельную, симметричную волнистую слоистость (фиг. 35, *А*) в пластах сравнительно небольшой мощности.



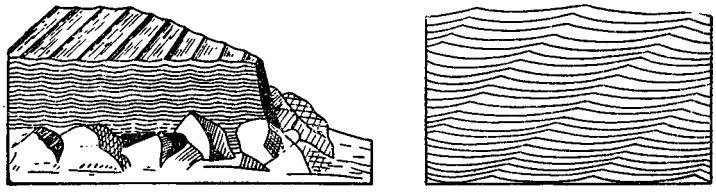
Фиг. 34. Схематическое изображение направления течения, проходящего через гребень трохоидальной волны и образующего вихревое движение. (По Lahee, 1952)

Бючер (1919) указывает на сохранение типичных осцилляторных знаков ряби под толстым слоем грубого песка без рябей. Возможность сохранения рябей в этом случае он считает результатом уплотнения песка в волноприбойной полосе; такие знаки ряби, по его мнению, могут выдержать прохождение несущих песок течений и быстрое покрытие их осадками может произойти без нарушения формы рябей. Нам представляется возможным и иное объяснение этого явления, а именно — чередование волнений водной среды с ее неподвижностью. При этом на дне осадок то формируется в рябь в результате волнений, то при прекращении волнений перекрывается новыми порциями осадка, находившегося во взвеси (может быть даже более грубым) и оседающим вертикально, образуя облекающее или горизонтальное наслоение.

Длина волновой ряби (l) возрастает по мере повышения скорости колебательного движения и увеличения размера зерен в осадке. Вообще волновые ряби существуют в узких пределах скоростей. Образовавшись, они уже не подвергаются воздействию более слабых движений воды.

Величина волн значительно убывает с глубиной, так как при увеличении глубины в арифметической прогрессии радиус орбит волновых движений уменьшается в геометрической прогрессии. Так, например, крупная океанская волна высотой 10 м и длиной 200 м вызовет на глубине 200 м колебания с амплитудой всего лишь 20 мм. На глубине, большей определенного минимума, волновые колебания воды уже не будут образовывать донную рябь волнений. Отсюда ясно, что волновая рябь, а следовательно, и симметричная волнистая слоистость имеют ограниченное распространение. По данным, приведенным у Твенхофела (1936), они обычно встречаются до глубины около 200 м, хотя есть указания на действие волн до глубины 475 м. Твенхофел (стр. 585) приводит высказывание Чиальди о том, что «движения волн могут возмутить тонкий песок на дне на глубине 40 м в Ламанше, 500 м — в Средиземном море и 200 м — в открытом океане».

У Шипарда (1951, стр. 55—66) отмечено, что: 1) высота ветровой волны редко может превосходить 16,5 м, и 2) на глубине, равной половине длины волны, волновое движение практически прекращается. Если принять для волн максимальный индекс 20, то глубину, на которой волнение будет прекращаться, можно ориентировочно считать: $\frac{16{,}5 \times 20}{2} = 165$ м. Таким образом, и теоретически даже крупные волновые движения затухают на глубинах 150—200 м. При этом не надо забывать,



Фиг. 35. Слоистость ряби волнений.

А — волнистая рябь в осадке лужи на отмели. Слойки изогнуты одинаково, так что линия, соединяющая угловатые гребни, сохраняет вертикальное направление. Общая мощность осадка 45 см; *Б* — наложенные волновые следы ряби с небольшим правильным смещением гребней. Наклон линий, соединяющих верхушки гребней, может создать ложное впечатление параллельных серий косой слоистости. (По Шроку, 1950)

что такие крупные волны могут возникать: а) при большой скорости ветра; б) при зачительном пути, на котором ветер воздействует на поверхность моря, и в) при длительности действия ветра. Следовательно, эти крупные волны могут образоваться лишь в открытом море и в океане. Штормовые волны и волны, вызванные землетрясением, естественно, значительно крупнее обычных ветровых волн. Увеличение волны также может быть связано с интерференцией волн, приходящих из разных мест и налагающихся одна на другую своими гребнями.

На мелководье, в более закрытых участках у берега, поверхностные волны обычно значительно меньше и, следовательно, затухают на значительно меньшей глубине.

Но, с другой стороны, на мелководье и не возникает крупных волнений, и, следовательно, по мере уменьшения глубины дна на нем образуется все более мелкая рябь.

Отсюда можно сделать следующий вывод: на пологом склоне мелководного дна встречаются близ берега более мелкие знаки ряби, затем, с удалением от берега и с возрастанием глубин, они будут увеличиваться, но до какого-то предела; дальнейшее нарастание глубин вызовет новое уменьшение размеров волновой ряби вплоть до полного ее исчезновения.

Следовательно, типичная симметричная волнистая слоистость, во-первых, является показателем относительно небольших глубин (порядка не более 200 м) и, во-вторых, уменьшение ее размера может быть связано как с уменьшением, так и с возрастанием глубины.

Однако, как показал наш анализ слоистых текстур, в случае большего мелководья правильность рисунка слоистости обычно нарушается, она приобретает менее определенный, как бы «растрепанный» облик, в то время как с увеличением глубины можно ожидать, наряду с уменьшением размера волн, сохранения четкости и правильности формы.

Крупные знаки волновой ряби, а следовательно, и крупная волнистая слоистость, не могут образоваться в слишком мелких водах, так как там нет достаточно больших волн. С другой стороны, бóльшая

крутизна волнистой слоистости, т. е. рябь с меньшим индексом, свидетельствует об относительно меньшей глубине, чем рябь с той же длиной волны, но с меньшей амплитудой.

Осцилляционная волновая рябь, согласно Бючеру (1919), обнаруживает более или менее совершенную сортировку зерен, причем самые легкие зерна образуют гребешки, а самые тяжелые находятся на дне углублений. Поэтому к углублениям волновой ряби часто бывают приурочены скопления тяжелых минералов, в частности рудных. Иногда в результате неполной выдержанности этих слойков, подчеркивающих характер слоистости, последняя может иметь в разрезе вид наложенных друг на друга тонких вогнутых штрихов в виде полумесяцев.

Необходимо отметить, что симметричная волновая рябь на мелководье зачастую переходит в несимметричную; этот переход происходит в результате того, что каждый вертикальный ряд охваченных волнением частиц воды может вернуться на свое место в том случае, если глубина больше, чем та, на которую распространяется волнение при данной его силе (Леонтьев, 1955).

Отсюда можно сделать вывод и о преобразовании симметрично-волнистого осадка в асимметричный. Таким образом, иногда как бы стирается грань между собственно рябью волнения и рябью течения, ибо они могут давать морфологически сходные образования в осадке. Вопрос о деформации волн на мелководье детально рассмотрен В. П. Зенковичем (1946).

Кроме того, в природе очень часто наблюдается совместное действие волнений воды и более или менее слабых течений, формирующих асимметричную рябь или рябь течения, с которой связаны различные морфологические типы слоистости.

Слоистость, связанная с рябью течений

Механизм образования слоистости, связанной с рябью течений, аналогичен механизму образования косой слоистости, обусловленной однонаправленным течением среды отложения.

В обширной литературе, затрагивающей вопрос о рябях и частично уже упоминавшейся, виделяется рябь эоловых отложений и рябь водная, имеющие различные индексы. Эоловая рябь, более пологая, имеет индекс 20—25 и более, водная рябь, более крутая — индекс от 4 до 10—15.

При этом наименьший индекс получается в разрезе, ориентированном точно по направлению течения. Механизм образования водной ряби состоит в том, что поток, текущий в определенном направлении, формирует зернистый осадок дна в бугорки ряби. Такая форма осадка обеспечивает наименьший коэффициент трения потока о дно. Кроме того, в процессе течения поток подхватывает зерна с пологого склона, обращенного навстречу течению, и частично переносит их во взвеси, а частично перекатывает их вниз, наращивая крутой склон.

Аналогично происходит это явление в эоловой ряби, но при этом более значительную роль играет сальтация песчинок, описывающих сложную траекторию, как это показал Бэгнольд (Bagnold, 1953), изучавший песчаные отложения Сахары. Кроме того, для эоловой ряби характерно выдувание более тонких и легких частиц с поверхности гребней и унос их за пределы песчаных валов. Очевидно, этим следует объяснить эмпирически установленное некоторыми исследователями положение, что в эоловых отложениях более грубозернистые частицы имеются на гребнях песчаных валиков, в то время как в водных отложениях такие частички концентрируются в подвалье, у основания песчаного склона, во впадинах между гребешками рябей.

Формирование слоистости ряби (ripple-cross-lamination), с точки зрения ее использования как генетического признака пород, было деталь-

но описано Мак-Ки (1939). Он отмечает два существенно различных случая: 1) однообразное отложение слойков и 2) скопление материала на подветренном склоне. Первый случай — это, по существу, слоистость, обусловленная не перемещением материала в определенном направлении, а лишь его перераспределением. Можно думать, что подобный тип слоистости связан не с рябью течений, а с симметричной рябью волнений, образовавшейся, как это указывалось выше, в результате деформации волн. К сожалению, нам не удалось найти в литературе по гидрологии подтверждения или отрицания этого предположения. Однако, как показал опыт геологических работ, этот тип осадка встречается редко. В ископаемом состоянии чаще встречается асимметричная рябь, слоистое строение которой заключается в том, что ее пологий верхний склон состоит из более тонких слойков, а крутой нижний — из более мощных, а часто и из более грубозернистых слойков.

Могут быть различные разновидности слоистости ряби течения, в зависимости не только от соотношения мощностей слойков крутого и пологого склонов, но и от первоначального наклона дна, на котором формировалась рябь.

Слои породы со слоистостью ряби течений могут достигать довольно больших мощностей — до нескольких метров и даже более. Так, Дэйл (Dale, 1902) отметил, что в толще докембрийских кварцитов Британской Колумбии мощностью в несколько десятков метров поверхности почти всех слоев древнего песка содержат отпечатки типичной ряби с весьма различной ориентировкой. Часты прослои со слоистой текстурой ряби течения среди косослоистых речных отложений.

В зависимости от степени смещения валиков ряби образуются разные типы слоистости (фиг. 36). Если валики не смещаются,— слоистость волнистая, асимметричная, с равными мощностями слойков на обоих склонах ряби (*А*). Затем, в зависимости от смещения гребней ряби и от других причин, слойки верхнего, подветренного склона могут становиться все тоньше и тоньше (фиг. 36, *Б* и $Б_2$) и, наконец, как крайний случай, может быть полное отсутствие седиментации на пологом склоне и концентрация материала только на нижнем, крутом склоне. След передвижения такого валика ряби дает косослоистую серию (фиг. 36, *В*), а наложение их один на другой — ряд косослоистых серий. При этом, так как основанием каждой такой серии является изогнутая поверхность предыдущего валика ряби, в породе образуется косоволнистая слоистость, у которой основание серий волнистое, а слойки в сериях — косые, обычно вогнутые, подстилающие друг друга у основания серий. Косоволнистая слоистость очень широко распространена, но до сих пор она не рассматривалась столь определенно как результат ряби течений.

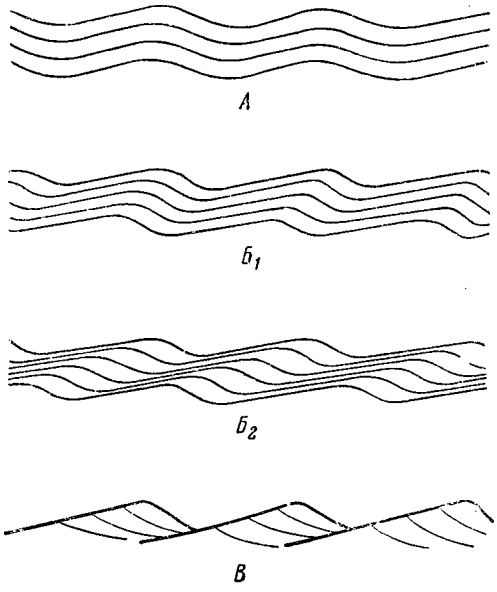
Слоистость ряби течений отмечена нами в самых разнообразных отложениях: речных (особенно в пойменных), озерных, флювиогляциальных, лагунных и прибрежно-морских Детали ее строения в зависимости от фациальной обстановки будут рассмотрены в соответствующих главах.

Глубины, на которых могут быть встречены ряби течений, достигают значительных величин (сотни метров).

Твенхофел (1936, стр. 584) сообщил, что, по данным Нансена, рябь течения отмечена на склоне континентального шельфа на глубине 600—700 м, а к югу от Азорских островов Хьорт нашел значительные течения на глубине до 800 м. У Ломбара (Lombard, 1956) есть указание, что у о-ва Маршалл на глубине 1500 м была обнаружена рябь, образованная глобигеринами, перемещаемыми глубинным течением по дну Тихого океана.

Следовательно, знаки ряби течений, так же как и соответствующая им слоистость, могут образовываться на различных глубинах; отсюда очевидно, что наличие косоволнистой слоистости само по себе еще не является показателем глубины отложения.

Мак-Ки (1939), как уже упоминалось, дал классификацию ряби в зависимости от положения дна: рябь на поднимающемся склоне (upslope), на ровной поверхности и на опускающемся склоне (downslope). Такой способ седиментации, особенно в последнем случае, в конечном итоге дает как бы чередование горизонтально-слоистых и косослоистых серий; об этом не следует забывать при анализе подобного типа слоистости.



Фиг. 36. Постепенное видоизменение ряби течения и переход слоистости одной разновидности в другую в результате последовательного изменения соотношения мощности слойков крутого и пологого склонов.

А — слойки параллельны, мощность их не изменяется (смещения гребней нет); *Б* — мощность слойков на крутом склоне больше, чем на пологом; гребни смещаются ($Б_1$ — слабое смещение, $Б_2$ — сильное смещение); *В* — материал накапливается только на крутом склоне, пологий склон как бы срезается в процессе перемещения валиков. *А* и *Б* — волнистая слоистость; *В* — косоволнистая слоистость

Правильный рисунок слоистости ряби получается в том случае, если течение выдержано по своему направлению (как, например, это наблюдал Мак-Ки в отложениях Большого Каньона). При частом изменении направления мелких струй течения косоволнистая слоистость становится невыдержанной, как бы «растрепанной», часто прерывистой; такую слоистость мы многократно наблюдали в поймённых отложениях, как в современных осадках, так и в ископаемых (угленосных) толщах. Знаки ряби, а следовательно, и соответствующая им слоистость, развиты очень широко и встречаются в породах всех возрастов, от докембрийских до современных. Шрок (1950, стр. 114—116) приводит многочисленные ссылки на авторов, обнаруживших следы ряби в отложениях различного геологического возраста.

Знаки ряби присущи зернистым осадкам, как терригенным, так и органогенным; часто они характеризуют песчаники и алевролиты, но могут быть встречены и в известняках. В последних отмечались как мелкие знаки ряби, с длиной волны не более нескольких сантиметров, так и крупные — до 0,5—1 м.

Образование ряби течений зависит от определенных скоростей движения среды отложения, передвигающей осадок с определенным размером зерен.

Твенхофел (1936) указал на существование нескольких фаз образования ряби, разделяемых критическими точками скоростей:

I фаза — волнистая. Скорость настолько мала, что осадок не передвигается течением. Первая критическая точка: скорость равна 0,3 м/сек для тонкого песка и 1—2 м/сек для гравия.

II фаза — холмистая и дюнная. Скорость возрастает и осадок группируется в рябь течения, наращиваемую с нижнего конца (т. е. передвигающуюся вниз по течению) путем перекатывания зерен. Во взвесь осадок не переходит. Вторая критическая точка.

III фаза — гладкая (или фаза плоской седиментации). Сильное течение. Осадок переходит во взвесь, так как механическое действие течения проникает ниже поверхности песчаного слоя и нарушает его неподвижность. В движение приходит целый слой песка с водой; выше него, с резким переходом, вода несет небольшое количество песка; течение распределяет материал параллельно дну. Третья критическая точка: скорость около 67 см/сек.

IV фаза — антидюнная. Скорость становится настолько большой, что образуются песчаные гряды, нарастающие (а следовательно, и передвигающиеся) вверх по течению,— это «регрессивные песчаные волны, или антидюны». У них обычно симметричные профили и мягко закругленные гребни.

V фаза — в потоках очень большой скорости, несущих большие массы обломочного материала, образуются очень большие песчаные гряды, широкие, почти симметричные, округленные, двигающиеся вниз по течению (прогрессивные песчаные волны). Высота этих волн достигает 2—2,5 м.

Если мы рассмотрим эти фазы с точки зрения образования слоистости, то должны будем прийти к следующим выводам:

I фаза — передвижения выпадающего осадка нет, следовательно, оседание, осуществляясь из взвеси (если оно есть), дает горизонтальную слоистость или же неслоистую текстуру при однородном осадке; этот осадок может перераспределяться волнением и давать волнистую слоистость. Показатели: $l = 0{,}5—5$ см, $h = 0{,}1—4{,}5$ см; индекс ряби 4—10.

II фаза — с нарастанием скорости образуется косоволнистая слоистость или неотчетливо выраженная мелкая косая слоистость ряби течения. Рябь асимметрична. Показатели: $l = 1—25$ см, $h = 0{,}5—5$ см; индекс ряби 4—20.

В случаях параллельных гребней косая слоистость бывает правильной по направлению склона; разнообразное направление знаков ряби ведет к такому же разнообразию в направлении и наклоне косых слойков.

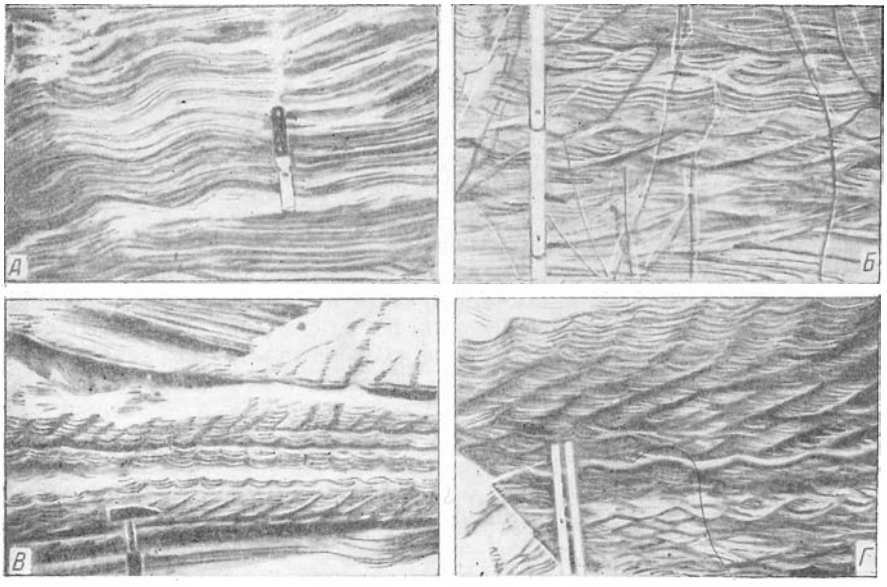
III фаза является переходом от нарастания песчаного валика на склоне вниз по течению к нарастанию его на склоне, расположенном вверх по течению. Совершенно неясно — какой тип слоистости при этом образуется, так как никто из исследователей ряби этим вопросом не занимался. Некоторые авторы считают, что образуется горизонтальная слоистость, однако механизма ее образования не объясняют.

IV фаза — нарастание антидюн вверх по течению, очевидно, должно вызывать в осадке косослоистую текстуру с обратным направлением. Неясен характер перехода от четвертой фазы к пятой.

V фаза — прогрессивные песчаные волны дают нормальную косую слоистость течения.

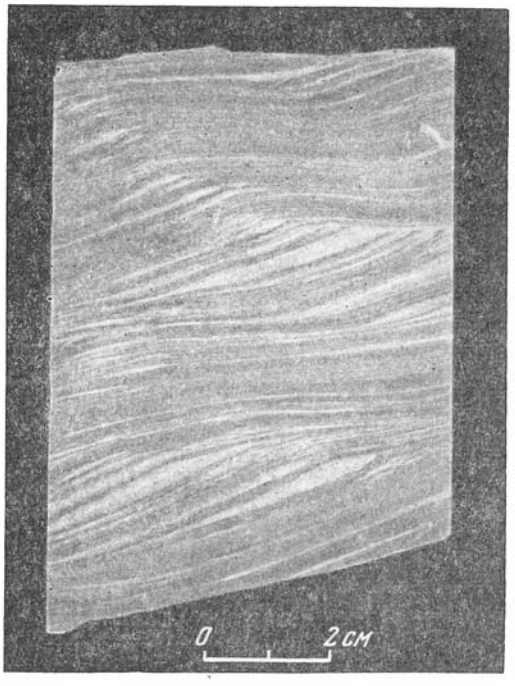
Очевидно, если скорость потока будет постепенно увеличиваться от первой фазы до пятой, то в разрезе должно было бы быть и соответствующее соотношение типов слоистости. Однако III и IV фазы представляются мне несколько сомнительными.

На фиг. 37 показаны различные типы рябей, наблюдавшиеся Мак-Ки (1939) и схематически изображенные на фиг. 36. Видно, как различное



Фиг. 37. Различные типы ряби течения в породах. (По McKee, 1938).

А, Б — ритмически перекрывающие друг друга слойки, образующие рябь с однообразным отложением осадка (*Б* — прослой смещенной ряби); *В, Г* — рябь с концентрацией осадка на крутом склоне, создающая ложное впечатление косой слоистости

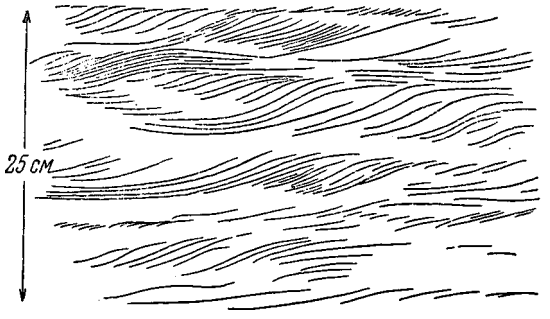


Фиг. 38. Смещенная асимметричная волнистая слоистость, образуемая рябью течений; видно различие в материале и мощности слойков крутого и пологого склонов ряби. Керн из угленосной толщи Кузбасса, фация мелководья бассейна, возможно, озера. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

смещение гребешков ряби создает различный рисунок всей слоистой текстуры.

На фиг. 38 показана видная в керне слоистость ряби течения, причем слойки крутого склона более мощные и более грубозернистые. Слоистость волнистая, асимметричная. Большее смещение гребешков ряби и полное срезание ее пологого склона приводят к образованию мелких косослоистых серий иногда (фиг. 39) с s-образными косыми слойками.

Знаки ряби, образованные действием течений, часто изменяются от действия волн. Возможно наложение двух систем ряби друг на друга, если ветер дует под углом к направлению течения. Наиболее часто и отчетливо



Фиг. 39. Несколько мелких серий косых слойков в песчанистых алевролитах верхнечокракского песчаника. (По Вассоевичу, 1953). По нашему мнению, это результат сильно смещенной ряби течений

видно наложение системы мелкой ряби на крупные песчаные валы. В разрезе это сказывается в усложнении основного рисунка слоистой текстуры. Так, например, один из характерных признаков морской слоистости — это усложнение мелкой рябью основания склона песчаного вала, что проявляется в разрезе в волнистой форме основания косых слойков (см. гл. X).

Различают рябь нормальную, ромбовидную, ячеистую, языковидную (лингоидную) и др. Однако все эти формы не являются фациальными индикаторами. Например, мне удалось наблюдать в руслах дождевых временных потоков самые разнообразные формы ряби, встречаемые на очень небольшом расстоянии одна от другой (метры и десятки метров). Кроме того, совершенно неясна связь рябей различной формы с тем или иным типом слоистости. Этот вопрос требует в дальнейшем специальных наблюдений. Поэтому мы и не будем разбирать более детально выделяемые морфологические типы рябей.

Механизм образования слоистости потоками высокой плотности

Кюнен (1935, 1950_1, $1951_{1,3}$, 1952_1, $1953_{1,2}$ и др.) показал, что течения, несущие большое количество осадочного материала,— «потоки высокой плотности» или «мутевые течения» (turbidity currents) — образуют осадки со специфической текстурой, позволяющей отличить их от всех остальных. Более подробно слоистость этих отложений разбирается в гл. X, здесь же мы только расскажем вкратце о механизме их образования, не приводя аргументацию тех или иных положений, данную Кюненом и другими исследователями. Сущность его состоит в том, что под влиянием землетрясений или других причин массы рыхлого осадка из прибрежной части морского дна, подхваченные течением, устремляются вниз по склону в более глубокие части моря. При этом большое количество осадка, переходящего во взвесь, придает этому донному течению большую плотность,

в условиях которой во взвеси могут быть перенесены (как в вязкой жидкости) и значительно более крупные частицы, чем те, которые были бы удержаны нормальным потоком при данной его скорости.

Замедление скорости потока на глубине влечет сортированное выпадение взвешенного материала, а новые порции мути, поступающие в глубину, создают в итоге горизонтально-слоистый ритмически сортированный осадок.

Комплекс признаков отложений мутевых течений на глубине следующий: выдержанная горизонтальная слоистость, ритмическая сортировка всех слоев, грубость слагающих компонентов, особенно в нижней части слоев-ритмов. Сопровождающие текстуры: слоистость течений и рябей и изогнутая (оползневая) текстура.

Слоистость отвесного оседания

Если нет движения в придонных слоях среды отложения, то осадочный материал садится вертикально, причем стремится к образованию горизонтальных слоев; если дно ровное, получается горизонтальная слоистость, при неровном дне осадок приспосабливается к его рельефу, выравнивая последний до горизонтального. Если дно имеет более или менее ровную поверхность, но с некоторым уклоном,— образуется слоистость наклонная, и слойки в разрезе будут казаться косыми, однако механизм ее образования (осаждением из взвеси) резко отличен от механизма формирования настоящей косой слоистости (образующейся в результате передвижения осадка на дне). Признаки, позволяющие различить эти два внешне сходных типа слоистости, разбираются в гл. V. При большем уклоне дна мощность слойков чаще будет неравномерной, в нижней части слойки утолщаются и таким образом выполаживают поверхность наслоения. При наличии на дне углублений в первую очередь заполняется осадком их нижняя часть, а слойки будут выклиниваться к бортам. Если имеется ряд углублений, получится своеобразная слоистость заполнения или облекания, напоминающая по форме волнистую или линзовидную слоистость (фиг. 40), но отличающаяся от последней по механизму образования. Признаки их различия будут указаны ниже.

При неизменном поступлении однородного материала, хотя оседание и будет происходить на горизонтальной плоскости, в породе не образуется слоистости, так как не будет причин ни для изменения материала, ни для появления слоевых швов: получается текстура массивная, или скрытослоистая, иногда слоеватая, если горизонтальный характер наслоений будет подчеркиваться расположением более крупных или неизометричных компонентов осадка (пластинок слюды, вытянутых кристаллов, плоских галек), всегда стремящихся лечь своей длинной осью параллельно плоскости наслоения. Неоднородный материал тоже может дать неслоистую текстуру при отсутствии сортирующего фактора.

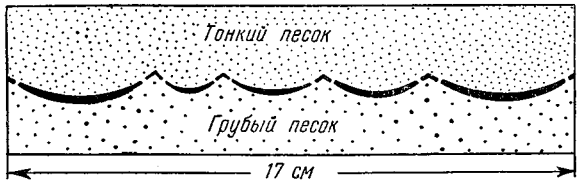
Появление отчетливых слоев при отвесном оседании обусловливается изменением поступающего в осадок материала, перерывом в осаждении или сортировкой.

Особенно часто горизонтальная слоистость пород (слойчатость) образуется вследствие сезонного изменения условий седиментации. Сезонность осадконакопления, как это показали некоторые авторы (Миропольский, 1946; Шостакович, 1941, 1944, и др.; Жемчужников, 1955, и др.),— вообще очень характерное явление, однако различные движения придонных слоев воды перераспределяют осадочный материал и образуют соответствующую текстуру. В областях же спокойной седиментации, где сезонность выявляется с большей или меньшей отчетливостью, часто независимо от фациальной обстановки осадконакопления, образовавшийся осадок не нарушается. Вот почему сезонность осадконакопления всегда связана

с горизонтальной формой слоистости, и мы отмечаем сходство возникающих слоистых текстур в таких, казалось бы, различных обстановках, как континентальное озеро и глубоководная часть моря.

Из сказанного вытекает, что горизонтальная слоистость (особенно терригенных отложений) обусловливается преимущественно причинами внешними по отношению к осадку. Появление слоистости хемогенной и биогенной может быть связано и с внутренними причинами.

Интересно, однако, отметить, что, как показали наблюдения и специально поставленные опыты (Смирнов и Федорова, 1959), образование слоев может происходить и после осаждения, внутри первоначально неслоистого осадка, в результате механического перераспределения его частиц, т. е. образуется диагенетическая слоистость механического перераспределения, возникающая в том случае, если осадок имеет малую плотность и сильно насыщен водой, так что более грубодисперсные частицы



Фиг. 40. Текстура заполнения. (По Шроку, 1950). «Полумесяцы» красного глинистого сланца в пенсильванских красноцветных слоях в Уомсутта. Углубления между хребтиками ряби выполнены глинистым материалом. Гребешки хребтиков сохранились плохо, но их можно установить по продолжению изгибов глинистых прослойков

могут пройти сквозь него и сконцентрироваться в нижней части слоя. Таким образом, первично неслоистый осадок становится слоистым через какой-то промежуток времени после выпадения, а в первично слоистом может измениться характер слоистости. Не исключено, что ритмичное строение пачек разных порядков иногда следует объяснять именно так. Указанные авторы делают очень интересное заключение, что механическое перераспределение частиц в осадке, происходящее при диагенезе, является одной из причин возникновения или изменения слоистости. Отличить такую диагенетическую слоистость от седиментационной нелегко.

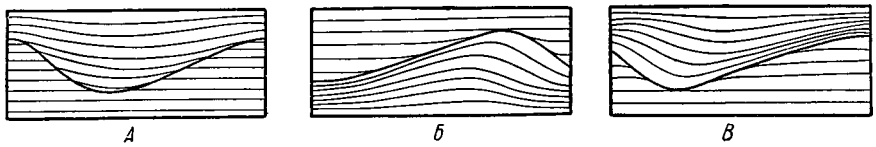
Отвесное оседание образует пласты, слои и слойки, причем сходство причин и механизма их возникновения обусловливает трудность их разграничения при горизонтальной слоистости.

Остановимся немного на текстурах заполнения и облекания. В работе Шрока (1950) приведены хорошие примеры текстур заполнения впадин и признаки, по которым их можно отличить, даже при наклонном залегании, от опрокинутых хребтиков ряби: слойки во впадинах или промоинах, образованные вертикальным оседанием, изгибаются книзу, причем приспосабливаются к асимметричному очертанию углублений. Контакт слоев со стенками субстрата — асимптотический (фиг. 41). Размеры таких текстур обычно невелики, часто измеряются сантиметрами, однако могут достигать и нескольких метров (в ширину).

Шрок дает схему заполнения промоин, располагающихся поперек направления течения и имеющих асимметричное строение в разрезе по направлению течения.

Осадок отлагается сначала у более круто наклоненной верхней (по течению) части впадины. Образованное при этом заполнение промоины представляет асимметричную линзу, состоящую из косослоистого материала

с отчетливо плоской верхней поверхностью и закругленную по контакту с субстратом. Нередко на дне ее встречается тонкий слой более грубозернистого материала (песка, галечника). Верхняя часть этих наклонных слойков может быть опять срезана при возобновлении эрозии. От косой слоистости, образующейся в грядках ряби, она отличается формой слойков (изогнутых в случае заполнения промоины и параллельных у ряби) и тем, что более грубозернистый материал расположен по контуру впадин, в то время как в грядках ряби (водной) более грубый материал скапливается обычно в подвалье.



Фиг. 41. Текстура заполнения впадин и отличие ее от текстуры перевернутых грядок ряби. (По Шроку, с некоторыми изменениями).

А — слойки ила во впадинах изгибаются книзу и приспосабливаются к асимметрическому углублению выемки. Контакт слойков со стенками выемки — асимптотический. Слойчатость подстилающего слоя не связана с формой впадины или промоины. Размеры таких текстур невелики, обычно измеряются сантиметрами; *Б* — слойчатость грядки ряби; налегающие на нее лежащие выше слойки слегка изгибаются у контакта; *В* — опрокинутое залегание грядки ряби; слойки параллельны линии контакта. Вмещающие слойки несколько изгибаются к границе, что указывает на отложение их вокруг грядки или на ней

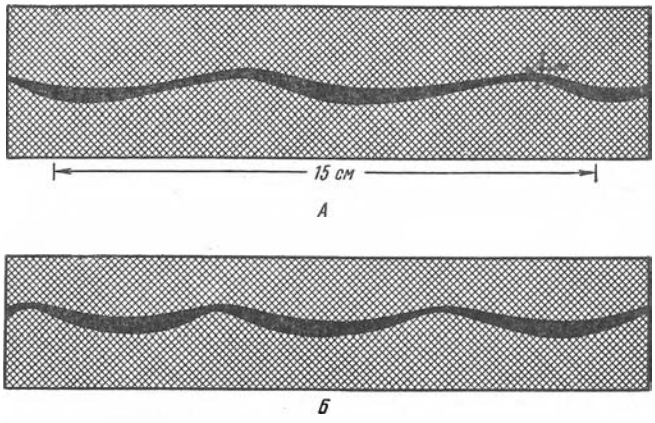
Выполаживание неровностей дна или увеличение количества выпадающего осадка ведет к сплошному облеканию последним всех неровностей дна; получается текстура облекания (фиг. 42).

Крупные текстуры облекания характерны для ископаемых рифов (Маслов, 1943; Наливкин, 1943). Они образуются в результате того, что продукты разрушения рифового массива (биогерма) располагаются послойно по его периферии, периклинально падая во все стороны от него. Таким образом, периклинальная слоистость рифовых тел является частным случаем формирования облекающей слоистости. Распознавание подобной текстуры имеет важное практическое значение, так как рифовые тела зачастую являются коллекторами нефти.

Мною была описана облекающая слоистость, вскрытая в песчаном карьере близ Ясной Поляны, в песках C_1 (фиг. 43). Основание серии неровное, представляет собой чередование правильных нешироких впадин и пологих гребней. Ширина от гребня до гребня 1,20 м. Верхняя граница серии отчетливо горизонтальная. Мощность каждого слойка очень правильно изменяется от 1,5 см в центре мульды до 0,3 см на гребне. В поперечном срезе, на небольшом обнаженном участке, слоистость ровная, слойки параллельны и слабонаклонны. Сложены слойки белым кварцевым тонкозернистым песком, очень хорошо отсортированным. Ниже намечается такого же типа серия со смещением гребня на 50 см, т. е. почти наполовину длины волны. На поперечном срезе она дает ту же наклонную слоистость, но под меньшим углом (8°); изменение угла, очевидно, связано с тем, что плоскость разреза вскрывает разные части нижней и верхней серий. Границы слойков в нижней серии очень неотчетливы, в верхней они видны лучше, так что можно проследить каждый слоек. По-видимому, такая слоистость имеет сложный генезис: вначале волновые движения подготовили волнистую форму основания серии, захватив часть осадка и переведя его во взвесь; затем, когда волнение успокоилось, взвешенные частицы, оседая вертикально в спокойной воде, сформировали столь пра-

вильную облекающую слоистость (слойчатость). Неотчетливость ее обусловливается однородностью оседавшего песчаного материала.

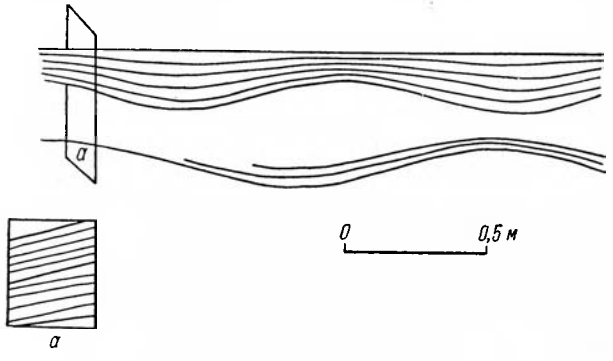
В литературе, как советской, так и зарубежной, неоднократно поднимался вопрос о первичных углах наклона, при которых возможно нормальное отложение осадка без его оползания, причем высказывания по этому



Фиг. 42 Пример текстуры облекания. Занесенные илом следы ряби в каменноугольном конгломерате Роксбери, Массачусет.

А — следы ряби течений, занесенные красным илом. Слой сланца имеет наименьшую мощность на гребнях и наибольшую во впадинах; *Б* — хребтики волновой ряби. (По Шроку, 1950).

вопросу были весьма различны. Некоторые геологи утверждали, что при первоначальном угле наклона более 6° тонкозернистые осадки (глина, известковый ил) будут оползать. Другие исследователи указывали значительно бо́льшие возможные углы наклона — до 41° для известкового ила.

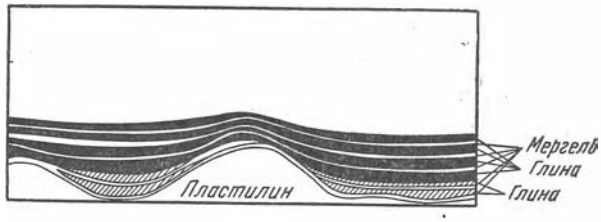


Фиг. 43. Облекающая слоистость в песках C_1^t (карьер близ Ясной Поляны). Видно увеличение мощности слойков в углублении и равномерное утонение их на выступах. Внизу слева дан разрез в плоскости *а*, перпендикулярной к плоскости чертежа. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

В связи с этим И. И. Ратновский и Н. Г. Чочиа (1948) поставили задачу — выявить предельный угол наклона для глинистого осадка (т. е. условия образования наклонной слоистости), а также выяснить вопрос о возможности образования текстур облекания над рифами.

Ими были поставлены следующие интересные опыты. На дно прямоугольного стеклянного сосуда размером $13{,}5 \times 22 \times 27$ см ставилась

деревянная площадка под углом 20° к дну сосуда. От основания ее до стенки сосуда был оставлен промежуток в 4 см, чтобы избежать подпора отлагающихся осадков. Сосуд заполняли суспензией синей кембрийской глины. За сутки отложился слоек мощностью в 1 см, причем осадок лег почти равномерно по всей плоскости, лишь слегка уменьшаясь к вершине площадки и увеличиваясь к ее основанию. Затем сифоном из сосуда удалили часть воды и заполнили его суспензией взмученных частиц известняка. Всего в течение двух месяцев в сосуд 14 раз вводили суспензии глины, известняка, мела и мергеля различной окраски. Все осадки отлагались совершенно так же, как и первый слой. Вследствие утолщения слойков книзу у кровли третьего слоя угол наклона изменился до 15°, а в конце



Фиг. 44. Изменение мощности слоев осадка в зависимости от наклона дна. (По Ратновскому и Чочиа, 1948)

опыта он достиг 7°. При случайном сотрясении сосуда в третьем слое получился небольшой оползень в виде складочки. При втором опыте в прямоугольном стеклянном сосуде большего размера (22 × 41 × 39 см) был установлен из пластилина макет поверхности, приблизительно отражающей рельеф области развития рифовых массивов (фиг. 44). Углы наклона склонов этих неровностей были различные, от 30 до 90°, высота — 3 и 5 см.

Первая суспензия состояла из смеси синей кембрийской глины и мела. Осадок, мощностью 1 мм, сохранился лишь на склоне в 30° и во впадинах, на более крутых склонах он отсутствовал. Наибольшей мощность слоя была во впадинах, кверху он выклинивался, причем чем круче был склон, тем на меньшем расстоянии от основания вверх происходило выклинивание. К вертикальной стенке слои легли впритык. При дальнейшем осаждении глинистой суспензии (красной и синей глины) образовались слойки, удерживающиеся на склонах в 38 и 40°, однако через некоторое время на этих склонах началось постепенное оползание осадка. Когда угол склона в результате накопления осадка достиг 27—30°, оползание прекратилось.

Авторы отмечают недостатки опыта — отсутствие донных течений и пресная вода, что отличает его условия от естественных. В результате исследования они пришли к следующим выводам:

1. Предельный угол наклона склона, на котором возможно накопление глинистых осадков без оползания, равен 27—30°.

2. При угле наклона, не являющемся предельным, причиной оползней отдельных слоев или их пачки служат небольшие сотрясения, вызванные посторонними явлениями (в природе — землетрясениями).

3. Оползание осадка при определенном угле наклона начинается блоками, по трещинам, образующимся при осадконакоплении под влиянием силы тяжести, в зависимости от характера поверхности, на которую ложится пласт, и от величины зерна осадка.

4. Накопление осадка на наклонной плоскости происходит неравномерно: у основания склона мощность его больше, а к вершине склона постепенно уменьшается. Это происходит потому, что столбик воды со взве-

шенными частицами в пониженных участках больше[1]. Кроме того, под воздействием силы тяжести более крупные частицы в момент осаждения скатываются по склону вниз.

5. Текстура облекания образуется на склонах разной крутизны, за исключением отвесных или почти отвесных (более 75°), к которым слои подходят впритык.

6. Высота структур облекания зависит от размеров и формы выпуклостей дна; судя по опыту, она должна быть примерно равна высоте «рифа». (Очевидно, мощность структуры облекания может быть несколько больше, чем глубина впадины.)

Кроме того, авторы приводят еще один вывод о том, что вследствие уплотнения осадка углы первичного наклона несколько увеличиваются. Однако это было бы возможно только в том случае, если бы мощность слойков вниз по склону уменьшалась, чего в природе нет. Очевидно, этот вывод основан на каком-то недоразумении.

Текстуры облекания могут образовывать и слоистость осадочных толщ (облекание рифов) и внутреннюю слоистость пород, или слойчатость (облекание грядок ряби). Основное различие их прежде всего в масштабе явлений, а также в повторяемости его в последнем случае: при слойчатости облекания грядки ряби, облеченные иным материалом, в вертикальном разрезе неоднократно повторяются; при слоистости облекания имеется только один горизонт выпуклых тел (или даже одно тело рифа), окруженных слоистой толщей.

Особенности слоистости в зависимости от различных факторов седиментации

Факторами, влияющими на особенности элементов слоистой текстуры, являются:

1. Движение среды отложения, его скорость, особенность динамического состояния среды.

2. Свойства среды отложения (ее плотность, соленость, температура и др.).

3. Материал осадка (размер зерен, их форма, окатанность, сортировка и др.).

4. Положение дна как базиса седиментации (уклон дна, его рельеф.)

Мы рассмотрим связь с этими факторами различных признаков, по которым даем определение слоистости, а именно:

а) мощность слойков и серий;

б) гранулометрический состав и распределение материала в слойке и серии;

в) форма слойков и серийных швов;

г) углы наклона слойков (крутизна, направление, связь с параметрами волны — длиной и амплитудой).

Мощность слойков и серий

Мощность слойков и серий (т. е. размер слоистости) находится в прямой зависимости от скорости потока, передвигающего осадок. Валы с большой длиной волны (десятки сантиметров) и большой амплитудой образуются вследствие течений большой скорости (Твенхофел, 1936). Следовательно, течения большой скорости формируют крупные по высоте косослоистые серии. Как указывалось выше, величина волнисто-слоистых

[1] Это объяснение вряд ли пригодно для природных условий, так как общая высота столба воды настолько больше глубины впадины, что практически возвышение его над впадиной не имеет значения. Очевидно, в природе основной причиной образования более толстого слоя у основания склона впадины является частичное скатывание компонентов осадка вниз по склону.

серий также зависит от величины волн, т. е. опять-таки от динамики движения среды. И только для горизонтальной слоистости этот фактор, естественно, не имеет значения, так как она образуется в условиях неподвижности придонных частей воды. При этом необходимо подчеркнуть, что от интенсивности движений среды отложения зависит размер серий (и прежде всего их высота, т. е. амплитуда волн), но не мощность самих слойков.

Фиг. 45. Крупная косослоистая серия, состоящая из пачек косых слойков. В каждой пачке—изогнутые вторичные железистые полосы, создающие ложное впечатление косослоистых серий (см. фиг. 46).

Песчаные отложения C_1^t у с. Протасово.

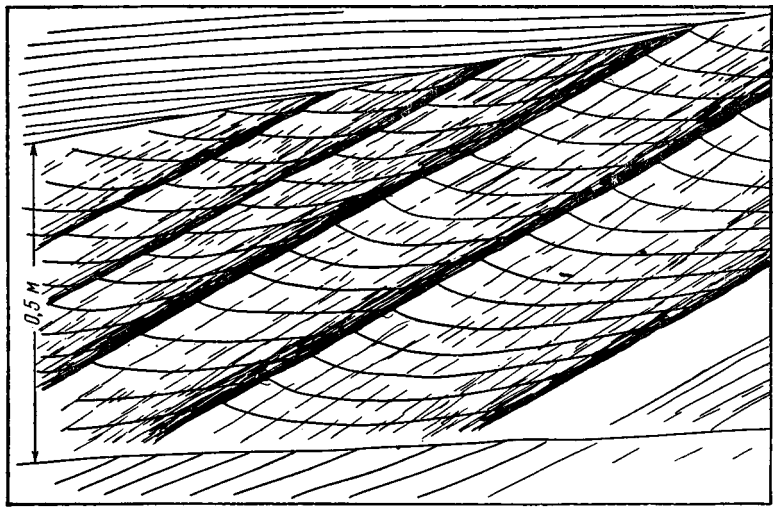
(Фото Л. Н. Ботвинкиной)

Некоторые исследователи (Иванов, 1957) утверждают, что чем больше скорость движения среды отложения, тем больше мощность слойков в косослоистых сериях. Это высказывание основывается лишь на предположениях и отнюдь не подтверждается ни конкретными наблюдениями, ни теоретическим анализом.

Дело в том, что мощность слойка связана с периодическим изменением мгновенных скоростей потока от максимума до минимума. Очевидно, эта смена является функцией более или менее определенного времени. Во всяком случае, все фактические наблюдения показывают, что мощность слойков в косослоистых и волнисто-слоистых сериях обычно невелика и колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров, не более. При этом мощность слойков в определенной толще осадка обычно достаточно хорошо выдерживается независимо от изменения мощностей серий, а с другой стороны, в одной и той же косослоистой серии могут отмечаться значительные колебания мощностей слойков.

В толще мезозойских морских среднезернистых песков у с. Алгасово (см. гл. X) автором наблюдалось сильное колебание мощностей серий от 20 см до 2,5 м, однако мощность слойков во всех сериях была почти одинаковой, колеблясь в пределах 0,4—1 см, иногда немного увеличиваясь, но не более чем до 2 см. Очевидно, впечатление о появлении большей мощности слойков создалось у некоторых исследователей в результате наблюдения обнажений без достаточно детального анализа. А дело в том, что слойки в косослоистых сериях часто образуют пачки, которые обычно на выветрелой поверхности обнажения выделяются более резко, чем слагающие их тонкие слойки. Так, например, косослоистая морская серия в мелкозернистых песках тульской толщи у с. Протасово Тульской области имела следующее строение (фиг. 45, 46): мощность косослоистой серии около

0,5 м; разделение слойков обусловлено наличием глинистого материала на границе каждого слойка. При этом слойки образуют пачки, в каждой из которых нижний слоек является наиболее глинистым, дальше количество глинистого материала постепенно уменьшается от слойка к слойку, а затем, в основании новой пачки, вновь резко возрастает. Мощность слойков 0,5—1,5 см. В обнажении у с. Алгасово наблюдалось то же явление, но границы слойков и пачек подчеркивались погрубением материала в их основании, причем в слойках, составляющих основания пачек, количество грубозернистого материала было больше, далее от слойка к слойку оно уменьшалось и вновь резко возрастало в основании новой пачки. Каждая пачка,



Фиг. 46. То же, что фиг. 45. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

таким образом, является своеобразным ритмом (см. гл. III). Мощность пачек изменялась от 4 до 9 см, количество слойков в пачках довольно постоянное, 10—11; таким образом, мощность слойков изменялась в пределах 4—9 мм. Так как основания пачек подчеркивались еще ожелезнением, то при поверхностном взгляде на обнажение эти пачки казались отчетливо выраженными слойками и лишь внимательное их рассмотрение на близком расстоянии позволило установить их истинную текстуру. Пачечное строение косослоистых серий наблюдалось мной неоднократно; оно, по-видимому, характерно для морских отложений зоны течений. Ряд примеров, приводимых А. М. Кузьминым (1950), в частности его «слои» и «зоны» (см. гл. III), вероятно, тоже следует отнести к этой категории явлений. Очевидно, изменение мгновенных скоростей потока — явление сложно-ритмическое и наличие пачек отмечает периодичность его пульсации, но уже более высокого порядка.

При этом характерна отчетливость границ пачек наряду со слабозаметными границами слойков, что иногда и вызывает ошибки в определении мощности последних.

Конечно, если мы рассмотрим слоистость в более грубозернистом материале, например в конгломератах, то там и слоистость будет более грубой, и, может быть, каждый слоек будет измеряться десятками сантиметров. Однако не следует забывать, что в этом случае, во-первых, мы имеем дело с неотчетливо выраженной слоистостью, в которой каждый «слоек» 20—30 см мощностью, по существу, представляет собой пачку слойков различного гранулометрического состава, но не отграниченных один от другого вследствие специфики условий осадконакопления. Во-вторых,

здесь выступает уже другая зависимость — связь мощности слойков, как и других признаков слоистости, с размером слагающих эти слойки частиц. Наблюдения показали, что мелкий песок (0,1—0,25 мм) начинает двигаться при средней скорости течения около 0,16 м/сек, крупный песок (0,5—1 мм) — при скорости 0,22 м/сек, мелкая галька (10—25 мм) — при скорости 0,31 м/сек, крупная галька (50—100 мм) — при скорости 0,98 м/сек.

В качестве доказательства отсутствия прямой зависимости мощности слойков от скорости течения укажем на тот совершенно очевидный факт, что в одной и той же косослоистой песчаной серии зачастую наблюдаются значительные изменения мощности слойков от 0,2 до 2 см, т. е. почти в 10 раз, в то время как средняя скорость потока сохраняется примерно постоянной. В то же время пределы изменения мощности слойка в песчаном осадке — вообще величина довольно постоянная и колеблется от долей сантиметра до 1—2 см.

Оговоримся, что все эти факты относятся к отложениям в водной среде. Наблюдений подобного типа в эоловых отложениях проведено не было, однако надо думать, что и там существует та же закономерность.

Неправильно также утверждение, что существует прямая связь между мощностью слойков и мощностью косослоистых серий, что с увеличением одной величины связано возрастание другой. Факты говорят, что в толще какого-либо осадка (например, в мощном слое среднезернистого песка) могут быть серии разной величины. Например, мощности серий морских отложений могут изменяться в 10 и более раз в пределах одного слоя, однако мощность слойков при этом будет невелика и изменится в пределах не более 1—2—3 см, причем увеличение мощности слойков совершенно не будет связано с увеличением мощности серии.

Максимальные возможные мощности косослоистых серий в большинстве случаев измеряются единицами метров. Заметим, что размер серии зависит также от обстановки отложения осадка. Так, у Твенхофела (1936) приведен пример, повторенный Шроком (1950), где показаны эоловые косослоистые серии в песчаниках Шенси (см. фиг. 24), достигающие мощности 10—15 м (т. е. величины, не отмеченной для субаквальных осадков).

Иногда серии слойков очень большой мощности дают уже не собственно косую, а наклонную слоистость, образованную выпадением из взвеси и облекающую уже существующий рельеф. Наклонная слоистость такого типа может достигать любых масштабов как по величине серий, так и по мощности слойков. Однако механизм ее образования при этом иной и отвечает механизму слоистости отвесного оседания, дающему не горизонтальную, а наклонную слоистость вследствие наклонного положения поверхности субстрата, на которую ложится осадок.

Итак, мы приходим к следующим выводам относительно масштаба слоистости:

1. Высота серий (мощность) косой и волнистой слоистости находится в прямой зависимости от силы течения, его скорости, а также от фациальной обстановки.

2. Мощность слойков обусловлена длительностью периода пульсации (фактор времени), не зависит от скорости течения и совершенно не связана с мощностью серий, но находится в некоторой взаимной связи с размером слагающих осадок частиц.

Гранулометрический состав

Гранулометрический состав осадочной толщи — признак, весьма существенный при анализе слоистости. Прежде всего он является функцией скорости течения. Поэтому, как указывает Шварцахер (Schwarzacher,

1953), в косослоистых песках наряду с увеличением среднего диаметра зерен наблюдается увеличение мощности каждой косослоистой серии. Шварцахер приводит такие цифры: в песках нижнего мела Восточной Англии, имеющих средний диаметр зерен до 0,5 мм, толщина косослоистых серий не превышает 90 см. Грубозернистые пески со средним диаметром зерен 0,7—1 мм образуют косослоистые серии мощностью до 2,5 м. Однако Гентшель (Häntzschel, 1938$_2$), изучавший крупные ряби на побережье Северного моря, отмечает, что он не нашел зависимости между размерами песчинок и величиной изученных исполинских рябей. Очевидно, могут быть различные случаи, и обобщать их в общее правило еще рано. Вообще же, если на дне моря имеется песок только с каким-то определенным размером зерен, то течение, каким бы сильным оно ни было, будет образовывать донные валы именно из этого песка до тех пор, пока оно не достигнет такой силы, чтобы перевести его полностью во взвесь и унести.

Отсюда можно сделать вывод, что тип слоистости и размер серий более точно характеризуют движение среды отложения, чем гранулометрический состав, который в очень сильной степени обусловливается предыдущими процессами, проходившими иногда в течение очень длительного промежутка времени. Вот почему текстура, будучи признаком всегда сингенетичным формированию осадка, является более точным указанием на его фациальную принадлежность, чем структура.

Большое значение для фациального анализа имеют наблюдения над тем, как осадочный материал разного гранулометрического состава распределен в слойке и серии.

Как мы уже указывали, для эоловых отложений характерно скопление более грубых зерен на гребешках ряби. Следовательно, если верхние части слойков будут более грубозернистыми, чем нижние, то это один из признаков их эолового происхождения. Для речных отложений характерна «ритмическая сортировка», т. е. постепенное изменение грубости зерен от основания слойка по нормали к его верхней границе, что, очевидно, связано с постепенным изменением скорости речного турбулентного потока от максимума до минимума. Кроме того, нижние части слойков, образующие основание косослоистой серии, всегда грубее (причины этого указаны выше, при разборе условий формирования песчаного вала в реке). Строение слойков в морских отложениях зоны течений иное: обычно они представлены однородным материалом, с резким изменением последнего у верхней границы слойка, что, очевидно, зависит от резкого же перехода мгновенных скоростей. В то же время слойки, образованные мутевыми течениями, имеют иное строение и в них наблюдается иное распределение зерен по размеру. Подробнее зависимость строения слойков и серий от фациальных условий будет нами разобрана на конкретных примерах во второй части работы, здесь же мы ограничимся указанием, что специфика *распределения зерен по размеру в слойках и сериях является весьма важным показателем фациальных условий отложения осадка.*

Говоря о распределении материала, нельзя не упомянуть о характере распределения галек. Этому вопросу попутно уделялось внимание во многих работах.

Наиболее общеизвестный вывод — тот, что в речном потоке гальки образуют черепитчатое наслоение, наклоняясь навстречу течению, а в прибрежно-морских отложениях они расположены параллельно береговой линии, с падением в сторону моря. Однако дело обстоит гораздо сложнее, так как направление и наклон галек зависят еще от их формы и размера, от способа их перемещения, места отложения и от общего состава осадка. Так, в реках галька, передвигаемая волочением, длинной осью направлена вдоль русла реки, а средней — по ее ширине; галька же, перемещаемая перекатыванием, наоборот, длинной осью направлена поперек русла реки, причем в обоих случаях гальки расположены несколько наклонно вверх

по течению (навстречу ему), так как в таком положении они наиболее устойчивы.

В плане гальки располагаются не точно перпендикулярно течению, а несколько под углом — так, что конец, более близкий к берегу, лежит несколько выше вверх по течению.

В других случаях, когда отложение происходит на склоне донного песчаного вала, галька переносится через его гребень и ложится плашмя на его поверхность; таким образом, она имеет наклон вниз по течению, так же как и косая слоистость. При этом более мелкие гальки, переносимые во взвеси, часто ложатся длинной осью по направлению слойков, а гальки, передвигаемые путем перекатывания, перевалив через гребень вала, естественно, лягут длинной осью поперек направления течения. Гальки, скатившиеся к подножию склона вала, обычно расположены беспорядочно. При выпадении из взвеси гальки всегда стремятся занять своей вытянутой осью горизонтальное положение.

Замеры направления гальки и косой слоистости, проведенные в пермских отложениях Н. И. Чернышевым (1960), показали, что если порода состоит почти целиком из галек, то ориентировка наклона галек противоположна направлению падения косой слоистости; если же порода представляет собой песчаник лишь с небольшим количеством включенного в него галечного материала, то гальки располагаются согласно с поверхностями косых слойков. При промежуточном положении имеет место неопределенная связь между наклоном косых слойков и галек. Эти высказывания вполне понятны, если принять во внимание разобранный выше механизм перемещения галек.

Из изложенного вытекают следующие выводы.

1. В галечнике более крупные и плоские гальки образуют черепитчатое наслоение, наклоняясь навстречу движению воды (как в потоке, так и на морском пляже).

2. В косослоистых песчаных осадках гальки расположены параллельно косым слойкам, наклоняясь по направлению течения. Они подчеркивают косую слоистость осадка.

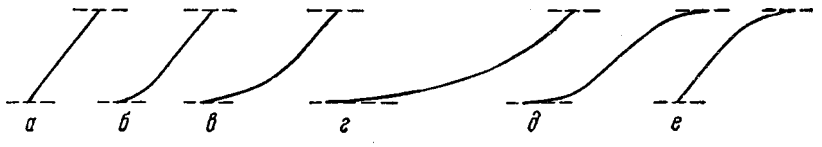
3. Для определения направления течения наклон косых слойков является значительно более надежным признаком, чем наклон галек.

Форма слойков и серийных швов

Основное деление слоистости по форме на косую, волнистую и горизонтальную отражает характер движения среды отложения (течения, волнения, неподвижность). Следовательно, этот признак является одним из основных. Далее, детали формы зависят от фациальной обстановки, хотя не все эти зависимости мы можем объяснить в настоящее время. Так, например, для морских отложений характерна s-образная (точнее — интегралообразная) форма слойков, с выполаживанием как в верхней, так и в нижней части слойка. Однако нам не удалось найти объяснения этой связи в соответствующей литературе. Может быть, это связано с более плавным перемещением зерен с верхнего склона вала на нижний в условиях более плотной соленой воды, а может быть, это имеет другую причину. Различие формы слойков — параллельных, как бы упирающихся в основание серии, или же вогнутых, подстилающих,— также, очевидно, связано со скоростью течения, большей для первых и меньшей для вторых.

На фиг. 47 показаны типы слойков в косослоистых сериях (от *а* до *е*), характерные для различных фациальных обстановок. Упор слойков под углом в верхнюю границу серии (*а*, *б*, *в*, *г*) обусловлен непрерывным срезанием верхней части песчаного вала; этот признак и вогнутость слой-

ков вниз настолько характерны, что многими авторами указывались как признак, по которому можно отличить нормальное залегание от опрокинутого. Однако в «Методическом руководстве...» (1954) Е. П. Брунс привела рисунок слоистости, якобы характерный для речной слоистости, где слойки в косослоистых сериях упираются в ее основание и выполаживаются у верхней границы, в тексте же указано, что резкое несогласие между косыми и почти горизонтальными слоями наблюдается обычно в почве косых серий. Мы считаем, что это высказывание основано на каком-то недоразумении, так как известно (и из собственных наблюдений и из литературных данных), что подобная форма слойков (фиг. 47, *е*), если и встречается, то лишь как исключение, а не как правило; тем более эта форма



Фиг. 47. Различные формы косых слойков.

а — слойки прямые, упирающиеся в верхнюю и нижнюю границы серии; *б* — слойки, вверху почти прямые, а внизу — слабовогнутые и резко выполаживающиеся только у основания серии; *в* — слойки вогнутые, плавно выполаживающиеся к основанию серии; *г* — слойки сильновогнутые, очень постепенно выполаживающиеся к основанию серии на большом расстоянии; *д* — слойки интегралообразные (или s-образные), выполаживающиеся как внизу, так и вверху серии; *е* — слойки выпуклые, выполаживающиеся у верхней границы серии и резко упирающиеся в нижнюю границу (случай, противоположный *б* и *в*)

не типична для речных осадков. Обычно же косые слойки или параллельны, или вогнуты и сходятся к основанию серии, реже они сходятся вверху и внизу; случаи, когда они сходятся лишь у верхней части серий, встречаются значительно реже (например, в эоловых отложениях).

Форма серийных швов указывает на характер перемещения осадка: если оно происходит широким фронтом, на большой площади, то плоскости раздела серий довольно ровные; при перемещении отдельными струями они могут быть наклонны и вогнуты.

Параллельность границ серий свидетельствует об устойчивости направления движения, перекрестность же их и разный наклон плоскостей раздела серий (в разрезе — серийных швов) указывают на растекание потока, изменение направления струй. Если части предыдущих серий срезаются в результате небольшого изменения азимута направления течения, то образуются серии клиновидной формы, а большее изменение направления дает резко перекрестную слоистость.

Различное направление наклона слойков в смежных сериях свидетельствует об изменении направления потока, а также указывает на особенности этого изменения (правильно попеременное, веерообразное или беспорядочное), что, в свою очередь, также служит фациальным признаком.

Причиной возникновения границ раздела серий («серийных швов») может быть:

1. Непрерывный унос осадка с пологого склона песчаного вала и наползание на него следующего вала. Эта граница образуется одновременно с формированием самих граничащих косослоистых серий. Параллельные косослоистые серии, вероятно, чаще всего образуются именно таким путем.

2. Неполный размыв верхней части песчаного вала при изменении направления течения, а иногда в результате резкого усиления его скорости. Образование этой границы происходит непосредственно после

формирования нижней косослоистой серии и предшествует образованию верхней серии, а иногда и совпадает с ним по времени. При этом чаще образуется клиновидная или перекрестная слоистость.

3. Размыв после образования косослоистой толщи, уничтожающий иногда несколько серий. Таким образом, граница размыва может образоваться значительно позже, чем срезанная им серия. Формирование осадков, лежащих выше, также иногда наступает через более или менее длительный промежуток времени после размыва. В этом случае могут (но не обязательно) граничить серии со слоистостью разных морфологических видов или разновидностей.

В природе действует либо одна, либо другая причина, однако чаще они действуют совместно (особенно первая и вторая). Поэтому отмечаются все переходы — от постепенного перемещения и наползания валов, следующих друг за другом в неизменных условиях скорости и направления течения, до полного размыва, вплоть до уничтожения всей косослоистой серии, и даже ряда серий, с резким изменением вида слоистости. По-видимому, более отчетливые и резкие серийные швы чаще вызываются размывом, простое же перемещение донных валов в неизменных условиях скорости и направления течения, очевидно, обусловливает появление и более и менее отчетливых границ серий — в зависимости от меньшей или большей однородности осадка, слагающего донные валы.

Вогнутая форма границ серий указывает на передвижение осадка в виде ряби или же на сложное передвижение его отдельными струями (например, в речном русле). Поэтому сочетание косых слойков с волнистым основанием серий обычно указывает на наличие ряби течений, т. е. на существование небольших скоростей передвижения донного осадка [1].

Таким образом, форма как самих слойков, так и слоистых серий указывает на разнообразные черты условий седиментации и поэтому очень существенна для фациального анализа. Связь конкретных форм с теми или иными условиями освещается в главах VII—XII.

Углы наклона слойков и индексы ряби. Крутизна наклона слойков в сериях

Угол наклона слойков в косослоистых сериях является, по существу, углом естественного откоса для данного материала в среде данной плотности. Поэтому он зависит от гранулометрического состава, сортировки, формы зерен, характера среды отложения, скорости течения и даже от положения дна, на котором формируется осадок. Чем крупнее зерна наноса, тем меньше углы наклона (Паскин, 1940).

В субаэральных условиях углы наклона больше (30—40°), чем в субаквальных (20—35°), особенно для более мелких фракций. Для песчаных грунтов (в речных отложениях) углы наклонов примерно равны: для верхнего склона 5—15°, для низового 30—40°. Вот почему максимальные углы наклона в косослоистых сериях речных отложений достигают 30—35°. В галечных грунтах изменение наклона значительно слабее.

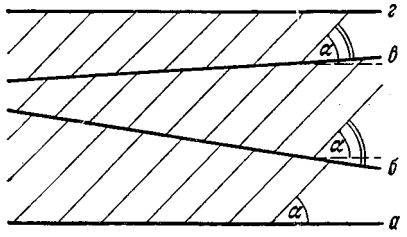
По экспериментальным данным Мак-Ки (1953), углы наклона слоев меняются в зависимости не только от размера частиц (по Мак-Ки, наоборот, чем меньше размер, тем меньше угол), но и от степени их окатанности, чистоты сортировки и наличия примесей, причем по-разному для наземных и подводных условий. Так, например, глинистая примесь в сухом песке увеличивает угол наклона, так как она связывает песчинки,

[1] Д. В. Наливкин (1955, ч. 1, стр. 17—18) приводит таблицы соотношения скоростей движения воды и величин зерен осадков. Однако эти таблицы, по-видимому, относятся к переносу во взвеси. Каково соотношение между скоростями, размером частиц и формами передвижения (рябь, гладкая фаза, песчаные валы, взвесь),— он не указывает.

однако в субаквальных условиях она уменьшает угол наклона, так как при этом играет роль смазки, что способствует скольжению зерен, и увеличивает выполаживание слойков у дна.

Угловатые зерна дают более крутой угол наклона, чем окатанные. Влажность зернистого осадка в субаэральных условиях повышает его устойчивость и, следовательно, создает возможность образования более крутых углов. Однако повышение влажности выше известного предела делает осадок текучим и даже вызывает появление оползневых текстур (см. гл. XI).

Изменение угла наклона слойков одного и того же песчаного вала может зависеть от степени изогнутости фронта наступления осадка; так, при



Фиг. 48. Кажущееся изменение углов наклона слойков в сериях в связи с наклоном границ самих серий.

а и *г* — горизонтальные границы серий; *б* и *в* — наклонные границы серий; α — угол падения слойков (во всех трех случаях одинаковый). Угол наклона слойков в серии *б* — *в* кажется круче, так как нижняя граница ее имеет падение в сторону, обратную падению слойков; в серии *в* — *г* — наоборот

вогнутом фронте наступления углы откоса будут круче, чем при прямом, а при прямом, в свою очередь, круче, чем при выпуклом. Впрочем, эта разница в степени наклона невелика и составляет единицы градусов. При исследовании ископаемых отложений можно этой разницей пренебречь, так как она лежит в пределах точности наших замеров.

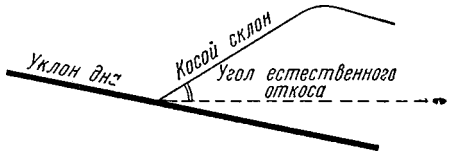
Весьма характерным для определения той или иной разновидности слоистости является изменение угла наклона косого слойка по направлению его падения: сохраняет ли он угол падения на всем протяжении, или выполаживается, и степень этого выполаживания (см. фиг. 47).

Замер угла падения прямых слойков не представляет затруднений, однако в отношении изогнутых слойков возникает вопрос: брать ли среднюю величину, или же измерять угол у границы серий? Совершенно ясно, что необходимо брать максимальный угол наклона (α) и угол у верхней границы серии, но иногда необходимо сделать и другие замеры; разные случаи последних разбираются в гл. V.

Другой вопрос, который возникает при замерах,— это вопрос о том, как поступать в том случае, когда серийные швы не параллельны, а также имеют тот или иной наклон. При этом зрительное впечатление может быть обманчивым.

Как видно на фиг. 48, истинный угол наклона слойков α просто замеряется в серии *а* — *б*; слойки в серии *б* — *в* будут казаться более крутыми, так как плоскость раздела серии *б* наклонена в сторону, обратную наклону слойков. В серии же *в* — *г* они будут казаться положе, так как основание серии имеет наклон в ту же сторону, что и слойки. Это обстоятельство особо следует помнить, когда мы имеем дело с отдельными образцами, т. е. когда фактически видна лишь часть одной косослоистой серии. Необычайная крутизна углов наклонов при этом может быть следствием значительных наклонов плоскостей раздела серий или серийных швов.

Крутые углы наклона слойков по отношению к границе серии, бо́льшие, чем угол естественного откоса для данного материала и в данных условиях, очевидно, возможны для рыхлого осадка в случае уклона дна в сторону, обратную направлению течения (т. е. когда поток или течение как бы «взбираются на гору»; фиг. 49).

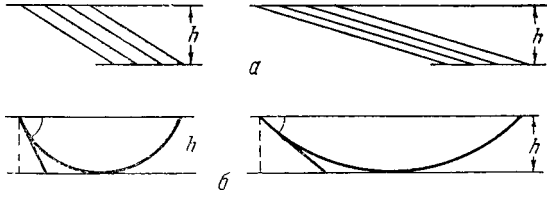


Фиг. 49. Увеличение угла между слойком и границей серии (больше, чем угол естественного откоса) связано с уклоном дна в сторону, обратную направлению течения

Другие условия — уклон дна по направлению потока, усадка при уплотнении, направление плоскости разреза осадочной толщи под углом к основному направлению течения — вызывают уменьшение угла наклона слойков, делая его меньше угла естественного откоса.

Мы разобрали наиболее простой случай, условно приняв, что линии падения слойков и серийных швов лежат в одной плоскости рисунка. В природе же обычно направления падения как плоскостей раздела серий, так и слойков в сериях более или менее различны. Поэтому при точных замерах необходим пересчет по сетке Вульфа. Методика этих подсчетов изложена в гл. XV.

При равной амплитуде (т. е. равной мощности серий) величина угла наклона определяет длину слойков косой слоистости (фиг. 50, *а*).



Фиг. 50, Соотношение углов наклона слойков: *а* — с высотой серии, *б* — с длиной волны

В волнисто-слоистых отложениях крутизна угла наклона слойков тесно связана с длиной волны (фиг. 50, *б*). Для волнистой слоистости имеет значение еще степень асимметрии песчаных валов (и ряби). Так, на фиг. 51 показаны косослоистые валы с одинаковой амплитудой (h) и длиной волны (l). Однако углы наклона косых слойков *а* круче, чем слойков *б*, так как в первом случае волны более асимметричны, а в ископаемое состояние переходит более крутой нижний склон песчаного вала. Таким образом, бо́льшая крутизна угла наклона косых слойков указывает либо на меньшую длину волны (при постоянной степени асимметрии), либо на бо́льшую степень асимметричности валов осадочного материала (в случае постоянной величины длины волны). Для определения асимметрии волн в литературе принят «показатель асимметрии», равный отношению проекции пологого склона к проекции склона крутого. Подробнее об этом будет сказано также в гл. V.

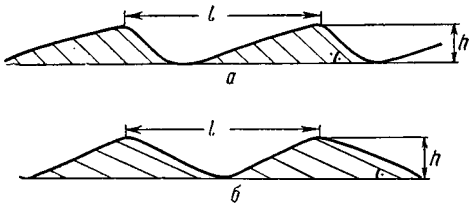
Согласно Киндлу (1917), бо́льшие длины волн и бо́льшие амплитуды получаются в более грубых песках. Надо заметить, что в данном случае

размер волн и грубость зерна друг от друга не зависят, но оба они тесно связаны с интенсивностью движений среды отложения, усиление которой вызывает, с одной стороны, возникновение более крупных волн, а с другой — перемещение более грубого осадка.

Итак, резюмируя все изложенное в настоящем разделе, отметим следующую зависимость изменения элементов слоистости от различных факторов седиментации.

1. Размер серий увеличивается при увеличении скорости течения (с чем связано также увеличение размера зерен).

2. Размер слойков увеличивается в зависимости от мгновенных скоростей (времени их действия) и количества осадочного материала.



Фиг. 51. Зависимость углов наклона от степени асимметрии волн течения (высота и длина волны остаются одинаковыми)

3. Форма слойков и серийных швов обусловлена характером, скоростью и направлением движения.

4. Угол наклона слойков тем круче, чем: больше скорость движения среды отложения, больше влажность осадка (в субаэральных условиях), больше (в субаэральных условиях) или меньше (в субаквальных условиях) глинистой примеси, сильнее угловатость зерен, меньше длина волны и больше ее асимметрия (при неизменной высоте), а также чем больше уклон дна в сторону, обратную направлению течения, при вогнутом фронте наступления осадка.

5. Распределение материала.

А. Ритмическая сортировка появляется при:
   а) менее резких изменениях мгновенных скоростей,
   б) повышенной плотности мутного потока.

Б. Обратная сортировка может возникнуть при смешении пресной и соленой воды (за счет выпадения коллоидов в виде крупных хлопьев), при повышении роли сальтации (в субаэральных условиях).

В. Положение грубого материала преимущественно на гребне или в подвалье зависит от среды отложения (водной или воздушной), в зависимости от того, какой процесс преобладает — перекатывание (волочение) или выдувание и сальтация.

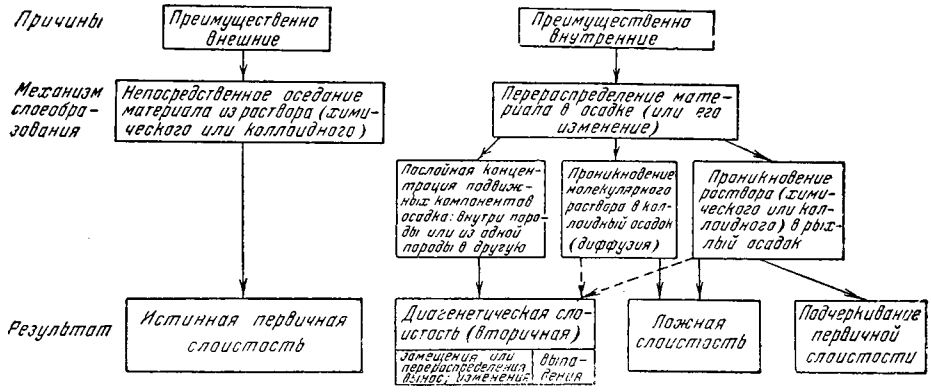
4. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СЛОИСТОСТИ ХЕМОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Слоистость хемогенных осадков в большинстве случаев образуется отвесным оседанием осадочного материала, поэтому она бывает горизонтальной, либо же (реже) наклонной или облекающей. Внешние различия разновидностей этого типа слоистости проявляются преимущественно в мощности слойков и их строении. Слоистость хемогенных осадков мной специально не изучалась, однако в ряде работ, посвященных породам хемогенного происхождения, довольно подробно описывается последовательность в их наслоении (см. гл. XIII).

Знакомство с литературным материалом позволяет нам сделать некоторые общие выводы о механизме возникновения этого типа слоистости.

Механизм образования слоистости хемогенных отложений может быть различным, а именно (фиг. 52): 1) непосредственное оседание материала (из раствора или коллоида); 2) перераспределение и перемещение подвижных компонентов в осадке или их изменение.

Слоистость непосредственного оседания образуется в результате смены материала, либо непосредственно выпадающего из раствора, либо оседающего в виде коллоидного геля. Смена одного слоя другим при этом, как правило, обусловливается внешними причинами (очень часто связанными с климатическими сезонными изменениями): колебаниями температуры, изменением количества приносимых в водоем солей и их концентрации, разжижением солевых растворов вследствие поступления большего или меньшего количества пресных вод.



Фиг. 52. Механизм образования слоистости хемогенных отложений (схема)

В ряде случаев образование слоистости обусловлено естественной химической дифференциацией веществ при последовательном выпадении их из растворов (слоистость соляных месторождений). Иногда она связана с усиленным выпадением осадка, когда пресные воды, несущие растворенные вещества, сливаются с морскими солеными водами (в устьях рек), что вызывает свертывание коллоидов.

В результате послойного оседания различных хемогенных осадков получается чередование слойков (или слоев) разного химического состава, либо с постепенными переходами между ними, либо же с попеременной сменой слойков, разделенных поверхностями наслоения.

По форме эта слоистость обычно горизонтальная: правильная или неправильная (с неровными поверхностями раздела слоев и с изменчивой мощностью последних), реже облекающая. Это истинная первичная слоистость хемогенного осадка, и, безусловно, она является первичным генетическим признаком породы.

Однако не всегда слоистость (или слоеватость) непосредственного оседания зависит только от внешних причин. Как показал Келлер (1936), глинистые коллоиды в удалении от берега образуют при коагуляции пластинчатые глинистые хлопья, оседающие на дно параллельно друг другу, что придает породе слоеватость. В данном случае налицо внутренняя причина образования слоеватой текстуры. Последняя часто неотличима от слоеватости терригенных глин, образовавшихся в результате отвесного оседания пластинчатых глинистых минералов, принесенных в уже готовом виде извне. Появление тончайших глинистых пленок на поверхностях раздела слоев Келлер объясняет постепенным возрастанием концентрации коллоидной глины вдали от берега, пока какой-либо фактор не вызовет ее коагуляции и оседания в виде пластинчатых хлопьев.

Хемогенная слоистость перераспределения и изменения осадочного материала образуется вследствие того, что химические процессы продолжаются в осадке после его выпадения, подчиняясь определенным химическим законам.

а) Послойная концентрация компонентов осадка. Как показал Н. М. Страхов (1953), некоторые вещества, первоначально находящиеся в осадке в рассеянном состоянии, начинают как бы стягиваться к определенным центрам, образуя конкреции. В ряде случаев эта концентрация приурочивается к отдельным прослоям или слоям, в которых имеются для этого наиболее благоприятные условия. При этом образуется диагенетическая слоистость (см. гл. III) хемогенного или, вернее, сложного кластогенно-хемогенного происхождения. При послойном перераспределении веществ в осадке образуется диагенетическая слоистость *замещения или перераспределения* вещества осадка. Чаще она проявляется в образовании пластовых конкреций, параллельных плоскости напластования (слоеватости), а иногда — в виде выдержанных конкреционных прослоев.

Диагенетический характер может иметь также слоистость, обусловленную частичным *выносом* вещества, вследствие чего отдельные слои обогащаются остающимися компонентами, которые первоначально находились в осадке в более рассеянном виде (это характерно для биогенных осадков, в частности, для углей). Иногда отмечается, что в определенной части слоя (чаще всего вверху, у поверхности осадка) происходит преобразование слагающего его материала — разложение, окисление и др. Эти преобразования могут происходить периодически (зачастую в результате сезонных изменений условий седиментации), причем создается тонкая слойчатость осадка. Этот тип диагенетической слоистости *изменения* встречается в озерных отложениях (он более характерен для биогенных осадков).

б) Текстура, образующаяся в результате проникновения растворов в коллоидный осадок. Если в коллоидный гель проникают молекулярные растворы из лежащей выше толщи воды, то происходит явление, описанное Лизегангом, а именно: химические реакции протекают в коллоидной среде не непрерывно (как в растворе), а периодически прерываясь. Это связано с тем, что частицы выпадающего из раствора вещества диффундируют через коллоидный гель, только пока они еще очень малы. Однако вследствие продолжающейся реакции они достигают таких размеров, что уже не могут более свободно передвигаться между частицами коллоида и оседают, образуя полосу: концентрический круг, если концентрация происходит между каким-либо центром и периферией, или прослой, если растворы проникают сверху вниз равномерно по толще осадка. Далее, после выпадения молекулярный раствор продолжает диффундировать с новыми, только с мелкими зародышами кристалликов выпадающего вещества до тех пор, пока их размер опять не станет настолько большим, что они застрянут в порах геля, образуя второй слой (или кольцо).

Однако концентрация диффундирующего раствора постепенно падает, так как часть его расходуется все больше в процессе реакции. Поэтому для роста зародышей кристалликов выпадающего вещества требуется, по мере удаления от источников диффузии, все больше времени, вследствие чего последующие слои (или кольца) располагаются все дальше один от другого. Возможно, что ритмичность хемогенной слоистости, с постепенным закономерным изменением слойков внутри слоя, во многих случаях может быть объяснена именно таким образом. Эта слоистость обусловлена внутренними причинами.

Однако такая диагенетическая «слоистость выпадения», образующаяся в результате реакции между химическим раствором и коллоидом, очень

часто может не совпадать с первичным наслоением, создавая между тем иногда полную иллюзию последнего. С другой стороны, не исключена возможность, что многие хемогенные слоистые осадки, особенно отложившиеся в прежние геологические эпохи, обязаны своим происхождением именно этому механизму слоеобразования.

Ф. В. Чухров (1955), ссылаясь на работы Ригеля и Тоуэра, отмечает, что экспериментально доказана возможность образования полосчатых текстур руд в результате ритмического формирования осадков в гелях, в частности сульфида кобальта в геле кремнезема, сернистого марганца в геле кремнезема.

в) Прослои, образующиеся в результате проникновения растворов в рыхлый осадок. Конкреционные слои и прослои возникают также вследствие просачивания извне различных растворов (химических или коллоидных) через рыхлый (нехемогенный) осадок.

Лизеганг высказал предположение, что кремни, слагающие обособленные горизонты в меловых породах, образовались в результате ритмического отложения геля кремнезема из коллоидных растворов, которые просачивались через массу мела. Л. В. Пустоваловым в 1932 г. экспериментально доказана коагуляция золя гидрата окиси железа в песчаном осадке (Пустовалов, 1940).

Приведем еще один пример: в силуре Прибалтики на контакте песчаников с перекрывающими их диктионемовыми сланцами на очень большом расстоянии тянется «плита» сильно пиритизированного песчаника, которую по условиям ее залегания вполне можно считать слоем или даже пластом. Этот пласт образовался в результате перемещения сульфидного железа из верхнего слоя сланцев (где его много, но оно рассеяно по вмещающей породе) и концентрации его в песчанике близ верхнего контакта, т. е. здесь налицо слоистость явно диагенетического характера. Это слоистость выпадения вещества, принесенного в данный слой извне.

Не следует, однако, забывать, что выпадение материала, если оно не приурочено строго к границам первичных слоев, может образовать кажущуюся «ложную» слоистость, затушевывающую истинное направление напластования (о чем мы уже говорили выше).

При проникновении химических растворов в рыхлый осадок выпадают соли, послойно цементирующие минеральные зерна. Это особенно характерно в случае чередования более песчаных и более глинистых слоев (или слойков), когда последние являются естественным водоупором для проникающих водных растворов. При этом наиболее легко выпадают железистые окислы, вот почему так часто наблюдается подчеркивание первичной слоистости осадка бурыми и желтыми железистыми окрасками. Образование этого типа текстуры обусловлено не только внутренними, но и внешними по отношению к осадку причинами.

Возникает, однако, вопрос, можно ли такую текстуру считать слоистостью. Ведь отложения проникающих растворов только подчеркивают уже существовавшую ранее слоистость, а в ряде случаев и не совпадают с ней (т. е. создают «ложную» слоистость). Поэтому, если при описании разрезов мы устанавливаем указанный механизм образования слоев, то следует отмечать, что слоистость подчеркивается (а не обусловливается) отложением солей железа, расположением конкреций или каким-либо другим признаком проникновения растворов в рыхлый кластогенный осадок. Обычно распознавание и определение хемогенных слоев в кластогенном осадке не представляет затруднений.

Таким образом, текстуру, обусловленную послойной концентрацией подвижных компонентов осадка, мы все же считаем слоистостью (диагенетической); текстуру, образуемую реакцией растворов в коллоидных гелях, можно считать слоистостью лишь в некоторых случаях, а текстуру, образующуюся в результате проникновения растворов в рыхлый осадок,

мы слоистостью как таковой чаще всего не считаем (за исключением некоторых особых случаев) и отмечаем лишь подчеркивание первичной слоистости осадка.

Послойная окраска. С вопросом о слоистости в результате химических процессов тесно связан вопрос о полосчатости осадков, о выдержанном изменении окраски пород, которая может определяться цветом непосредственно выпадающего в осадок материала (первичная унаследованная окраска), появляться в процессе осаждения (первичная сингенетическая окраска) или же, наконец, вызываться позднейшим окрашиванием (вторичная окраска). При этом последняя бывает весьма разнообразной по отношению к осадку — от почти сингенетичной (некоторые реакции в коллоидах) до окрашивания в результате попадания древних пород в зону выветривания. А. В. Хабаков (1954_1) считает, что указанием на первичность окраски слоя (т. е. на непосредственную связь цвета и слоистости), является: совпадение той или иной окраски со слоями определенного состава, совпадение границ окраски и поверхностей наслоения, лучшее проявление окраски на свежей, невыветрелой поверхности породы, а также наличие обломков цвета лежащего ниже слоя в слое вышележащем.

Несомненно связана со слоистостью породы только окраска унаследованная, обусловленная цветом слагающих породу частиц (обломков, зерен минералов). Сингенетичная окраска (например, окраска железистых илов) в ряде случаев может изменяться как по простиранию, так и при переходе от одного слоя к другому, т. е. не совпадать с истинными поверхностями наслоения. Что же касается вторичной окраски, то она может только иногда подчеркивать слоистость, но отнюдь не обусловливает ее, и значительно чаще не совпадает, а, наоборот, затемняет истинную слоистость породы. Поэтому, встречая «полосатый» разрез с разнообразно окрашенными слоями, геолог должен особенно тщательно разобраться в первичной слоистости пород, а не прибегать к более легкому способу расчленения разреза по «цветным» слоям, как наиболее отчетливо видным, но далеко не всегда являющимся истинными слоями или слойками, т. е. стратификационными элементами.

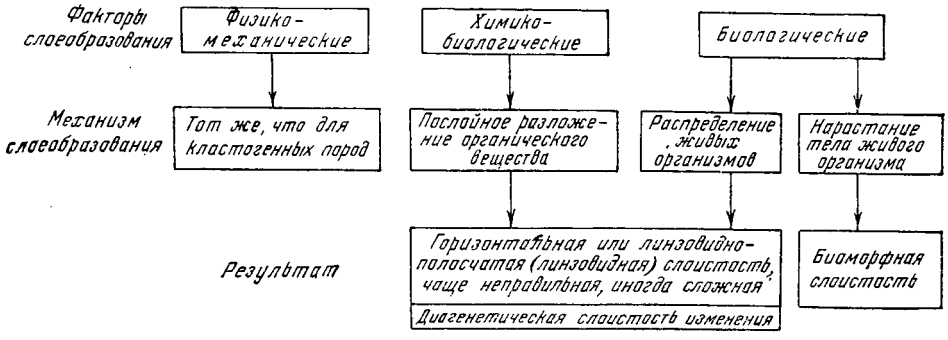
Другие текстуры хемогенных осадков. Мы не упомянули еще о том, сравнительно небольшом количестве хемогенных пород, слоистость которых обусловлена не химическими, а физико-механическими процессами. Это оолитовые пески, образующие слойки в прибрежной зоне моря в результате волнений воды, эоловые известняки, образуемые перевеванием кристаллов кальцита и формированием из них прибрежных дюн, и некоторые другие породы. Однако во всех случаях — связано ли это с переотложением в данной обстановке (эоловые известняки), или с перераспределением осадка на дне моря (оолиты) — минеральные частицы, выпавшие хемогенным путем, ведут себя далее как кластогенный материал, образуя слои и слойки в соответствии с механизмом, выше уже описанным нами для кластогенных осадочных образований, и образуют, соответственно, такие же слоистые текстуры.

Вообще к изучению слоистости, обусловленной химическим перераспределением материала, следует подходить очень осторожно, так как она возникает на границе первичных и вторичных по отношению к осадку процессов. Образование ее вызвано в основном внутренними причинами, процессами, происходящими непосредственно в самом осадке, и некоторым перераспределением хемогенного материала. Эти процессы (в отличие, например, от механизма образования кластогенных осадков) подчиняются химическим, а не физико-механическим законам, что и обусловливает своеобразие этих видов слоистых текстур. Все эти и ряд других вопросов, связанных с соотношением слоистости осадка и его диагенетических преобразований, в настоящее время только начинают ставиться и еще далеко не разрешены.

Так как слоистость хемогенных отложений по форме принадлежит к одному типу (горизонтальная) и служит не столько для определения фациальной обстановки, сколько для решения других вопросов (периодичность осадкообразования, определение абсолютного времени накопления осадка, изменения климата и т. д.), то при изучении слоистости хемогенных отложений на первый план выдвигаются такие ее признаки, как мощность слоев и слойков, их частота, группировка слойков в пачки и слои, количество слойков в пачке и слое, изменение состава следующих друг за другом слойков, периодичность их чередования и т. д. С этой точки зрения мы и будем подходить к выделению основных признаков, которые необходимо отмечать при изучении горизонтальной слоистости хемогенных отложений.

5. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СЛОИСТОСТИ ОРГАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Органогенные отложения могут образовывать слоистые текстуры, подчиняясь воздействию различных факторов — физико-механических, химико-биологических и чисто биологических (фиг. 53).



Фиг. 53. Механизм образования слоистости органогенных отложений (схема)

Физико-механические факторы, обусловливающие формирование слоистости органогенных отложений

Это те же факторы, которые формируют слоистость кластогенных осадков,— течения, волнения и вообще те движения среды, которые перераспределяют осадок, придавая ему слоистую (слойчатую) текстуру. Механизм их действия в данном случае тот же, что и для осадков кластогенных; обломки и остатки организмов ведут себя при этом так же, как и обломочные зерна минералов и пород, причем они точно так же, как и минеральные обломки, подвергаются раздроблению и сортировке. Отличие состоит лишь в том, что разнообразие форм органических остатков несколько сказывается на текстуре, придавая ей некоторые специфические черты. Так, например, если нет посторонней примеси, то скопления округлых раковин не дают отчетливой слойчатости даже в условиях достаточно сильных движений воды, так как каждый слоек будет непосредственно переходить в следующий. Наоборот, скопления плоских обломков раковин даже при отсутствии границ раздела между слойками все же будут придавать породе слоеватость, указывая этим направление плоскости наслоения.

Раковины, располагающиеся параллельно наслоению, обычно ложатся выпуклой частью створки вверх, так как это положение является наиболее устойчивым. Это обстоятельство может быть использовано, в част-

ности, как признак для распознавания кровли и почвы пласта. Конические раковинки обычно располагаются конусом навстречу течению.

При сильных течениях раковины или другие органические остатки при переносе во взвеси и перекатывании по дну отсортировываются по размеру и весу и в конечном итоге дают сортированные слои, построенные следующим образом: внизу — целые раковины, выше — множество выпуклых створок, а в самом верху — плоские створки раковин. Интересные примеры различного послойного расположения органических обломков (в основном раковин) приведены у Шрока (1950).

Химико-биологические факторы, обусловливающие формирование слоистости органогенных отложений

Особым является процесс формирования слоистости под воздействием химико-биологических факторов. Такие сезонные изменения поверхностной части слойков, как, например, «микрозоны превращения», описанные В. Б. Перфильевым (1930, 1952), создают сезонную слоистость осадка, причем последняя будет иметь диагенетический характер. Это — слоистость изменения (описанная для хемогенных осадков).

Примером подобного типа слоистости может служить слоистость угольных пластов, обусловленная продолжительностью времени разложения растительного вещества в поверхностном слое торфяного болота. Длительное разложение дает клареновые и витрено-клареновые прослои, более кратковременное — доводит исходный растительный материал только до стадии ксилена; чередование этих условий вызывает слоистость углей, которую не следует смешивать с их полосчатостью и со слоеватостью.

Слоистость, образуемая в подобных обстановках, является результатом сложного взаимодействия внутренних и внешних причин. Внутренним является сам процесс химического разложения биогенной растительной массы под воздействием анаэробных бактерий, внешним — длительность этого воздействия, зависящая, по-видимому, от скорости погружения торфяника в процессе колебательного движения. Не исключена возможность, что сходный механизм образования слоистости присущ в какой-то степени и отложениям горючих сланцев.

Форма слоистости, образующейся совместным действием химико-биологических факторов,— горизонтальная, чаще — неправильно-горизонтальная.

Биологические факторы, обусловливающие образование слоистости органогенных отложений

Эти факторы находятся в тесной связи с особенностями жизни и роста животных и растительных организмов.

Как правило, причиной биогенной слоистости является неравномерность роста живых организмов, особенно в зависимости от изменения климатических условий, или от каких-либо других причин, вызывающих расцвет, или, наоборот, вымирание данных представителей живого мира (например, сезонное нарастание рифов, скопления банок брахиопод и т. д.).

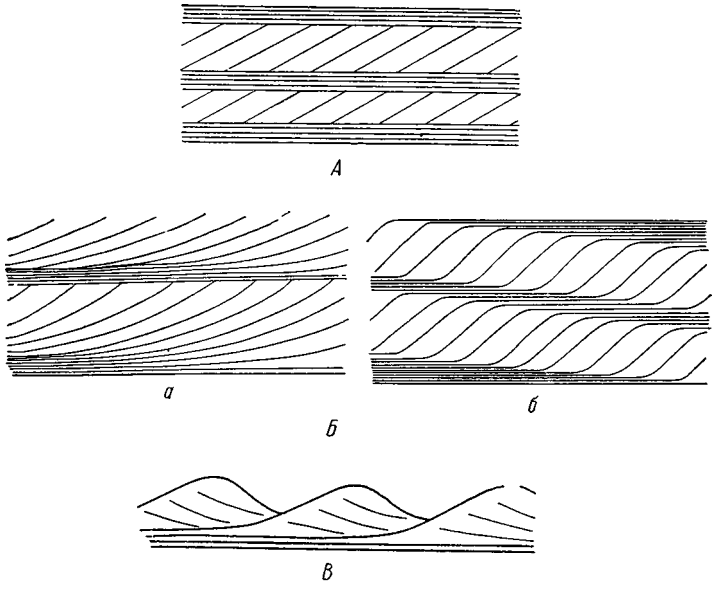
Однако к биогенной слоистости нельзя относить прослои, сложенные хотя и органическим материалом, но переотложенным или же выпавшим из взвеси, так как в последнем случае, как уже было указано выше, формирование слоистости в биогенном осадке происходит таким же образом, как и для любого кластогенного осадка.

К биогенной слоистости следует отнести (см. фиг. 53) слоистость, обусловленную скоплениями и различным распределением на поверхности

наслоения (на дне) живых организмов, образующих в конечном итоге переслаивание разного материала (например, слоистость горючих сланцев, некоторых биоморфных ракушняковых известняков и др.). Эта слоистость обычно горизонтальная, а также линзовидная или полосчато-линзовидная, чаще — неправильная. Кроме того, биогенной слоистостью следует считать нарастание биогерма, слоистость которого обусловлена сезонными изменениями или какими-либо другими причинами. Такую слоистость следует называть биоморфной, так как ее рисунок определяется формой данного живого организма (например, слоистость строматолитов).

6. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ СЛОЖНЫХ ТИПОВ СЛОИСТОСТИ

В природе зачастую для той или иной фациальной обстановки характерно образование не одного какого-либо простого типа слоистости,



Фиг. 54. Различные способы образования чередования горизонтальных и косых слойков.

А — попеременное отложение горизонтально-слоистых и косослоистых серий, вызывается сменой течения, условиями покоя среды отложения или же переходом скоростей течений через критические точки; *Б* — результат изменения наклона слойков: *а* — сильное выполаживание косых слойков в подвалье, *б* — горизонтальное положение тонких слойков пологого склона валиков ряби (рябь, спускающаяся по склону дна); *В* — каждый косослоистый валик оставляет за собой след передвижения — тонкий горизонтальный слоек. Косослоистые и горизонтально-слоистые серии образуются: *А* — не одновременно, *Б* и *В* — одновременно

а постоянное парагенетическое сочетание двух (а иногда и более) ее типов. Мы разберем механизм образования некоторых наиболее характерных и часто встречающихся типов слоистости.

Диагональная слоистость представляет собой попеременное чередование косо- и горизонтально-слоистых серий[1]. (фиг. 54, А). В течение многих лет ее формирование объясняли только как результат че-

[1] Термин «диагональная слоистость» далеко не всеми исследователями и не всегда употребляется в указанном нами смысле. Часто в литературе, особенно в более ранней, он употребляется как синоним термина «косая слоистость». Однако мы будем применять его только в указанном узко ограниченном смысле (лишь для определенного типа сложной слоистости).

редования различных условий отложения: смены интенсивного течения, создающего косослоистый осадок, периодом покоя, когда выпадающий из взвеси материал образует горизонтальные слойки (скорость течения равна нулю). При этом горизонтально-слоистые серии слагаются материалом, значительно более тонкозернистым, чем серии косослоистые.

Однако, учитывая данные Бючера, приведенные Твенхофелом (1936), относительно перехода скоростей через критические точки (см. выше), можно предположить, что такое же чередование косо- и горизонтально-слоистых серий обусловливается еще и попеременным переходом скорости течения через первую и вторую критические точки. При этом материал горизонтально-слоистых серий бывает даже грубее, чем косослоистых.

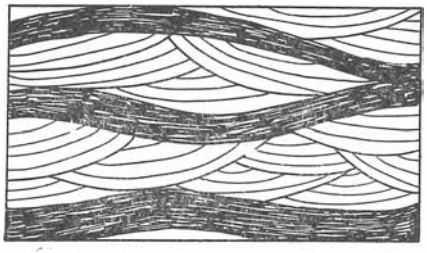
Кроме того, известны и иные причины, дающие морфологически сходные результаты, т. е. чередование косых и горизонтальных слойков. Это прежде всего сильное и резкое выполаживание косых слойков у основания вала при укороченной их наклонной части и удлиненной пологой; при этом тонкие нижние пологие части слойков сливаются, образуя неотчетливо-горизонтально-слойчатую серию, в которой как бы «тонут» нижние концы косых слойков. В разрезе это может создать впечатление чередования серий горизонтально-слоистых и косослоистых, однако внимательное рассмотрение их строения показывает, что каждый косой слоек переходит в горизонтальное положение. Горизонтальные части слойков при этом часто бывают обогащены слюдой (фиг. 54, *Б, а*). Затем, как показал Мак-Ки (1953), подобное чередование может получиться в результате наращивания валиков ряби, если эта рябь спускается по склону, по наклонной поверхности дна, когда передние, крутые склоны ряби будут образовывать косослоистые серии, а пологие задние склоны будут казаться горизонтально-слоистыми (фиг. 54, *Б, б*). В данном случае при прослеживании слойков виден непрерывный переход их из косослоистой серии в горизонтально-слоистую, затем опять в косослоистую и т. д. При этом и горизонтально- и косослоистые серии могут быть сложены довольно мелкозернистым материалом (чаще алевритовым) и близкими по гранулометрическому составу. Наконец, появление горизонтально-слоистой серии, подстилающей косослоистую, может быть вызвано тем, что каждый валик ряби при движении по направлению течения оставляет за собой след в виде горизонтального слойка (Вейхер, 1948_2; фиг. 54,*В*).

Таким образом, наличие рисунка диагональной слоистости само по себе далеко не обязательно указывает на отложения только в попеременных условиях течения и неподвижности водной среды. Поэтому (так же как и по ряду других причин) нельзя считать, что диагональный тип слоистости всегда характеризует только отложения временных потоков, слоистость которых, кстати сказать, бывает весьма разнообразной (что мы увидим ниже, в гл. VIII). Диагональная слоистость встречается и в русловых отложениях, где ее образование может быть вызвано переходом скоростей течения через критические точки. Мак-Ки отметил такую слоистость в прибрежно-морских отложениях.

Сложная волнистая слоистость, многократно отмеченная в ископаемых отложениях зоны волнений прибрежной части моря и в приливно-отливной зоне ваттов, в отложениях современных (см гл. X), представляет собой чередование более грубого осадка (песка, алеврита), с мелкой волнистой мульдообразной слоистостью, с осадком более тонким (алеврит, глина), пологоволнисто-слоистым. На фиг. 55 схематически изображена зарисовка подобной текстуры. Здесь прежде всего бросается в глаза чередование светлых прослоев крупнозернистого алевролита и темных, представленных алевролитом мелкозернистым с примесью глинистого материала. Поверхности раздела этих прослоев имеют пологоволнистую форму. Однако внутри них отмечается своя текстура: крупноалевритовые прослои являются мульдообразно-волнисто-слоистыми, причем каждая

вогнутая «мульда», в свою очередь, является серией очень тонких слойков (менее 1 мм). В мелкоалевритовых прослоях — неотчетливо выраженная очень тонкая слоистость, проявляющаяся в плоскостях наслоения, параллельных линии раздела слоев разного состава. Последняя имеет обычно бо́льшую длину волны и больший индекс ряби.

Таким образом, можно отметить слоистость нескольких порядков. Слоистость первого порядка представлена в крупнозернистом алевролите внутри одной серии налеганием в мульдочках параллельных тонких слойков, разделенных тонким глинистым налетом, а в мелкозернистом алевролите — параллельным тонким неотчетливым наслоением (иногда только слоеватостью) слагающего материала. Слоистость второго порядка представляет собой налегание друг на друга мульдообразных серий в крупноалевритовом материале. Составные ее элементы — серии слойков. Слоистость третьего порядка выражается в чередовании сложно построенных прослоев крупнозернистого алевролита и более просто построенных прослоев алевролита мелкозернистого. Толща переслаивания составных элементов этой слоистости образует слой — элемент слоистости четвертого порядка. Обнаружить эту слоистость четвертого порядка можно при наблюдении таких отложений в пределах достаточно большой мощности. Иногда она имеет специфику, выраженную в том, что в разрезе толщи чередуются слои, в которых ведущую роль играют крупноалевритовые прослои (а прослои мелкоалевритовые маломощны и имеют подчиненное значение), со слоями, в которых имеется обратное соотношение крупно- и мелкоалевритовых прослоев.



Фиг. 55. Схематическая зарисовка сложной волнистой слоистости: чередование материала более грубозернистого (светлое) и более тонкозернистого (темное). Внутри более грубозернистых прослоек слоистость волнистая мульдообразная, в более тонкозернистых — пологоволнистая

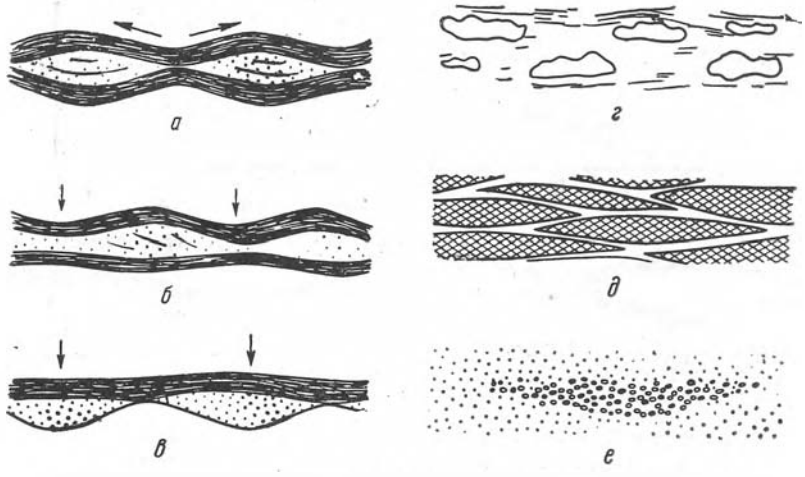
Линзовидная слоистость представляет собой прежде всего частный случай волнистой слоистости, когда один из компонентов переслаивания, обычно более грубозернистый, образует не прослои выдержанной мощности, а линзы (фиг. 56, *а*). Механизм их появления следующий: образование более тонкозернистого прослоя связано с очень слабыми, но устойчивыми волнениями воды, дающими параллельную пологую волнистую слоистость. Усиление волнений часто вызывало небольшой размыв поверхности этого прослоя (хотя и не всегда). Затем отлагался более грубозернистый материал со слоистостью ряби волнений. Этот материал не только заполняет впадины, но и перекрывает выступы, так как нередки случаи перехода цепочек линз на некотором расстоянии в сплошные прослои переменной мощности. Новое отложение тонкозернистого материала иногда происходит непосредственно на поверхности более грубого осадка, а иногда ему предшествует некоторый размыв, обычно очень слабый. Дальнейшее усиление интенсивности волнения вызывало появление нового более грубозернистого линзовидного прослоя и т. д.

Появление линз обусловливается смещением гребня волны, причем смещение на величину, равную половине длины волны, дает правильную линзовидную слоистость. Чем более непостоянна величина смещения, тем более неправильную форму приобретает линзовидная слоистость.

В линзовидных более грубозернистых прослоях часто можно видеть внутреннюю тонкую волнистую вогнутую слоистость; в тонкозернистых прослоях слоистость заметна реже (там она пологоволнистая, вогнуто-выпуклая).

Наличие в породе типичной линзовидной слоистости (слойчатости) указывает на ее формирование в условиях волнений водной среды, в общем довольно слабых, но с обязательным ритмически-попеременным изменением интенсивности волновых движений и поступающего в осадок материала. Подобные условия характерны, например, для пологого дна в приливно-отливной зоне моря. Подробно механизм образования слоистости в этой зоне разбирается в гл. X.

Наблюдается и иное происхождение линзовидной слоистости: она может образоваться при одинаковой интенсивности очень слабых волновых



Фиг. 56. Различный механизм образования линзовидной слоистости:

а — волнением, с попеременным правильным смещением гребней волн при периодическом поступлении в осадок разного материала; *б* — выпадением из взвеси с облеканием валиков ряби («запечатывание» ряби); *в* — выпадением из взвеси с захоронением материала во впадинах; *г* — биогенным путем — послойным линзовидным скоплением организмов (например, колоний водорослей); *д* — в результате промывания торфяника проточными водами; *е* — при местном усилении эрозионной деятельности потока. *а* и *б* — преимущественно слойчатость; *в* и *г* — может быть и слойчатость и слоистость толщ; *д* и *е* — преимущественно текстура толщ

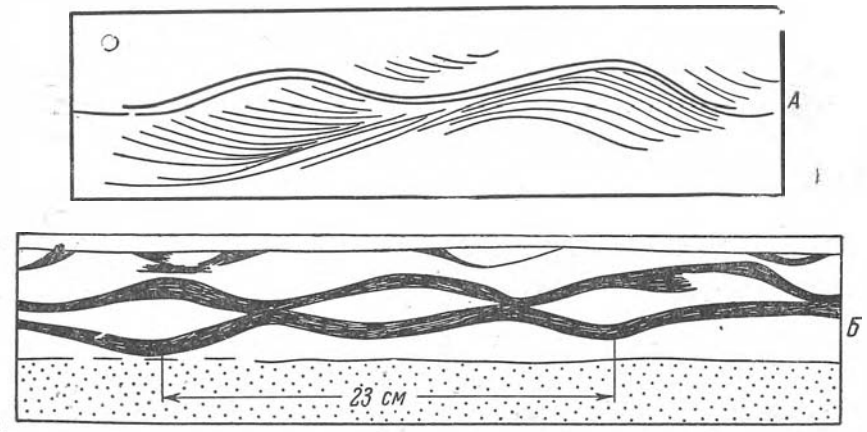
движений, в условиях ритмического изменения поступающего в осадок материала в связи с сезонными колебаниями. Такой механизм отложения отмечен, например, в озерных глинах, где очень слабые волнения у дна формируют в пологую рябь волнений попеременно поступающий то глинисто-алевритовый, то алеврито-песчаный материал (что может зависеть, например, от периодического таяния ледника, от чередования периодов половодья и межени в пойменных озерах и т. д.). Пример подобной слоистости был отмечен нами в ногавских озерных глинах (Ботвинкина, Феофилова, Яблоков, 1954).

Таким образом, типичная линзовидная слойчатость является результатом совместного действия сезонных изменений осадка и движений, несколько перераспределяющих этот осадок на дне. Однако, кроме указанного механизма образования линзовидной слоистости (слойчатости) как разновидности сплошной волнистой слоистости, может быть иной механизм, обусловливающий появление морфологически сходных текстур, дающих в разрезе такие же линзовидные формы, а именно:

1) Облекание валиков песчаной или алевритовой ряби тонкозернистым осадком, выпадающим из взвеси. При этом форма ряби как бы «запечатывается», а при повторении этого процесса образуются «линзы», в которых иногда видна косослоистая текстура (фиг. 56, *б*; фиг. 57).

2) Заполнение впадин одним материалом, обычно более грубым, который потом перекрывается сверху осадком иного состава, выпадающим из взвеси (фиг. 56, *в*). Это явление может быть связано и с образованием слоистости пород (слойчатостью) и с наслоением толщи. И в первом и во втором случае большую роль играет попеременное поступление в осадок различного материала.

3) Послойное скопление живых организмов (см. предыдущий раздел) при общей тенденции их к горизонтальному наслоению дает биогенную линзовидную слоистость (фиг. 56,*г*).



Фиг. 57. Образование линзовидной слоистости в результате облекания валиков ряби.

А — облекание и запечатывание валиков ряби во флювиогляциальном песке тонким слоем белой глины; *Б* — линзовидная слоистость, образованная неоднократным «запечатыванием» валиков мелкозернистого песка с рябью течения в результате отложения на ее поверхности тонкого слойка темной глины и последующего смещенного положения располагающихся выше валиков ряби. Песчаный карьер близ ст. Суходрев Калужской обл., флювиогляциальные четвертичные отложения (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

4) Макролинзовидная слоистость, образующаяся иногда в угольных пластах в результате промывания торфяника грунтовыми водами (Давыдова и Гольдштейн, 1949), есть слоистость диагенетическая (фиг. 56, *д*). Ее не следует смешивать с линзовидной слоистостью как определенным текстурным типом породы.

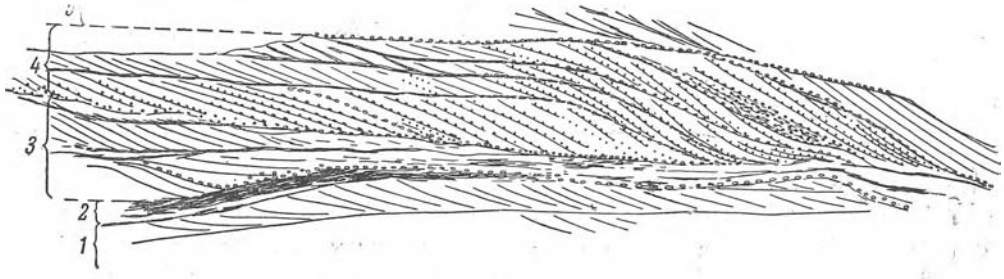
5) Появление крупных линз более грубозернистого (гравелитового и галечного) материала в более мелкозернистом (песчаном; см. фиг. 56, *е*). Такой механизм имеет совершенно иное происхождение и может объясняться некоторым изменением фациальных условий (например, с оживлением эрозионной деятельности реки). Таким образом, это явление связано уже со слоеобразованием, и поэтому такое линзовидное залегание следует рассматривать при решении вопросов о слоистости осадочной толщи. Линзовидная же слойчатость образуется внутри одной фации в результате пульсирующего действия осадкообразующих факторов и является внутренней текстурой породы.

Сложная косая слоистость (наползающая). В одном из многочисленных оврагов близ дер. Мальцево (недалеко от г. Шацка) мною наблюдалось сложное строение косослоистой серии (фиг. 58). Опишем обнажение в целом. Под бровкой обнажается около 3 м сильно ожелезненного грубозернистого песка, почти гравия. Слоистость хорошо видна вследствие резкого различия в гранулометрическом составе и подчеркивается еще ожелезнением, приуроченным к более грубозернистым прослоям. В основании слойков — гравийные зерна, по составу преимущественно кварцевые, окатанность зерен довольно хорошая.

В обнажении выделяются пять групп косослоистых серий (снизу вверх, см. фиг. 58).

Группа 1 — две серии довольно однородного белого среднезернистого кварцевого песка. Слоистость косая, невыдержанная, обусловлена послойно расположенными более крупными зернами — до мелкой гальки, размером до 5 мм. Контакт серий выражен неотчетливо, в основании серий — песок ожелезненный.

Группа 2 — довольно беспорядочное чередование слоев среднезернистого песка небольшой мощности, прослоев глины мощностью до 0,5 см и грубозернистого песка с гравием. Слоистость неотчетливая, местами она



Фиг. 58. Сложная косая слоистость.

1—5 — группы косослоистых серий; *4* — группа серий, представляющая собой сложную косую слоистость, в которой каждая последующая серия как бы наползает на предыдущую, лежащую ниже. Песчаные отложения близ дер. Мальцево, недалеко от г. Шацка. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

выглядит полого-косой (с периодическим появлением косых слойков глины), местами волнистой, с гребешками ряби течений. Очевидно, это текстура ряби течения. Контакты этого чередования с соседними группами серий как вверху, так и внизу неровные.

Группа 3 — две косослоистые серии, местами почти сливающиеся. В основании нижней серии наблюдается неровная линия размыва и выше него — очень грубый материал (гравий, выполняющий карманы). Еще выше материал становится тоньше и намечается пологая косая слоистость.

Группа 4 — сложная косая слоистость, состоящая из ряда налегающих друг на друга серий (общей мощностью 0,40 м). В основании — гравий с галькой размеров до нескольких миллиметров. Мощность серий от 10—12 до 3—5 см.

Нижняя серия представляет собой накопление осадка в результате передвижения гравийно-песчаного вала. Верхняя серия как бы наползает на нее, облекая ее как вверху, так и на склоне вала, причем косые слойки в ней на склоне вала несколько круче, чем в подстилающей серии. Гребень вала при этом, очевидно, несколько срезается перед налеганием последующей серии. Каждая из серий облекает лежащую ниже. Всего таких серий пять.

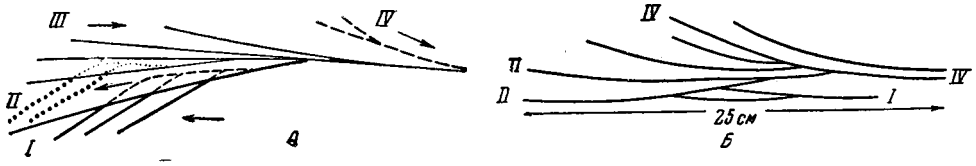
Выше они срезаются новой (пятой) группой косослоистых серий, также наползающих одна на другую и облекающих друг друга, но уже образованных в более тонком песчаном материале.

Причину образования подобного типа слоистости, очевидно, надо искать в резком увеличении скоростей движения, однако, еще недостаточном для размыва — уничтожения и уноса ранее отложившегося осадка одновременно с небольшим изменением направления течения.

В данном случае каждая новая облекающая серия, дающая более крутые углы наклона, образовывалась при большей скорости, чем серия, ею облекаемая, что сопровождалось частичным размывом последней. Возможно, что при этом направление течения все время смещалось, вследствие

чего в данной плоскости разреза видны разные сечения серий — от более косого внизу до параллельного направлению потока в верхней облекающей серии. О возрастании скоростей свидетельствует и более грубозернистый материал, лежащий в основании каждой облекающей серии. Резкое изменение направления (и скорости) течения вызывало начало новой группы облекающих друг друга косослоистых серий. Такой же тип слоистости наблюдался в протерозойских медистых песчаниках Удоканского месторождения.

Сложная косая слоистость, образующая «пучки». В тульской песчаной толще в ряде пунктов был отмечен своеобразный вид слоистости, представляющий собой как бы пучки слойков, выходящие из одной точки. Очевидно, объяснять это явление надо гидродинамикой водной среды в специфической обстановке приустьевой части потока.



Фиг. 59. Схема образования пучковидной слоистости в результате изменения направления и скорости течения, что вызывает срезание лежащей ниже серии—серией, лежащей выше, с изменением угла наклона границ серий и слойков в смежных сериях. Для ясности серии обозначены римскими цифрами и разной штриховкой; срезанные верхние части I и II серий даны тонким пунктиром.

А — течение, по-видимому, сильно изменяло направление (карьер в г. Дубно, дельтовые отложения); *Б* — в основном, очевидно, изменилась скорость течения, направление в общем выдерживалось (карьер близ Тулы). (Составлено Л. Н. Ботвинкиной по зарисовкам слоистости в песках тульской толщи (C_1))

Мной был сделан ряд зарисовок такого типа слоистости, причем некоторые из них представляют собой точные копии, снятые с обнажения на кальку (см. гл. XV). Анализ соотношений слойков привел нас к мысли, что подобный тип слоистости образуется в неустойчивых условиях изменения направления и скорости течения, когда каждый последующий песчаный вал налегает на предыдущий с небольшим размывом его гребневой части.

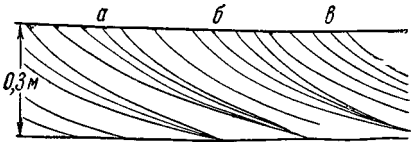
Разберем этот тип слоистости на примере текстуры, детально изученной нами в песчаном карьере близ г. Дубно Тульской области (C_1^t) (фиг. 59, А). Здесь сначала отлагалась I серия. Течение было направлено влево. Затем налегает II песчаная серия, формируемая потоком в общем того же направления. Сила течения возрастает во время формирования серии (слойки делаются все круче).

Между отложениями I и II серий произошло некоторое изменение направления течения, так как наклонно срезана часть (верхушки гребней) предыдущей серии. Затем, между отложениями II и III серий, изменилось направление течения, которое влекло материал по несколько наклонному дну снизу вверх и сначала выравнивало поверхность склона, а затем стало наращивать песчаный вал, причем здесь опять-таки налицо усиление скорости течения; результатом его явилось увеличение крутизны угла наклона слойков и некоторый размыв основания песчаного вала. IV серия — результат наращивания нового песчаного вала при сохраняющемся направлении течения.

Таким образом, то, что кажется пучком слойков, выходящих из одной точки, по существу, представляет собой результат последовательного наслоения нескольких серий. Пучковидная слоистость, образованная последовательным налеганием серий в результате смещения течения, но с сохранением общего его направления и с нарастанием скоростей, показана на фиг. 59, *Б*.

Условия для формирования такого типа слоистости наиболее благоприятны в обстановке подводной части дельты, где наблюдается: а) растекание потока и поэтому разнообразие в направлениях течений, б) изменение скорости течения, в) наличие двух основных встречных направлений: одно — потока реки, продолжающееся и ниже уровня водоема, второе — приливных и отливных движений воды в водоеме. Налегание этих двух направлений усложняет слоистость осадка. Другие примеры пучковидной слоистости приводятся в гл. IX.

Несколько сходное явление наблюдалось нами в конусе выноса небольшого оврага в другой, широкий и большой овраг (см. гл. VIII). Борта оврагов сложены рыхлыми песчаными отложениями, под бровкой — глинистыми. Канава, пройденная вкрест направления небольшого оврага, образовавшего конус выноса, показывает как бы «дихотомическое» ветвление слоистости и образование «пучка слойков». Отличие от разобранного нами случая состоит лишь в том, что здесь ветвление и раздваивание слойков происходит только вверх.



Фиг. 60. Серия косых слойков, группирующихся в пучки (*а, б, в*). Мелкозернистый песок девона, Латвийская ССР. (Зарисовка В. Т. Белоусовой из книги «Спутник полевого геолога-нефтяника», 1954).

Проводя аналогию с обычным путем образования косослоистой серии, можно было бы предположить еще, что это результат передвижения песчаного вала (справа налево в плоскости рисунка). В действительности здесь слоистость образовалась взаимодействием двух временных потоков. Один поток, создавший этот конус выноса, направлен перпендикулярно плоскости рисунка из отрога основного оврага. Он несет более светлый песчаный материал — результат размыва склонов. На этот песчаный конус выноса периодически намывается более тонкий коричневый глинистый наилок, приносимый водами потока основного оврага, направленного слева направо в плоскости рисунка. Таким образом, и здесь «дихотомически ветвящаяся» пучковидная слоистость, несомненно, образовалась в результате двух направлений течений.

Примеры подобной слоистости приводились и другими исследователями (фиг. 60), однако они не давали объяснения механизма ее образования. Приведенный анализ этого типа слоистости позволяет сделать вывод, что образование сложной косой слоистости (облекающей или пучковидной) всегда обусловлено изменением как скорости, так и направления течения.

Сложная горизонтальная слоистость, образующая ритмы разных порядков. Этот тип слоистости впервые наблюдался Л. М. Бириной в песчаных глинах окской свиты южного крыла Подмосковного бассейна. Слоистость глин образована чередованием глины и песка, то очень тонким (микрослоистым), то более грубым. В микрослоях материал кварцевый, алевритовый, с обилием листочков слюды, в более мощных — мелкозернистый, песчаный, менее слюдистый. Глина синяя, жирная, с большим количеством пирита в виде конкреций и микроскопических вкраплений. В них отмечаются многочисленные растительные остатки и в то же время встречаются остатки брахиопод. Сложная система накладывающейся друг на друга слоистости обнаружена в обнажении близ Хмелевского оврага. Л. М. Бирина пишет: «Здесь наблюдается четыре пачки 0,5—1 м мощности ленточных глин, разделенные размывами. Каждая пачка состоит из более тонких (10 см) горизонтальных слоев, в свою очередь представляющих систему микрослоев. Наиболее тонкая слоистость образована микрослоистым чередованием глины и слюдистого алеврита и песка. Более крупная слоистость, которую мы называем

тонкой, образована периодическим опесчаниванием кверху микрослоистой пачки и таким же периодическим, но резким уменьшением песчанистости. В основании микрослоистой пачки глина обычно имеет конгломератовидную структуру. Таким образом, каждая микрослоистая пачка внизу более глиниста, вверху — более песчаниста, переход от глинистой части к песчаной постепенный, а от песчаной к глинистой — резкий.

Наиболее крупная слоистость представляет увеличенную копию средней. Каждый крупный слой состоит из пачки вышеописанных тонких слоев, в которых наблюдается постепенное усиление песчанистости, так что самый нижний слой является наиболее глинистым (содержит большее количество глинистых микрослоев), а верхний — более песчаным. Это опесчанивание заканчивается размывом и отложением следующей такой же пачки, внизу — более глинистой, выше — более песчаной. При этом, в отличие от предыдущей слоистости, каждая последующая пачка тонких слоев (следующий крупный слой) характеризуется уже большей глинистостью и самый последний крупный слой в обнажении является почти чистой глиной с еле заметными слоями слюдистого алеврита» (Бирина, 1940, стр. 141).

Выше по разрезу залегают чистая глина и известняки. Из приведенного описания видно, что имеются следующие элементы сложнослоистой текстуры: слойки, попарно образующие ленту; ритмично построенные пачки двух порядков, в каждой из которых материал закономерно изменяется от более глинистого до более песчанистого; и, наконец, серии, в изменении которых наблюдается обратная тенденция. Очевидно, сложная слойчатость, представленная слойками, лентами и пачками, является результатом ритмических сезонных изменений разных порядков. Изменение же серии связано с направленностью изменения фациальных условий; это подтверждается тем, что толща отложений завершается чистой глиной и известняком.

Такая сложная серийно-ритмическая слоистость представляет собой следующую цепь подчиненных друг другу слоевых элементов: слой разделяется на серии, серии — на пачки (иногда не одного, а двух и более порядков), пачки — на пары слойков (являющиеся, по существу, элементарной пачкой из двух слойков) а последние — на слойки.

Сложная слоистость в некоторых известняках. Как известно, известняковые толщи зачастую имеют сложное строение в результате переслаивания различных известняков. Примеры подобной разнообразной слоистости также приведены Л. М. Бириной (1940). Она указывает, что преобладающим типом в окских известняках является горизонтальная слоистость, образованная «чередованием толстых (0,10—0,70 м) слоев фораминиферового известняка и тонких (0,03—0,20 м) слоев детритусового известняка» (стр. 142). Изредка появляются слои известняка микрозернистого. В отдельных слоях известняков некоторых типов наблюдается микрослоистость (т. е. слойчатость); в детритусовых слоях она обусловлена ориентировкой плоских частиц параллельно плоскости наслоения. Слои микрозернистого известняка обладают плойчатой микрослоистостью, образованной чередованием, в результате периодического выпадения химического осадка, волнистых микрослоев микрозернистого кальцита. Фораминиферовые известняки и ракушечники слоистостью обычно не обладают. Отсюда Л. М. Бирина делает весьма существенный вывод: «Таким образом, в окских известняках можно выделить крупную слоистость, обусловленную чередованием слоев известняка различного типа, и мелкую слоистость, свойственную осадку определенного типа» (1940, стр. 143).

Как же называть такую сложную слоистость? В соответствии с основными положениями и понятиями, изложенными в гл. II, такую текстуру известняка нельзя считать сложной слоистостью породы, а следует рас-

сматривать как пласт известняка, состоящий из слоев различного происхождения, каждый из которых, в свою очередь, имеет особую внутреннюю текстуру (слойчатую или массивную).

Органогенному известняку свойственна слойчатость, обусловленная динамикой движения воды и формой органических остатков, хемогенному — скрытая слойчатость, обусловленная химическими процессами, а перекристаллизованному известняку — массивная вторичная текстура.

Рассмотренный случай, описанный Л. М. Бириной, является примером сложного строения пласта, а не сложного типа слоистости породы (слойчатости).

Итак, сложным типом слоистости (слойчатости) следует считать слоистость, представленную определенным постоянным сочетанием различных морфологических типов, видов, или даже разновидностей, причем обязательно в условиях неизменно одной фациальной обстановки.

Выше мы разобрали лишь некоторые примеры сложных типов слоистости. Однако ими далеко не исчерпывается все многообразие сложных сочетаний слоистости, характерных для тех или иных условий отложения осадка. Очевидно, многие типы, встречающиеся в природе, еще не описаны и ждут своих исследователей. Нужно только помнить при описании новых типов, что не всякое сочетание образует сложный тип, а лишь сочетание устойчивое, постоянно существующее и именно в таком виде связанное с фациальными условиями. Если исследователь не будет помнить об этом, то в качестве нового типа он будет описывать всякие случайные сочетания разных видов слоистости, а это повлечет за собой выделение бесконечного количества типов, т. е. в конечном итоге, приведет к отсутствию типизации.

7. ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПЛОСКОСТЕЙ РАЗДЕЛА СЛОЕВ, СЛОЙКОВ И ИХ СЕРИЙ

О механизме возникновения плоскостей раздела слоев, слойков и их серий мы уже частично говорили при разборе механизма формирования того или иного типа слоистости. Поэтому в настоящем разделе мы ограничимся лишь кратким рассмотрением причин, которые вызывают появление поверхностей раздела, т. е. обусловливают один из признаков проявления слоистой текстуры (см. гл. III).

Относительно причин появления плоскостей раздела слоев существуют две различные точки зрения. Еще Науман (Naumann, 1858, стр. 458) высказывал мнение, что слоистость обязана своим появлением паузе, перерыву в образовании осадков. Эта теория перерыва долгое время была господствующей, ее придерживались Кайзер (1923), Андре (1915) и др. Вальтер (1891—1894, 1919) высказал иную мысль; он утверждал, что слоистость происходит вследствие различия в материале породы, которое является результатом изменения фаций. Малейшее изменение условий седиментации влечет за собой изменение свойств осадка, следовательно, ясная слоистость указывает на непосредственное изменение литологических условий.

Однако, как известно, переход между двумя соседними фациями на площади чаще бывает постепенным, и смена фаций должна дать не резкую пластовую или слоевую границу, а постепенный переход, за исключением тех случаев, когда области отложения различных осадков резко разграничиваются на площади (например, торфяное болото и граничащие с ним прибрежно-морские отложения). Н. А. Головкинский (1869), еще ранее Вальтера указавший на миграцию фаций как причину слоеобразования, учитывал последнее обстоятельство; поэтому причину резкости границ между слоями он видел в «наличии тонких прослоек, перемежающихся с породой смежного слоя» и представляющих собой «чрезвычайно

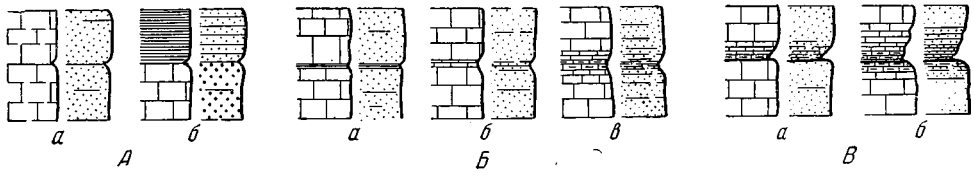
Таблица 12

Зависимость линий раздела стратификационных единиц от разных причин

Причина		Форма контакта	Характер контакта (по четкости и постепенности)		Для раздела каких стратификационных единиц более характерно
Фациальные изменения в результате миграции		Теоретически линия контакта ровная, горизонтальная или почти горизонтальная	Чаще — постепенный переход, реже — отчетливый и резкий контакт		Для пластов
Перерывы в седиментации	Размыв (в том числе сингенетичный)	Неровная: вогнутая или неправильная, реже — плоская	Обычно резкий или отчетливый		Для пластов и слоев; в в меньшей степени для серий слойков (главным образом размыв), еще менее — для слойков
	Растворение	Обычно ровная, плоская	Резкий или отчетливый. Пленки на поверхности наслоения		
	Прекращение осадконакопления	В зависимости от формы осадка и движения среды во время перерыва	Может быть различным		
Изменения осадконакопления при непрерывной седиментации	Смена осадочного материала	Зависит от характера движения среды отложения	Зависит от материала, слагающего смежные слои		В первую очередь для слойков и серий слойков, в меньшей степени для слоев
	Изменение направления и скорости течений	Может быть различной. Границы серий слойков плоские, с разным углом наклона или вогнутые, редко — выпуклые	Отчетливый, реже — неотчетливый		
	Изменение мгновенных скоростей	Различная форма слойков в зависимости от характера движения среды отложения	Отчетливый, реже — резкий или постепенный		
	Сезонная смена осадочного материала	Обычно ровная, плоская. Может быть облекающей	Может быть различным. Часто попеременно — то постепенный, то резкий или отчетливый		
Различные причины, вызывающие постепенные переходы между слоями		Обычно ровная	Постепенный переход от слоя к слою	Непосредственный	Для слоев и слойков
				Через переслаивание	Для слоев
			Наличие тонкого прослоя, связывающего слои (связывающий прослой)		Для слоев

острые и вытянутые зубцы» (стр. 329). Возникновение этих зубцов он объяснял не миграцией береговой линии, а нарушением правильности процесса слоеобразования, возникающим под влиянием климатических факторов в широком смысле этого слова. Н. А. Головкинский указывал, что мощность толщи, переходной между соседними типами осадков, даже в идеально правильном случае является незначительной величиной.

Таким образом, были высказаны две противоположные идеи, а именно: 1) плоскости раздела слоев отвечают перерыву в осадкообразовании; 2) эти плоскости образуются в случае изменения условий при непрерывной седиментации. Эти две концепции в какой-то степени продолжают существовать и до настоящего времени.



Фиг. 61. Типы переходов между слоями. (По Lombard, 1956, с изменениями).

А — слои разделены плоскостью: *а* — плоскость наслоения ровная, простая, без связывающего прослоя, литологический состав смежных слоев одинаков, *б* — то же, но литологический состав смежных слоев различен; *Б* — слои разделены связывающим прослоем: *а* — связывающий прослой тонкий (например, глинистая пленка), он отчетливо выражен, *б* — плоскость наслоения неотчетлива, связывающий прослой лишь намечается, *в* — связывающий прослой имеет постепенные переходы в верхний и нижний слои; *В* — слои разделены и плоскостью раздела и связывающим прослоем: *а* — плоскость раздела ровная или слабонеровная, а связывающий прослой постепенно переходит в один из слоев, *б* — в верхнем и нижнем слоях отмечается постепенное изменение породы по направлению к границе раздела

Спорным остается также вопрос о том, всегда ли слоевой шов является поверхностью наслоения. Анализ достаточно большого материала позволяет нам утверждать, что граница слоя или слойка всегда являлась поверхностью отложения осадка в какой-то определенный момент, предшествующий образованию следующего слоя. Однако появление этой поверхности наслоения может быть обусловлено различными причинами: либо перерывом седиментационного процесса, либо же изменением условий в среде осаждения при непрерывном ходе накопления осадка. Результатом действия той или иной причины являются различный характер и различная форма контакта слоев, слойков и серий слойков, а также различные типы переходов между ними (см. табл. 12).

Поверхности раздела слоев, обусловленные миграцией фаций, нами здесь не рассматриваются, так как результатом смены фаций является образование уже не слоев, а пластов (см. гл. II). Разбор этого интересного вопроса уже выходит за рамки настоящей работы.

Ломбар (Lombard, 1956) выделяет два типа слоевых границ: диастемы (diasteme), или поверхности стратификации, которые разделяют слои или пласты, и связывающие прослои (joint), или слоевые швы, объединяющие два слоя или пласта. Эта два типа слоевых границ встречаются и раздельно и вместе (фиг. 61).

Перерывы в седиментационном процессе

Перерывы в седиментационном процессе могут быть вызваны размывами (разного масштаба) континентальными или морскими, растворением верхней части отложенного осадка (полным или частичным) и прекращением осадконакопления, в том числе в связи с появлением условий, неблагоприятных для осаждения определенного осадка внутри данной фации.

Размыв чаще дает неровную поверхность раздела, то неправильную, с карманами и углублениями, то более правильную, ровную или же желобчатую, вогнутую. Вогнутая форма границ косослоистых серий часто может быть вызвана именно сравнительно слабой эрозионной деятельностью отдельных струй. Морской размыв крупного масштаба (например, при трансгрессии) может дать плоскостной смыв отложений и таким образом создать предпосылки для образования плоского слоевого (или серийного) шва. Что же касается слоевого шва, то он в результате размыва обычно бывает резким или, во всяком случае, отчетливым (если граничащие слои близки по составу).

К контакту размыва следует отнести размыв в результате изменения направления течения, а также сингенетический размыв, рассмотренный нами при описании механизма формирования косослоистых серий, когда склон песчаного вала, расположенный против течения, непрерывно размывается и осадочный материал переносится на нижний, крутой склон.

Растворение осадка наблюдается довольно часто, особенно в хемогенных осадках. При растворении, как правило, создается ровная горизонтальная поверхность для последующего наслоения и, следовательно, образуются правильные горизонтальные слоевые швы. (Мы, конечно, не рассматриваем в данном случае примеры, когда растворение вызвано осушением,— выходом осадка на поверхность, так как при этом отмечается резкая смена фаций, с чем связано, как мы показали выше, явление не слое-, а пластообразования). По своему характеру слоевой шов, образовавшийся в результате растворения, может быть резким или отчетливым. Часто в результате растворения образуется глинистая пленка на поверхности наслоения, когда глинистый налет является остатком верхней части слоя, из которой удалены составные части, поддающиеся растворению (например, в глинистом известняке).

Прекращение осадконакопления само по себе не вызывает появления определенной формы поверхности наслоения. В этом случае форма слоевого шва будет зависеть либо от форм, образуемых осадком нижнего слоя (например, рябь) при неподвижности среды отложения, либо же от характера движения последней во время перерыва.

Прекращение осадконакопления может создать характер контакта любой четкости, в зависимости от длительности перерыва и состава смежных слоев. Частным случаем перерыва осадконакопления являются неблагоприятные условия, вызванные разными причинами. Например, возможен случай, когда при трансгрессии моря данный участок морского дна настолько удаляется от влияния берега, что на нем отлагаются только известковистые осадки, в то время как климатические условия или отсутствие соответствующих организмов не создают возможности для образования известкового ила. В результате, пока эти условия не изменятся в благоприятную сторону, произойдет некоторый перерыв в отложении. Во всех этих случаях появляется стратификационная поверхность, которая в дальнейшем становится границей слоев.

Изменения при непрерывности седиментации

Смена осадочного материала дает контакты различной формы, в зависимости от характера движения среды осаждения. Четкость проявления серийного шва обусловливается степенью различия материала, слагающего смежные слои. Таким образом, хотя смена осадочного материала и вызывает слоеобразование и возникновение слоевых швов, она сама по себе, так же как и перерыв в осадконакоплении, не влияет на форму и четкость границ раздела слоев.

Изменение направления и скорости течений создает различные формы границ серий слоев: они могут быть плоскими, но накло-

ненными в разные стороны, вогнутыми и даже (реже) выпуклыми. Последнее обычно связано с изменением не только направления течения, но и его скорости.

Изменение мгновенных скоростей потока при турбулентном движении является одним из основных факторов образования слоистости пород (слойчатости). Это — механизм, при помощи которого постоянное движение течения создает попеременно-прерывистое, т. е. слоистое (слойчатое), строение осадка. Форма контактов между слойками при этом зависит от характера движения (скорость течения, волнения и т. д.). Границы между слойками в этом случае обычно отчетливые, реже — резкие, иногда неотчетливые.

Сезонная смена осадочного материала обычно связана со слоистостью вертикального оседания и, следовательно, дает ровные плоские границы слоев и слойков, или (реже) может образовать облекающие формы. Четкость границ различна — от резкого контакта до неясного.

Часто бывает, что характер границ слойков в сезонных осадках попеременно различен: резкий или отчетливый между парами слойков, образующими ленту, или варву, и более или менее постепенный между слойками внутри ленты. Типичным примером этого могут служить ленточные глины, для которых характерны резкая (или отчетливая) граница между слойками глинистым (зимним) и песчаным (летним) и постепенный переход от песчаного слоя к глинистому (т. е. от летнего к зимнему).

Переходы между слоями

Постепенные переходы между слоями могут быть разных типов: а) непосредственный (путем сортировки или дифференциации осадочного материала); б) через зону переслаивания и, наконец, в) через тонкий прослой, как бы связывающий два слоя.

Постепенный непосредственный переход подробно описан нами в гл. III, в связи с вопросом о ритмичности. Суть его заключается в том, что один слой, постепенно изменяясь, переходит в другой. Например, песчаник из грубозернистого в результате уменьшения размера зерен постепенно переходит в мелкозернистый и даже в алевролит; известняк, постепенно все более обогащаясь глинистой примесью, переходит, через глинистый известняк, сначала в известковистую, а затем в почти чистую глину и т. п.

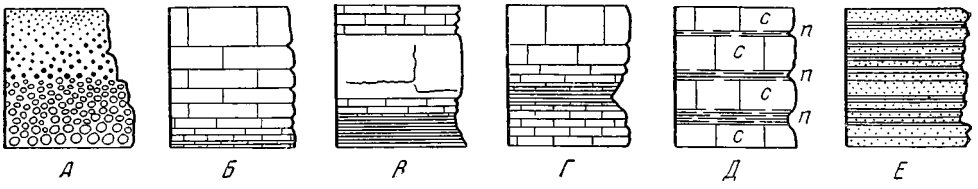
Постепенный переход от слоя к слою через зону переслаивания может осуществляться не только в результате непосредственного изменения соотношения слагающего слои материала, но и путем постепенно нарастающего появления прослоев одного состава в материале другого состава. Например, в песчанике появляются сначала редкие и тонкие глинистые прослои, затем их становится все больше, появляются они чаще, и наконец достигается такое соотношение, когда песчаный и глинистый материал содержится уже в равных количествах, а затем песчаные прослои становятся тоньше, появляются все реже и наконец совсем исчезают, и порода становится чисто глинистой. Этот переход от одной породы к другой через переслаивание в одних случаях происходит очень быстро, но в других случаях может быть очень постепенным, а иногда сильно растягивается, и переходная зона достигает настолько больших мощностей, что приобретает самостоятельное значение в виде «толщ переслаивания».

Связывающие прослои представляют собой особую разновидность стратификационных элементов. Они довольно детально описаны Ломбаром (1956), который называет их «joint», т. е. «связка», «связывающий прослой» [1]. Это тонкие прослои, заключенные между двумя пластами или сло-

[1] Слово «joint» буквально означает «слой цемента, связывающий кирпичи».

ями. Мощность их сильно варьирует — от тонкой пленки на поверхности наслоения до тонкого слоя. Состав связывающих прослоев обычно отличается от состава связываемых ими слоев. Внутренняя текстура этих связывающих прослоев бывает очень тонкослойчатой, листоватой, иногда желваковой.

Между связывающим прослоем и слоями, которые он связывает, отмечается либо постепенный переход, либо разрыв (диастема). Иногда можно как в слоях, так и в связывающих прослоях отмечать направленность изменения — то, что Ломбар называет «полярностью», т. е. асимметричное изменение слоя от подошвы к кровле (частным случаем чего является сортировка). Связывающий характер этих прослоев виден особенно отчетливо, когда элементы их имеются в соединяемых слоях. Например,



Фиг. 62. Различный характер изменения наслоения.

а — сортировка слоя; *б* — постепенное изменение слоев; *в* — резкое изменение слоев; *г* — «маятниковое» изменение слоев; *д* — слои (с) и прослои (*п*); *е* — беспорядочное чередование слоев двух пород.

глинистый прослой связывает два слоя песчаника, однако последние близ контакта имеют глинистую примесь. В некоторых случаях трудно отличить связывающий прослой от постепенного перехода симметричного строения.

Часто роль связывающих прослоев, подчеркивающих слоистость, играют детритовые элементы (особенно скопления обугленного растительного детрита), глинистые минералы, остатки фауны или флоры, иногда диагенетические минералы, приуроченные к слоевым швам. Эти связывающие прослои могут быть ровные или неровные, непрерывные или прерывистые, горизонтальные или какие-нибудь иные. Изменение характера связывающих прослоев указывает на эволюцию толщи в той же степени, как и изменение основных слоев и пластов.

Следует ли рассматривать постепенные переходы и связывающие прослои как особые границы слоев или же как самостоятельные стратификационные единицы,— это зависит от соотношения мощностей основных слоев и переходных элементов. Если первые намного больше вторых, мы имеем право говорить о переходе от слоя к слою, выделять границу слоев, или слоевой шов. Если же мощности их делаются примерно равными, то мы можем говорить о самостоятельных переходных слоях, имеющих, в свою очередь, постепенные переходы к выше- и нижележащим слоям.

Перерывы седиментации, вызывающие появление слоевых швов, изменение условий осадконакопления, постепенные переходы и связывающие прослои могут давать различные сложные сочетания в толщах осадочных пород. На фиг. 61 и 62 приведены некоторые примеры простых и более сложных случаев с указанием тех терминов, которые при этом наиболее целесообразно употреблять.

Не следует также забывать, что при прослеживании слоев в пространстве стратификационные элементы могут изменяться и переходить один в другой. Так, например, глинистый связывающий прослой, утоняясь по простиранию, может превратиться в глинистую пленку на поверхности наслоения, а затем совсем исчезнуть, перейдя в резкий контакт (шов).

Некоторые причины отсутствия слоевых и слойковых швов

Кроме основной причины образования массивной неслоистой текстуры породы — длительно-непрерывного накопления однородного материала (однообразные длительные условия седиментации), имеются и другие, мешающие образованию слоистой текстуры:

а) различия в приносимом материале могут уничтожаться перемешиванием его непрерывно действующими течениями, турбулентным движением воды, в силу чего осадочный материал, который должен дать отличающиеся один от другого слои с массивной текстурой, образует в действительности осадок смешанного состава, но слойчатый;

б) согласно Кюнену (1935), слоистость не образуется, если отлагается слой слишком тонкий по сравнению с величиной зерен осадка (например, в море Тимор, где в год накапливается в среднем 0,1 мм осадка);

в) поедание слоистого осадка живыми организмами нарушает слоистость (см. гл. XI), а иногда и нацело уничтожает первоначальную слоистую или слойчатую текстуру, а следовательно, и границы слоевых элементов.

8. ВЫВОДЫ

В настоящей главе было показано, что особенности слоистой текстуры создаются различным механизмом отложения осадка. Основные виды механизма следующие:

1. Вертикальное оседание осадка (под влиянием силы тяжести): а) оседание механической взвеси, б) выпадение из раствора или коллоида.

2. Перераспределение материала на поверхности отложения: а) течением (донные валы и рябь течения), б) волнением (волновая рябь).

3. Перераспределение подвижных компонентов осадка в диагенезе (в том числе послойное разложение органических остатков).

4. Развитие живых организмов.

Различный механизм отложения осадка, действуя в различных фациальных и климатических обстановках (в том числе в условиях сезонных изменений), и создает все многообразие слоистых текстур, которые мы будем описывать ниже. Здесь мы рассмотрели лишь общий характер основных процессов, определяющих возникновение слоистости. Механизм образования отдельных, частных видов слоистости в тех или иных фациальных условиях (например, в приливно-отливной зоне, на пойме и т. д.) будет подробнее разобран в соответствующих главах наряду с анализом фактического материала.

Знание механизма образования той или иной слоистой текстуры дает нам возможность выделить основные признаки, вытекающие из условий образования осадка, на которых следует основывать морфологическую классификацию слоистых текстур. Таким образом, механизм образования осадка является основой для морфологической классификации слоистости, которую мы и предлагаем в следующей главе. Наличие морфологической классификации, в свою очередь, делает возможным создание генетической классификации слоистых текстур, изложенной во второй части данной работы.

Глава V

ПРИЗНАКИ СЛОИСТОСТИ И МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУР

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ; РАЗЛИЧНЫЕ СПОСОБЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Классификация слоистости осадочных пород (слойчатости) может быть основана на различных принципах:

а) на принципе морфологическом, т. е. разделяться на типы по образуемым формам слойков и их серий, по тому рисунку, который виден в разрезе (слоистость косая, горизонтальная, диагональная и т. д.);

б) на основании различия в механизме образования, главным образом динамики движения среды отложения (слоистость волнения, течения, выпадения из взвеси, выпадения из раствора и т. д.);

в) на принципе фациальном, т. е. разделяться на типы по тем обстановкам, в которых она возникала (слоистость отложения речных русел, дельт, временных потоков и т. д.);

г) наконец в некоторых случаях слоистость можно различать по причинам ее возникновения (периодичность осадконакопления, климатические изменения и т. д.).

Из перечисленных принципов классификации только морфологический основан непосредственно на измерении и точном определении объективных признаков породы независимо от субъективного подхода исследователя. Все остальные принципы — генетические и базируются уже на трактовке этих признаков. Поэтому морфологическую классификацию и следует рассматривать как совершенно необходимую для правильного понимания слоистости, для точного и однотипного ее описания, на основании которого уже возможно делать вывод о генезисе породы.

Определение типа слоистости по любой другой из перечисленных классификаций является именно выводом исследователя и может быть спорным, а иногда и неправильным, если он не основан на материале сопоставления морфологической классификации с особенностями и механизмом отложения осадка.

Создание генетической классификации без разработанной морфологической неизбежно влечет за собой закрепление той или иной определенной формы слоистости за какой-то одной обстановкой осадконакопления (например, диагональная слоистость до сих пор многими геологами считается несомненным свидетельством отложения только в условиях временных потоков, что не совсем верно).

С другой стороны, можно привести ряд примеров, когда один и тот же морфологический тип слоистости разные геологи относят к различным

обстановкам осадконакопления. Например, рисунок слоистости, описанной В. И. Яворским и П. Ф. Ли (1948) как слоистость зоны прибрежных волнений, Д. В. Наливкин (1955—1956, т. II, стр. 143) приводит как иллюстрацию косой слоистости эоловых отложений, считая, что этот тип «гораздо более похож на косую слоистость в дюнах», без дальнейшего доказательства этого положения.

Таким образом, если геологи при описании разрезов будут сразу безапелляционно указывать генетический тип слоистости, не давая ее морфологической характеристики, это определение будет слишком субъективным, в разной степени (то более, то менее) точным, неодинаково обоснованным, и главное — не поддающимся в дальнейшем ни проверке, ни уточнению никем, в том числе и самим автором. Морфологическая классификация облегчает исследователю переход к классификации генетической.

При описании слоистых текстур, если мы хотим использовать их в дальнейшем для ряда выводов, в первую очередь для выяснения условий происхождения породы, необходимо сначала дать точное определение слоистости по форме, описать ее признаки, не упуская деталей, т. е. определить морфологический тип слоистости, сопровождая его той или иной количественной характеристикой (замеры мощностей слойков и серий, их протяженности, углов и азимутов падения слойков и др.). Затем, на основании этих определений, имеющихся в литературе данных и собственного анализа и синтеза автора, делается вывод о механизме образования слоистости и далее — о фациальной принадлежности этой слоистости, т. е. об отнесении ее уже к тому или иному генетическому типу. Это делается не только во время полевых наблюдений, но и при камеральной обработке.

Причины возникновения слоистости иногда определяются легко и бывают ясны сразу, иногда они определяются с трудом, а иногда так и остаются невыясненными.

Морфологическая классификация, основанная на реально существующих типах слоистости, теснейшим образом связана с механизмом их образования, как это мы показали в предыдущей главе.

На основании изучения механизма образования каждого признака слоистой текстуры были отобраны признаки, положенные в основу классификационных подразделений. Это, во-первых, признаки, наиболее существенные для выяснения условий образования осадка; во-вторых, наиболее общие, подчеркивающие объединение текстур внутри одной группировки и отличие их от смежных группировок; наконец, в-третьих, признаки, отчетливо видные в породе.

Таким образом, морфологическая классификация, хотя и построена на признаке формы слоевых элементов, но в действительности отражает механизм образования осадка, в то время как генетическая классификация слоистости отражает обстановку отложения осадка.

Так как морфологическая классификация должна облегчать переход к классификации генетической, ее следует строить с учетом возможных генетических различий. К настоящему времени уже накопился достаточно большой материал, дающий возможность такого построения.

В этой главе мы укажем особенности форм слоистых текстур признаки слоистости и классификацию ее типов, подтипов, видов и разновидностей, построенную на этих признаках. О приуроченности же различных морфологических типов слоистости к различным породам, их взаимосвязи и специфике слоистых текстур в породах разного генезиса и в некоторых осадочных полезных ископаемых говорится в последующих главах.

2. ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ

В данном разделе мы разберем лишь основные работы, в которых в той или иной степени была проведена классификация слоистости по морфологическому принципу и которые послужили как бы вехами в разработке этого вопроса, и не будем касаться классификаций, основанных на генетическом принципе, разбор которых дается в гл. VI.

Как уже было указано в гл. I, впервые классификация слоистых текстур по морфологическому принципу дана И. Вальтером в конце XIX в. Он выделяет следующие типы:

1) Отсутствие слоистости — частный случай общего явления. Разделяющих швов между слоями нет, порода представляется сплошной.

2) Неясная слоистость, когда разделяющие швы не имеют непрерывной протяженности, например, подчеркиваются только окаменелостями или другими включениями (по принятой нами терминологии — слоеватость).

3) Согласная правильная слоистость выявляется по приблизительной горизонтальности всех межслоевых швов. Так как она образуется вследствие меняющихся свойств налегающих друг на друга отложений, то в случае примерно одинаковой мощности говорят о переслаивании (этот тип, очевидно, может относиться и к горизонтальной слоистости и к горизонтальной слойчатости).

4) Несогласная слоистость возникает вследствие залегания нового отложения на частично денудированной поверхности. Замаскированное несогласие происходит в тех случаях, когда и лежащая ниже денудированная поверхность в данном пункте тоже горизонтальна. Из этого определения ясно, что здесь речь идет о несогласном залегании, т. е. о текстуре осадочных толщ.

5) Диагональная слоистость состоит в том, что один пласт, ограниченный сверху и снизу согласными ровными швами, распадается на отдельные мелкие слойки диагонального направления. Внутри одного пласта может быть ряд разделяющих плоскостей, наклоненных антиклинально в обе стороны. Этот тип слоистости может чередоваться с третьим типом. По нашей терминологии,— это чередование слоистости (слойчатости) косой и горизонтальной, но не диагональная слоистость в нашем понимании.

6) Выклинивающаяся слоистость — такая, когда слой или пласт в профиле все более утоняется и наконец выклинивается или даже переходит в межслоевой шов. Этот тип тоже связан уже с характером залегания пород.

7) Разновидность выклинивающейся слоистости представляет собой чешуеобразное налегание друг на друга выклинивающихся слоев, которое нередко встречается на склонах коралловых рифов в виде языков известняка, внедряющихся во вмещающие породы. Это тип наклонной налегающей слоистости в нашем понимании.

8) Неправильная слоистость характеризуется пестрым чередованием всех перечисленных выше типов. Таким образом, по существу она представляет собой уже не тип, а случай (весьма частый), когда в осадочной толще встречаются различные типы слоистости.

Таким образом, только типы 2, 3 и 5 можно считать морфологическими типами слоистости как внутренней текстуры пород (слойчатости). По нашей терминологии, это слоеватость (тип 2), горизонтальная слоистость, или слойчатость (тип 3), и чередование косой слоистости с горизонтальной (тип. 5). Седьмой тип может отвечать и слоистости и слойчатости, обусловленной рельефом дна.

Альберт Гейм (Alb. Heim, $1909_{1,2}$) различал слоистость без смены породы от слоистости со сменой породы. Кроме того, им был отмечен рит-

мический характер чередования слойков в некоторых горизонтально-слоистых толщах. Таким образом, им были выделены типы: повторная слоистость без изменения породы и повторная слоистость с изменением породы.

Для смешанных органо-механических осадков Альб. Гейм различал три случая: а) механический осадок постоянен, органо-химический периодически изменяется; б) химический или органо-химический осадок постоянен, механический же изменяется; в) оба вида осадка периодически изменяются.

Причины периодических изменений Гейм видел не в различии материала, приносимого с суши, а в периодическом изменении условий в самом водоеме. Он отмечал различия в отложении хемогенного и органического осадка, с одной стороны, и механического (кластогенного) — с другой; отсюда он делал вывод о различии в характере слоистости этих осадков. Так, для первого выделенного им типа химические осадки часто оказываются отчетливо и закономерно наслоенными, в то время как механические осадки могут не иметь выраженной слоистости (толщи моласовых конгломератов). При слоистости же, образующейся вследствие изменения породы, химические и органические осадки многократно повторяются в почти одинаковые периоды; в механических осадках эта периодичность отсутствует: чередование конгломератов, песчаников и глин может быть разнообразным и отчетливым, но не иметь характера правильной периодичности. Отсюда Альб. Гейм делает вывод: большая правильность в слоистости является правилом преимущественно для химических и многих органических осадков, а для чисто механических представляет редкое исключение. Причину этого явления Гейм видит в колебаниях химических условий вокруг некоторого положения равновесия, причем сам осадок может быть причиной изменения этих условий (1909 $_2$, стр. 338). Для механических осадков он указывает наличие ряда сложных слоеобразующих факторов, однако не видит в них периодически действующих причин. Из этой характеристики слоистости совершенно очевидно, что Альб. Гейм имел в виду слоистость осадочных толщ, а не внутреннюю текстуру пород (т. е. слойчатость).

Клоос (Cloos, 1914) для решения некоторых вопросов тектоники классифицировал косую слоистость по признаку формы косых слойков; он отметил, что в большинстве случаев косые слойки идут от верхней к нижней границе серии, изгибаясь выпуклостью вниз, поэтому у верхней границы серии слойки образуют углы более крутые, чем у ее нижней границы. Этот первый и притом наиболее часто встречающийся тип (до 95% наблюдений, по Клоосу) характеризуется следующим образом: верхняя граница серии косых слоев резкая, косые слойки книзу выгнуты и выполаживаются. Во втором типе, противоположном первому,— согласное прилегание к верхней границе и резкое примыкание внизу. По Клоосу, он наблюдается очень редко, чаще всего в известняках. В некоторых случаях наблюдается третий тип, когда имеется одинаково несогласный обрез у обеих границ при прямолинейном направлении косых слоев. Наконец, четвертый тип — s-образное изгибание слоев и касательное примыкание к обеим границам; по Клоосу, это случай возможный, но фактически им не наблюдавшийся[1]. Совершенно ясно, что подобная классификация была слишком односторонней, основанной только на одном признаке и только для типа косой слоистости.

Таким образом, можно считать, что после Вальтера классификацией слоистости, и в особенности слоистости пород, некоторое время никто не занимался. Только в 1915 г. появляется статья Андре, в которой он,

[1] Как мы увидим ниже, этот тип довольно широко распространен в морских отложениях.

обобщив все имеющееся в литературе предложения, дал единую морфологическую классификацую всех видов слоистости, начиная с первично-горизонтальной. Классификация Андре приведена в табл. 13 (взята в русском переводе из книги А. И. Заварицкого, 1932).

В его классификации еще недостаточно четко разграничены понятия наслоения пород и их слойчатости, однако она в основном приложима именно к последней. К сожалению, статья-сводка Андре не содержит рисунков и схем, по которым можно было бы точно представить себе выделяемые им типы слоистости.

Андре выделяет две основные группы слоистости: параллельную, согласную (т. е. горизонтальную), и наклонную, не согласную (т. е. косую).

Параллельную слоистость он считал результатом спокойного осаждения тонкозернистого материала, слоистость же с первичным наклоном слоев (косая), по его мнению, образовалась в результате роста конуса насыпания в воде или воздухе; ее наклон обусловлен обстановкой седиментации, а не наклоном ложа.

Породы с чередованием горизонтально- и косослоистых серий, в которых несогласие ясно отличается от эрозионного или тектонического, он предложил называть несогласно-слоистыми.

Большое значение Андре придавал признаку прерывности или непрерывности седиментационного процесса, по которому он все выделенные им типы слоистости относит к двум разным категориям: α) непрерывная седиментация и β) прерывистая седиментация. Наиболее существенными признаками параллельной слоистости он считал ритмичность (повторяемость) и симметричность или асимметричность [на последнее указывал ранее Винклер (Winkler, 1926)]. К асимметричной слоистости он относил сортированную слоистость, что совершенно правильно. Следующий признак для разделения параллельной слоистости — это изменение или неизменность литологического состава слоев.

Косую слоистость Андре делит на три группы: простую наклонную (конусы выноса, блуждающие дюны), диагональную, состоящую из чередования горизонтальных и косослоистых серий (дельтовая, отложения потоков), и косую перекрестную, образованную частым изменением направления течения. В последней он отмечал наличие выпуклой или вогнутой формы слойков (слоистость дюн и мульд).

Основным недостатком этой классификации является, во-первых, то, что она охватывает далеко не все существующие в природе типы и виды слоистых текстур, а во-вторых, то, что выделенные им группы частично перекрывают друг друга, и иногда бывает трудно их разграничить. Наклонную периклинальную слоистость осадков, облекающих коралловые рифы, Андре называет биогенной, что принципиально неправильно, так как формируется она под воздействием движений воды вокруг рифа, т. е. механическим путем (см. гл. IV).

Андре правильно резко разграничивает случаи, когда наклон слоев обусловлен рельефом дна, от случаев настоящей косой слоистости, обусловленной особым типом седиментации. Существенным в выводах Андре является положение, что отсутствие или наличие слоевых швов не имеет решающего значения при определении сущности слоистости. В противоположность взглядам Вальтера он считал, что перерывы в отложении хотя и не всегда обязательны, но для многих типов слоистости существуют и даже имеют решающее значение. Он отмечает взаимную связь признаков слоистой текстуры и осадкообразующих факторов: углов наклона слойков, величины и формы слагающих породу компонентов, мощностей слоевых единиц и характера их контактов. Интересно отметить, что еще в 1915 г. Андре указывал на недостаточность таких определений, как, например, «песчаник с перекрывающейся слоистостью» или «диагонально-слоистый оолит».

Таблица 13

Классификация слоистости по Андре (1925)

Слоистость					Непрерывная	С перерывами
I. «Нормальная» (согласная) параллельная слоистость	Повторная слоистость	Слоистость без изменения породы	Симметрическая параллельная слоистость	*a*. Симметрическая параллельная слоистость без изменения породы	—	I *a*β. Повторная слоистость без изменения породы, но с перерывами в отложении
		Слоистость, сопровождаемая изменением породы		*b*. Симметрическая параллельная слоистость с изменением характера породы	I *b*α. Симметрическая повторная слоистость только с изменением пород	I *b*β. Симметрическая повторная слоистость с изменением породы и перерывами в отложении
			Периодическое изменение породы	*c*. Периодическая параллельная слоистость с изменением породы	I *c*α. Периодическая повторная слоистость только со сменой фации	I *c*β. Периодическая повторная слоистость со сменой фаций и перерывами в отложении
	Обыкновенная параллельная слоистость		Совершенно несимметрическое изменение породы	*d*. Несимметрическая параллельная слоистость	I *d*α. Обыкновенная параллельная слоистость только с несимметрической сменой фации	I *d*β. Обыкновенная параллельная слоистость с несимметрической сменой фаций и перерывами в отложении
II. Косая слоистость (несогласная)	*a*. Простая косая слоистость: слоистость конуса накопления, растущего в одну сторону (особое внимание обращается на простирание и падение косых слоев и изменение углов в зависимости от расположения разреза)				II *a*α. Косая слоистость отдельно от конуса накопления (осыпь, песчаные блуждающие дюны)	—
	b. Диагональная слоистость; происходит из комбинации нормальных (I) и по типу II,*a* отложившихся пачек слоев. Последние с одинаково направленным углом падения				II *b*α. Диагональная слоистость без перерыва в отложении (сюда относится большая часть отложений около рифов; некоторых слоистых потоков)	II*b*β. Диагональная слоистость с перерывами в отложении и со смывом нормально наслоенных в основании слоев (слоистых потоков)
	c. Перекрещивающаяся слоистость. Накопление слоев типа II, *a* с многократной сменой направления падения, т. е. направления роста соответствующего склона накопления				—	II. Перекрещивающаяся слоистость с часто повторяющимися перерывами в отложении и с наслоением вследствие сноса, обычно из разделяющихся горизонтально слоев (слоистость дюн и мульд)

Эвальд (Ewald, 1920), сопоставляя генетические типы эоловой и речной слоистости, обратил внимание на различный механизм образования косослоистых серий в этих отложениях. Кроме того, он разбирает вопрос о соотношениях различных слоевых единиц, т. е. о морфологических элементах слоистых текстур, не давая, однако, никакой их классификации.

В нашей отечественной литературе до 1926 г. классификацией косой слоистости занимался только Ю. А. Жемчужников (1923, 1926), причем основной его задачей было показать типы слоистости, характерные для тех или иных фациальных условий отложения осадка. Следовательно, его классификация является генетической. Однако в основу ее он кладет ряд морфологических признаков, приведенных в табл. 14.

Таблица 14

Признаки различных типов косой слоистости по Ю. А. Жемчужникову, 1926

I. Общие наблюдения в разрезе

а) Форма слоистости

1) Имеется ли кровля и почва из горизонтальных слоев.
2) Параллельны ли косые слои в одной серии.
3) Прямолинейны ли они.
4) Наблюдается ли резкое несогласие в кровле или в почве.
5) Мощность отдельных серий (косых и горизонтальных).
6) Угол наклона косых слоев в разрезе и истинный, средний и максимальный.
7) Направление наклона в разрезе и истинное, при различных — преобладающее.
8) Наличность знаков ряби (рипль-марк).
9) Присутствие прослойков глин, их направление и мощность.
10) Присутствие окаменелостей, их характер и сохранность.

б) Текстура и состав.

11) Чем определяется слоистость (различие в величине компонентов, цвете, удельном весе, минеральном составе и пр.).
12) Сортировка.
13) Изменение величины зерен в одном слое.
14) Пределы текстурных различий (в толще).
15) Средняя крупность зерна.
16) Различие в грубости материала косых слоев и горизонтальных, в кровле и в почве.
17) Форма компонентов.
18) Минералогический состав.
19) Степень чистоты основного материала.

II. Наблюдения в плане

20) Постоянство или эпизодичность самого явления.
21) Колебания в направлениях наклона слоев.
22) Колебания в мощности всей толщи.
23) Распространение.

Этот перечень признаков — своеобразная «анкета» — лег в основу многочисленных последующих наблюдений над слоистостью и выводов о генетической принадлежности пород. Об очень большом значении этой работы Ю. А. Жемчужникова в целом мы уже говорили в гл. I. Здесь укажем только, что, несмотря на изменение представлений о характеристике слоистости пород различных генетических типов, предложенные им признаки продолжают сохранять свое значение и частично совпадают с рядом признаков, положенных в основу морфологической классификации, предлагаемой в настоящей работе.

После работы Андре следующей серьезной попыткой морфологически классифицировать слоистость была работа Гоппе (Hoppe, 1930), напи-

санная в результате изучения триасового пестрого песчаника, отличающегося большим разнообразием косой слоистости. В пестром песчанике Оденвальда он различает следующие виды слоистости: 1) однообразную параллельную, или «нормальную», 2) наклонную в одну сторону (соответствует простой косой слоистости, по Андре), 3) диагональную, 4) спутанную (перекрестную), 5) синклинальную (перекрестную), 6) волнообразную, 7) неправильную грубовздутую (грубоузловатую), 8) сложную.

Первый из перечисленных типов — обычная горизонтальная слоистость, отложенная на горизонтальной поверхности дна, «как листы книги». Типы 2, 3, 4, 5 — косая слоистость. При этом наклонная в одну сторону (2) выделяется как тип в том случае, если она встречается самостоятельно и отделена от других типов ясными швами (например, при миграции дюн). Диагональная слоистость, как и у Андре, представляет собой чередование серий горизонтальных и косых слойков, причем у последних может меняться угол наклона, но не направление. Спутанная перекрестная слоистость выделяется тогда, когда косо наслоенные серии примыкают друг к другу, причем направление и угол наклона могут меняться в одной серии и в соседних. Максимальный угол наклона в среднем 12—15°. Синклинальная (или мульдообразная) перекрещивающаяся слоистость выделяется, когда слойки дугообразно изогнуты вниз. Отдельные группы косых слойков дают неправильные, находящие друг на друга линзообразные формы. Иногда можно наблюдать выполаживание слойков или изменение углов наклона до 20°. Таким образом, различие между спутанной и синклинальной слоистостью в основном заключается в форме слойков (прямолинейной или вогнутой) и в их разно- или однонаправленности. Типы 6 и 7 Гоппе включает в особую группу, которой он не дал специального названия. Однако мы видим, что он впервые подошел к выделению волнистой слоистости в самостоятельный тип. Собственно волнистая слоистость, по Гоппе, связана с горизонтальной. Гребни и впадины могут быть различной длины и высоты, например 10 и 2,5 см (индекс равен 4). Он отмечает переходы к следующему типу — грубовздутой слоистости. Последняя охарактеризована Гоппе недостаточно четко. Он указывает, что волнистая слоистость наблюдается только в горизонтальных слойках, а неправильная грубовздутая может быть встречена и в косых. Последнее замечание делает этот тип еще более непонятным. Судя по схеме, им приведенной, можно думать, что этот тип слоистости он выделил в связи с текстурами оползания (дающими местные «вздутия»), которые могут быть встречены как среди волнистой, так и среди косой слоистости.

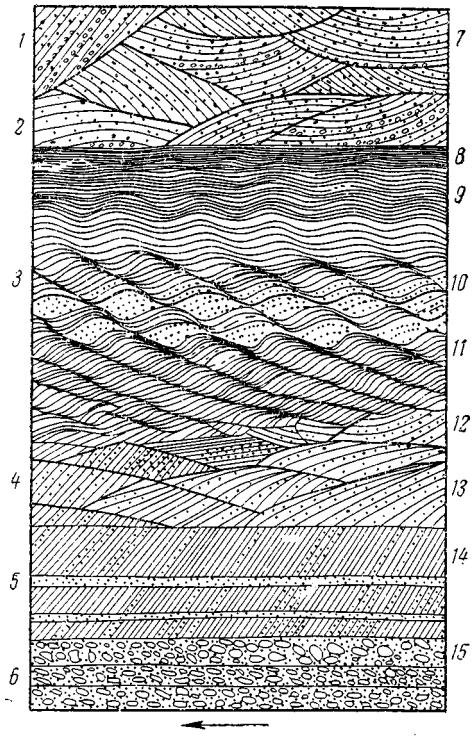
Преимущество классификации Гоппе — в отнесении ее к явлению слоистости пород, в простоте и ясности характеристики, а также в выделении типов, действительно весьма распространенных в природе. Однако она, конечно, не только не является исчерпывающей, но даже далеко не достаточно полной. Автор высказывает некоторые соображения о генезисе каждого из выделенных видов, следовательно, эта классификация отчасти является и генетической.

В дальнейшем Андерсен (Andersen, 1931) дал классификацию[1] косой, волнистой и горизонтальной слоистости, встречающейся в кластических осадках. Она основана на динамике осадочного процесса, а выделенные им типы являются различными типами слоистости течения.

На схеме Андерсена (фиг. 63) даны: горизонтальная слоистость (в глинах и конгломератах), холмистая слоистость (внутри которой отмечаются различия по степени смещенности гребней валиков) и косая слоистость (три типа: выпуклая, вогнутая и непрерывно-косонаслоенная). Таким образом, здесь уже довольно отчетливо намечается выделение трех

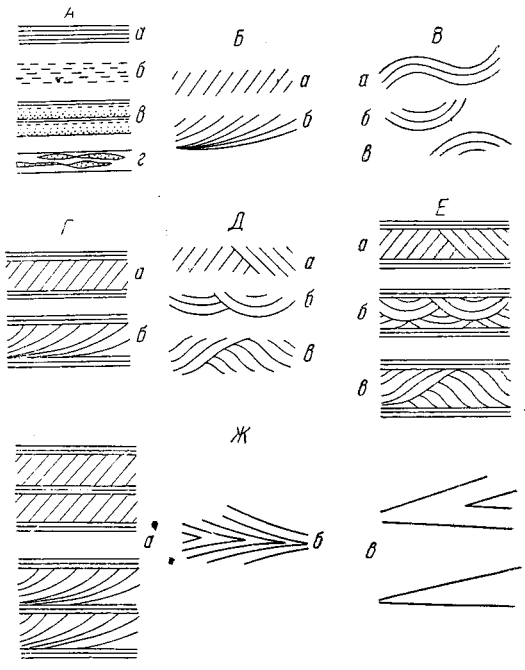
[1] Приводится по книге Петтиджона (Pettijohn, 1949).

основных типов слоистости: горизонтальной, волнистой и косой. Эта типизация построена с учетом фаз транспортирующего потока (дюнной, гладкой, антидюнной), выделенных Джильбертом (1914). Из схемы (фиг. 63) не ясно, в чем именно заключается различие косой (cross) и наклонной (incline), диагональной, выпуклой и вогнутой слоистости.



Фиг. 63. Схематическое изображение типов косой слоистости в отложениях гравия, песка и глины. (По Андерсену, см. Pettijohn, 1949)

1 — диагональная косая слоистость; *2* — выпуклая косая слоистость; *3* — смещенная рябь; *4* —диагональная наклонная слоистость; *5* — горизонтальный слой; *6* — горизонтальные слои; *7* — вогнутая косая слоистость; *8* — горизонтальные слои глины; *9* — простые волнистые слои; *10* — односторонние волнистые слои; *11* — волнистая наклонная слоистость; *12* — вогнутая наклонная слоистость; *13* — выпуклая наклонная слоистость; *14* — непрерывно наклонно наслоенные пласты; *15* — горизонтальные слои. Стрелка указывает направление потока, который отложил осадки под слоями глины. Выше этот поток повернул вправо под углом к видимому разрезу



Фиг. 64. Классификация слоистости. (По Брунс, Жемчужникову, Иванову и др., 1941)

А — горизонтальная слоистость: *а* — линейная, *б* — прерывистая (штриховая), *в* — повторная, *г* — линзовидная; *Б* — косая слоистость: *а* — прямолинейная, *б* — криволинейная; *В* — волнистая слоистость: *а* — собственно волнистая, *б* — синклинальная (мульдообразная), *в* — антиклинальная; *Г* — диагональная слоистость (косвенная + + горизонтальная): *а* — прямолинейная, *б* — криволинейная; *Д* — перекрестная слоистость (комбинация косвенных или волнистых слоев с разным направлением наклона): *а* — прямолинейная, *б* — мульдообразная, *в* —волнистая; *Е* — диагонально-перекрестная слоистость (комбинация горизонтальной и перекрестной): *а* — прямолинейная, *б* — мульдообразная, *в* — волнистая; *Ж* — сложные типы слоистости: *а* — многоярусная, *б* — перистая, *в* — клиновидная

Петтиджон сопоставляет схему Андерсена с классификацией Андре. Надо отметить, что в этом вопросе схема Андерсена является дальнейшим шагом вперед.

Твенхофел (1936), уделяя довольно много внимания различным причинам напластования, из всех видов слойчатости разбирает только диагональную (т. е. косую), в зависимости от фациальной обстановки, при-

чем отмечает такой ее морфологический признак, как углы наклона слойков, и почти не касается других.

В советской литературе в 30-х годах в некоторых общих руководствах по осадочной петрографии и геологии давались очень краткие понятия о слоистости пород, обычно без четкого разграничения понятий слоистости как напластования и слойчатости, хотя везде отмечается, что «слоистость является основным признаком осадочных пород». А. Н. Заварицкий (1932), описывая слоистые текстуры, в общем основывался на морфологической классификации Андре.

М. С. Швецов (1934) приводит для слоистости генетическую классификацию по Ю. А. Жемчужникову, а в своей, более поздней работе (1948) он ее повторяет; так же поступает и Л. В. Пустовалов (1940). Ю. А. Жемчужников (1940_3) в газете «Горняцкая Правда» предложил свою морфологическую классификацию слоистости текстур осадочных пород. Здесь, пожалуй, впервые столь четко разделяются три простых типа слоистости «равного ранга» — горизонтальная, косая и волнистая. Однако дальнейшее их подразделение, по существу, является не классификацией, а лишь некоторыми примерами, причем далеко не достаточными и не полными.

В следующем, 1941 г. выходит статья пяти авторов (Е. П. Брунс, Ю. А. Жемчужникова, Г. А. Иванова, П. Ф. Ли, Е. А. Перепечиной), в которой приводится классификация слоистости (фиг. 64), целиком повторяющая классификацию Ю. А. Жемчужникова, опубликованную в 1940 г. Эта классификация, помимо своей неполноты, обладает рядом других недостатков: некоторые типы, помещенные в разные группы, ничем не отличаются друг от друга (например, диагональная и многоярусная, перистая и клиновидная слоистость). Два последних типа, кроме того, на самом деле представляют собой не сложную, а простую косую слоистость, лишь с разным направлением слойков в смежных сериях, так как нет такого механизма, который мог бы создать перистую слоистость в одной серии.

Линзовидную слоистость, как мы это показали в предыдущей главе, следует связывать не с горизонтальной, а с волнистой или пологоволнистой слоистостью. Из трех типов диагонально-перекрестной слоистости с некоторой натяжкой можно признать лишь мульдообразную. Что же касается прямолинейно- и волнисто-диагонально-перекрестных, то они в таком виде вообще не существуют.

Однако, несмотря на свои существенные недостатки, морфологическая классификация Ю. А. Жемчужникова сыграла свою положительную роль, так как она дала геологам возможность однотипно называть некоторые довольно распространенные виды слоистости, не смешивая при этом косую и волнистую слоистость в одну группу и не считая горизонтальную слоистость чем-то совершенно принципиально отличным от первых двух.

В сборнике «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация», вышедшем в 1940 г. под редакцией Ю. А. Жемчужникова и сыгравшем такую большую роль в изучении слоистости (см. гл. I), Ю. А. Жемчужников повторяет генетическую классификацию, предложенную им в 1926 г., с тем же перечнем морфологических признаков.

В этом же сборнике в статье Г. Ф. Крашенинникова по морфологическому признаку выделены типы слоистых текстур, встреченных им в различных породах угленосной толщи Челябинского бассейна. При этом разные типы слоистости в песчаниках даются описательно. В алевролитах, аргиллитах и других тонко отмученных породах выделяются следующие типы слоистости: А) сплошная, Б) прерывистая, В) завершенная, Г) волнисто-прерывистая, Д) смешанная, Е) косая тонкопрерывистая, Ж) неправильная, З) горизонтальная, И) микрослоистость.

Все эти типы действительно существуют и даже являются весьма характерными для отложений некоторых осадочных толщ, в частности — для угленосных. Однако перечень их никак нельзя считать классификационным, даже в ограниченном значении, так как почти все типы выделяются по совершенно различным признакам (непрерывности или прерывистости слоев, форме, сложности строения, величине и др.). После этого многие геологи при описании осадочных толщ выделяют те или иные типы слоистости, характерные для изучаемых ими отложений, но не дают никакого их обобщения в более или менее стройную систему.

В зарубежной литературе в 30-х годах вышло много работ, в которых приводятся различные названия и перечни частных типов слоистых текстур, но ни один из них не может быть назван общим и классификационным, за исключением, пожалуй, работы Бринкмана (1932), предложившего новую генетическую классификацию слоистости, основные положения которой нами будут рассмотрены в гл. VI.

В сороковых годах вопрос о классификации слоистости не поднимался. Но начиная с 1950 г. геологи, как у нас, так и за рубежом, начинают подводить итоги имеющимся по слоистости наблюдениям. Почти одновременно в литературе появляется ряд работ, в той или иной степени касающихся вопроса о типизации слоистых текстур.

Н. Б. Вассоевич ($1948_{1,2}$) дает четкое разграничение понятий «слоистость толщ» и «слоистость пород», предложив для последней особый термин — «слойчатость» (см. главы I, II). Последнюю он разделяет на: А) первично-горизонтальную (плоскопараллельную); В) первично-наклонную: а) косую, в) волнистую и с) плойчатую; С) сложную, представляющую собой комбинацию А и В. Н. Б. Вассоевич (1948_1, стр. 49) подчеркивает, что, для того чтобы перейти к созданию генетической классификации, необходимо сначала накопить сравнимый большой фактический материал, «а для этого нужна прежде всего морфологическая классификация» (разрядка моя.— *Л. Б.*), и далее: «Необходимость таковой очевидна: прежде чем выяснить генезис той или иной слоистости в широком понимании, надо предварительно изучить и описать ее в поле, а затем сравнить с другими типами слоистости. Для описания ее нужна определенная терминология морфологических признаков». Далее Н. Б. Вассоевич указывает, что слоистые отложения можно классифицировать по ряду морфологических признаков: 1) по характеру проявления; 2) по выдержанности типа; 3) по абсолютной мощности слоев; 4) по относительной мощности слоев (т. е. ее равномерности); 5) по резкости границ между слоями; 6) по наличию или отсутствию и частоте перерывов между слоями; 7) по степени изменения свойств породы внутри свиты (т. е. по разнообразию набора пород); 8) по количеству основных типов пород (одно- и многокомпонентные); 9) по сочетанию слоев. Большинство этих признаков относится к наслоению свит и толщ, прежде всего — флиша. В другой своей работе Н. Б. Вассоевич (1948_2) классифицирует слоистость в зависимости от причин образования: слоистость как внутреннюю текстуру отдельных свит он разделяет на миграционную и мутационную. Слоистость как внутреннюю текстуру отдельных слоев (слойчатость, по его терминологии) он делит по происхождению: на 1) слойчатость отвесного оседания — горизонтальную или наклонную, в зависимости от неровностей субстрата; 2) слойчатость скоростную — горизонтальную и наклонную и 3) комбинированную слойчатость. Существенное значение такого деления показано выше, в гл. IV.

В 1949 г. Л. Н. Ботвинкиной (1950) были предложены основные принципы морфологической классификации — выделены ряды основных и переходных морфологических типов и дано деление их на подтипы по признаку размера серий. Кроме того, в породах угленосной толщи Кузбасса были выделены конкретные морфологические типы (Ботвинкина, 1953).

В работе указывалось, что, во-первых, генетической классификации слоистых текстур обязательно должна предшествовать их морфологическая классификация, обеспечивающая объективность определений, и, во-вторых, морфологическая классификация обязательно должна быть построена по единому принципу и в основе ее должны лежать признаки, поддающиеся точному определению, измерению и в то же время функционально связанные с генезисом осадка.

Таблица 15

Морфологические признаки слоистости

I. Признаки, характеризующие слои одной серии

Форма слоев: а) прямолинейная
б) криволинейная — изогнутая
в) криволинейная — волнистая

Соотношение слоев: а) параллельное
б) расходящееся (в том числе «подстилающее»)

Крутизна слоев: а) пологая, б) крутая } указывается угол наклона для косой слоистости и отношение длины волны к ее амплитуде для волнистой

Непрерывность границ слоев: а) сплошные слои
б) прерывистые слои

Четкость границ слоев: а) резкая
б) отчетливая
в) постепенная

Сортировка зерен внутри слоя: а) однородная
б) разнородная
в) постепенное изменение гранулометрического состава

Порядок чередования слоев:
А. Ритмическое чередование: а) сложное
б) полосчатое или ленточное
в) повторное
г) чередование тонких плоскостей раздела в однородной породе
Б. Неправильное чередование (аритмичное)

Степень равномерности слоев по мощности: а) равномерная
б) неравномерная
в) постепенно изменяющаяся (увеличивающаяся или уменьшающаяся)

II. Признаки, характеризующие серии слоев

Соотношение серий слоев: а) параллельное
б) взаимно срезающее (в том числе перекрестное)

Направленность слоев в смежных сериях: а) однонаправленная
б) разнонаправленная

Четкость границ серий: а) резкая
б) отчетливая
в) постепенная

III. Признаки, указывающие, чем обусловлена слоистость

Изменение крупности зерна
Чередование разных слоев разного состава
Горизонтальная ориентировка частиц
Расположение в одной плоскости каких-либо включений (галек, конкреций, фауны)
Тонкая прослойная присыпка растительного детрита или слюды
Тонкие глинистые пленки по слоевым швам
Различная окраска породы
Различный химический состав

В качестве таких основных признаков были выбраны форма и размер слоистости — признаки, выражаемые количественно и присущие всем без исключения видам слоистых текстур.

Форма принималась в качестве основного признака и в большинстве предыдущих классификаций, но новым в данном предложении было то, что подчеркивалась необходимость выделения трех основных типов слоистости, отвечающих трем основным видам динамического состояния среды отложения (течения, волнения, покой). Все же остальные типы либо являются переходными, либо же представляют собой сложную комбинацию простых. Размер (мощность серий) был принят как признак для выделения подтипов, так как он является главным показателем интенсивности движения среды отложения, а иногда и длительности сохранения данного динамического состояния среды.

Для дальнейшего определения слоистости предложены три основные группы признаков: а) признаки, относящиеся к слойкам в одной серии, б) признаки, характеризующие серии слоев, и в) признаки, указывающие, чем обусловлена слоистость (см. табл. 15).

Таким образом, уже в 1950 г. мною были указаны признаки слоистости и намечены основные принципы классификации, предлагаемой в данной работе.

Конкретные морфологические типы слоистости, выделенные по этим признаком для угленосной толщи Кузбасса (Ботвинкина, 1953), следующие: косая — крупная, мелкая и очень мелкая; косоволнистая — мелкая; волнистая — мелкая и очень мелкая; волнисто-горизонтальная (или пологоволнистая) — мелкая; горизонтальная — мелкая и очень мелкая; горизонтальная с косой; неотчетливая, смешанная, обычно мелкая. Кроме того, были выделены и описаны текстуры нарушенной слоистости — взмучивания и оползания, втекания или оплывания, протыкания, а также неслоистые текстуры: ложнонеслоистая, комковатая и однородная. В 1950 и последующих годах был опубликован еще ряд работ, затрагивающих в той или иной степени вопросы классификации: Л. Б. Рухина (1953), Твенхофела (1950) и переведена на русский язык работа Шрока (1950).

Л. Б. Рухин (1953, 1954) предложил «динамическую классификацию косой слоистости». Он выделил типы слоистости «поступательный» и «колебательный», внутри которых по фациальному признаку выделил слоистость отложений: 1) рек с постоянным режимом, 2) рек с изменчивой скоростью течения, 3) слабых донных течений, 4) мелководных отложений бассейнов и 5) прибрежных отложений с волноприбойными знаками ряби, причем в виде отличительных особенностей указал прежде всего «характер движения воды», «причины», «физико-географические области образования» и затем уже морфологические признаки (мощность, углы наклона и т. д.).

Эта классификация, не имеющая в своей основе четких морфологических признаков и определений, обладает очень многими недостатками и не может быть рассматриваема ни как морфологическая, ни как генетическая, хотя все же ближе к последней, почему и будет более подробно разобрана в гл. VI.

В работе Твенхофела (1950) выделяются типы косой слоистости по генетическому признаку: косая слоистость дюн и барханов (эоловая), слоистость водная, песчаных баров и знаков ряби.

Шрок (1950) специально не дает классификации слоистых текстур, хотя его работа содержит обильный и очень интересный материал фактических наблюдений, в весьма большой степени использованный мною при составлении предлагаемой ниже морфологической классификации.

Крумбейн и Слосс (Krumbein a. Sloss, 1951, стр. 95) выделяли следующие типы слоистости (или слойчатости): нормальная слоистость течения, косая слоистость, сортированная слоистость (graded bedding), рит-

мическая слоистость, а также привели классификацию слоистости по мощности слоев.

Несколько позже Мак-Ки и Вейр (McKee a. Weir, 1953), предложив терминологию для описания слоистости («качественные термины»), дали также классификацию «внутренней структуры» (т. е. текстуры), «наслоенной единицы» (т. е., по-нашему, слойчатости). Они выделяют следующие типы слоистости пород: бесструктурная (куда включается и первично-неслоистая и слоистость, нарушенная илоедами), неправильная (например, в отложениях рифов), искривленная (текстура оползания), слоистость ряби, горизонтально наслоенная и косо наслоенная (табл. 16). Далее эти авторы дают классификацию собственно косой слоистости, отмечая, что серьезной помехой для изучения косой слоистости является недостаток соответствующей классификации и терминологии. Они особенно подчеркивают, что последние должны быть такими, чтобы их легко было применять при полевом изучении. Их классификация (табл. 17) основана на семи критериях, главным из которых является характер нижней граничащей поверхности серии косых слойков, определяющий выделение трех основных типов: простая косая, плоскостная косая и мульдообразная.

Таблица 16

Общая классификация стратификационных единиц по Мак-Ки и Вейру (1953)

Характер нижней поверхности стратификационных единиц	Ясная форма стратификационной единицы	Внутренняя (первичная) структура[1] наслоенной единицы
Эрозионная	Ленточная	Бесструктурная
Неэрозионная	Клиновидная	Неправильная
	Пластинчатая	Искривленная
	Неправильная	Слоистость ряби
		Горизонтально наслоенная
		Косо наслоенная

[1] В американской литературе понятие «структура» отвечает нашему термину «текстура».

Мак-Ки и Вейр правильно критикуют названия слоистости по генетическому признаку (дельтовая, потоковая), так как такие определения вносят слишком большой субъективизм в описания; они также отвергают название «сложная», как создающее путаницу.

Таблица 17

Классификация косо наслоенных единиц по Мак-Ки и Вейру (1953)

Основной критерий	Подчиненные критерии					
Характер нижней граничащей поверхности серии косых слойков	Форма серий косых слойков	Положение оси серии косых слойков	Симметричность серии косых слойков	Изгиб косых слойков	Наклон косых слойков	Длина косых слойков
Неэрозионная поверхность (простая косая слоистость)	Линзовидная	Погружающаяся	Симметричная	Вогнутая	Большой угол (более 20°)	Малый размер (менее 1 фута, или 0,33 м)
Плоская поверхность эрозии (плоскостная косая слоистость)	Пластинчатая	Непогружающаяся	Несимметричная	Прямая	Малый угол (менее 20°)	Средний размер (от 1 до 20 футов, 0,33—6 м)
Кривая поверхность эрозии (мульдообразная косая слоистость)	Клиновидная			Выпуклая		Большой размер (более 20 футов, более 6 м)

Признаки, отмечаемые Мак-Ки и Вейром, весьма существенны однако их классификация, хотя и представляет интерес, охватывает далеко не все виды косослоистых текстур, не говоря уже о том, что в нее не включена ни волнистая, ни горизонтальная слоистость; соотношения выделенных ими типов с размерами серий также не являются обязательными, а представляют собой лишь примеры некоторых частных случаев.

По размеру косую слоистость Мак-Ки и Вейр предлагают разделять на: маломасштабную (косые слойки длиной приблизительно меньше $^1/_3$ м), среднемасштабную (длина косых слойков от $^1/_3$ до 6 м) и крупномасштабную (длина косых слойков более 6 м).

Польский геолог Ян Моравский (Moravsky, 1954), отметив чрезвычайно большой произвол в употреблении терминов, принимаемых для обозначения того или иного вида слоистости, а также неправильность определения слоистости сразу же по генетическому признаку, указывает на назревшую необходимость установления единой классификации типов слоистости, основанной на морфологических названиях, после чего возможно определять среду, в которой они образуются, и давать им соответствующие названия. Главными критериями для различия слоистости он считает характер линий, получаемых при сечении плоскостей седиментации. По этому признаку он выделяет слоистость прямолинейную и криволинейную. Далее, ссылаясь на упомянутую работу Л. Н. Ботвинкиной (1950), он предлагает следующую классификацию: по направлению простирания слойков выделяются главные типы слоистости: 1) горизонтальная прямолинейная, или просто горизонтальная, 2) косая лукообразная, 3) косая сигмоидальная (когда косые слойки имеют форму буквы s), 4) волнистая косая (когда слойки волнистой формы образуют с горизонтальной плоскостью некоторый угол), 5) горизонтальная криволинейная или волнистая (связанная со знаками ряби) и 6) косая прямолинейная или просто косая. Комбинации этих типов (по два) дают 21 «составной тип». Дальнейшую дифференциацию внутри последних автор проводит по непрерывности границ слойков, их величине и равномерности, ритмичности появления и по другим признакам, упоминавшимся уже в предшествовавших работах.

Классификацию Моравского нельзя считать правильной, так как, во-первых, он дает в одном ранге наряду с горизонтальной и волнистой четыре разновидности косой слоистости. При этом выделение типа «волнисто-косой» слоистости совершенно непонятно; во-вторых, объединение простых типов в составные он производит механически, в виде возможных сочетаний по два из шести, совершенно вне связи с механизмом их образования и, следовательно, с вопросом, могут ли они существовать совместно в природе. Объяснение механизма образования отдельных типов также неточно, а иногда и неправильно.

Кроме указанных, Моравский выделяет еще два типа (диагональную, т. е. чередование косой с горизонтальной, и перекрестную слоистость), не показав, в каком соотношении они находятся с предыдущими.

В 1954 г. в «Спутнике полевого геолога-нефтяника» Н. Б. Вассоевич, уточнив еще раз терминологию, связанную с явлением слоистости (см. главы I, II), дал классификацию слоев по абсолютной мощности. Он опять отметил необходимость придерживаться при описании слойчатости какой-либо определенной классификации по морфологическим признакам: «Морфологические классификации слойчатости имеют своей задачей типизировать явления; они помогают геологу делать описания слойчатости в разных обнажениях сравнимыми между собой и сопоставимыми с описаниями других исследователей; тем самым отмечается достижение конечной цели — освещение условий образования породы. К сожалению, общепринятых классификаций нет» (1954, стр. 59). Далее он приводит частные классификации, составленные им и В. Т. Белоусовой:

по форме серий косых слойков, по соотношению слойков с границами серий, по форме слойков, по соотношению слойков, по резкости серийных границ.

Кроме того, Н. Б. Вассоевич указывает на необходимость отмечать количество и мощность комплексов, преобладающий тип слойчатости, закономерности в смене различных серий, связь слойчатости с гранулометрическим составом, соотношение между наклоном слойков и ориентировкой «уплощенных окатышей», а также производить замеры углов наклона косых слойков.

Эти частные классификации слоистости по различным признакам (вернее — определения) в какой-то степени совпадают с данными Л. Н. Ботвинкиной (1950), но, кроме того, они содержат и новые, дополнительные типы. Основной недостаток их состоит в том, что не разграничиваются достаточно резко косая и волнистая слоистость, а следовательно, и не разделяются признаки, присущие той и другой.

Разделение слоистости по признаку «соотношение слойков с границами серий» является лишним и само по себе значения не имеет, так как оно целиком и полностью обусловлено формой слойков и серийных швов, а также глубиной срезания серий.

Несмотря на то, что классификация Н. Б. Вассоевича и В. Т. Белоусовой далеко не является общей для всех видов слоистых текстур, она дает геологам правильное представление о наиболее распространенных типах слоистости и их значении для познания осадочных пород. В своей более поздней работе Н. Б. Вассоевич (1958) в значительной степени повторил эту группировку типов слоистости, несколько уточнив отдельные названия их по тем или иным признакам.

Говоря о работах Н. Б. Вассоевича по этому вопросу, нельзя не упомянуть о классификации, предложенной им для различных неслоистых текстур (1953), а также о терминологии для морфологического описания гиероглифов, разработанной В. А. Гроссгеймом (1955).

В своей чрезвычайно насыщенной материалом статье Н. Б. Вассоевич дает классификацию текстур по времени их образования и соотношению с осадком, по отношению к плоскостям наслоения, по способу их образования. Приводимый им фактический материал был в значительной степени использован при составлении гл. XI настоящей работы. Однако морфологическая классификация неслоистых текстур и текстур с нарушенной слоистостью составлена мною по иному принципу — по форме, видимой в разрезе (что, конечно, связано с определенным механизмом образования); поэтому классификация неслоистых текстур, предложенная в настоящей главе, отличается от классификации, предложенной Н. Б. Вассоевичем, но они не противоречат одна другой, а как бы дополняют друг друга.

Что же касается статьи В. А. Гроссгейма (1955), то на ней мы не будем подробно останавливаться, так как она не связана непосредственно с изучением слоистости. Необходимо только указать, что в основу его морфологической классификации гиероглифов (язычков, валиков и бугорков), видных на поверхностях наслоения, положены следующие признаки: 1) рельефность, 2) форма и размер рельефа, 3) густота заполнения поверхностей напластования и 4) способ сочетания элементов рельефа. Эта небольшая по размеру статья содержит очень четкую детальную характеристику всех элементов упомянутых выше знаков на поверхности наслоения, и поэтому всех интересующихся данным вопросом мы отсылаем к указанной работе.

Е. П. Брунс (1954) также указала морфологические типы слоистости, базируясь преимущественно на классификации, опубликованной в 1941 г. (Брунс, Жемчужников и др., 1941; см. фиг. 64). Однако она наряду со слоистостью косой, волнистой и горизонтальной выделяет еще четвертый

тип — линзовидную слоистость, что неправильно, так как последняя является частным случаем волнистой.

Предложенное Е. П. Брунс выделение трех разновидностей горизонтальной слоистости (простой полосовидной, прерывистой и ленточной), во-первых, производится по разным признакам, а во-вторых, является, по существу, лишь указанием некоторых примеров, но далеко не исчерпывает всего многообразия существующих в природе видов горизонтальной слоистости (слойчатости). Неправильно также к сложной слоистости относить косую перекрестную (простой тип) или волнисто-косую (простой переходный тип) слоистость.

Кроме того, следует отметить применение неправильных терминов, определяющих основные слоевые элементы. Так, совершенно недопустимо называть серию косых слойков пластом (стр. 100 и др.), нехорошо называть косослоистую серию косой серией (то же относится к терминам «горизонтально-слоистая» и «горизонтальная» серии). Терминами «косая», «горизонтальная» и т. д. следует определять положение самой серии по отношению к общему направлению напластования, характер же внутреннего слойчатого строения определяется названиями «косослоистая» (или косослойчатая) и «горизонтально-слоистая» (или горизонтально-слойчатая).

Е. П. Брунс, к сожалению, не были учтены в достаточной мере последние работы по слоистости, и поэтому ее классификация слоистости является в значительной степени устаревшей.

В работе Д. В. Наливкина (1955—1956) приведена только генетическая классификация по Ю. А. Жемчужникову (1926 и 1940_1), с некоторыми дополнениями. Большое внимание он уделил оползневым текстурам нарушенной слоистости.

В вышедшей недавно за рубежом монографии Ломбара (1956) вопросам слоистости уделяется очень много внимания. Однако там не разграничены в достаточной степени явления стратификации и слойчатости, а среди последней описывается только косая. О формах слоистых текстур в этой работе говорится лишь попутно с другими вопросами, в различных частях текста. Этот автор принимает морфологическую классификацию слоистости, приведенную в упомянутой выше работе Мак-Ки и Вейра (1953), и, кроме того, выделяет по морфологическому признаку еще ряд типов, давая им более или менее удачные определения, но никакой своей классификационной схемы он не предлагает.

Л. Н. Ботвинкина, обобщив материалы наблюдений над слоистостью пород, как своих, так и других исследователей (А. П. Феофиловой, П. П. Тимофеева, З. В. Тимофеевой, В. С. Яблокова, С. Е. Колотухиной и др., работавших по изучению угленосной толщи Донецкого бассейна), составила частную классификацию типов слоистости угленосных отложений среднего карбона Донбасса («Атлас литогенетических типов...», 1956; «Строение и условия накопления...», 1959).

Основой для составления этой классификации послужили признаки, выделенные ранее (Ботвинкина, 1950).

Выделение основных типов слоистости, подразделение их на подтипы по величине серий и дальнейшее определение по признакам слойков и серий слойков дано позже, в книге «Методы изучения осадочных пород» (Ботвинкина, 1957_1). Там же приведена таблица признаков основных типов в зависимости от различия фациальных условий, о которой мы еще упомянем в гл. XII.

Из краткого обзора литературы, затрагивающей в той или иной степени вопросы морфологической классификации слоистости, видно, что, несмотря на некоторые попытки составления последней и неоднократные настойчивые указания большинства исследователей на необходимость этого, таковой до сих пор нет.

Таким образом, предлагаемая в этой главе система подразделения слоистости является первой попыткой дать такую классификацию по признаку формы, которая охватила бы все без исключения виды текстур, и в первую очередь слоистых. Как первая попытка, она, естественно, еще несовершенна и в дальнейшем должна быть уточнена и дополнена. Однако мне кажется, что она все же вносит некоторую ясность в терминологию. Выделяемые типы, подтипы, виды и разновидности легко определимы в разрезах, а описание ее по предложенной схеме не будет затруднительным. Такое однотипное описание позволит сопоставлять многочисленные разновидности слоистых текстур, отмечаемые при исследовании осадочных толщ.

Эта классификация, конечно, вызовет ряд замечаний, тем более что, как правильно заметил Шипард (1951), «защитники старых систем обычно склонны придираться к малейшему несовершенству новой классификации», однако эти замечания необходимы, так как позволят сделать ее более совершенной и пригодной для широкого использования.

3. ПРИЗНАКИ ОСНОВНЫХ СТРАТИФИКАЦИОННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Элементами слоистой текстуры следует считать как слоевые единицы разных порядков и масштабов, так и границы их раздела («швы»).

Слоевые единицы

К слоевым или стратификационным единицам относятся: слойки, пачки слойков, серии слойков, группы серий (или сложные серии), слои, пласты, толщи (см. фиг. 3). Краткие определения их были даны в гл. II, а механизм образования — в гл. IV.

Признаки таких стратификационных единиц, как слой и пласт, в настоящей работе не разбираются, так как этот большой вопрос требует самостоятельного исследования. Основное внимание будет сосредоточено на признаках слойков и их серий.

Подавляющее большинство характеризуемых признаков легко различается в породе и поддается точному объективному определению, а некоторые из них — и измерению.

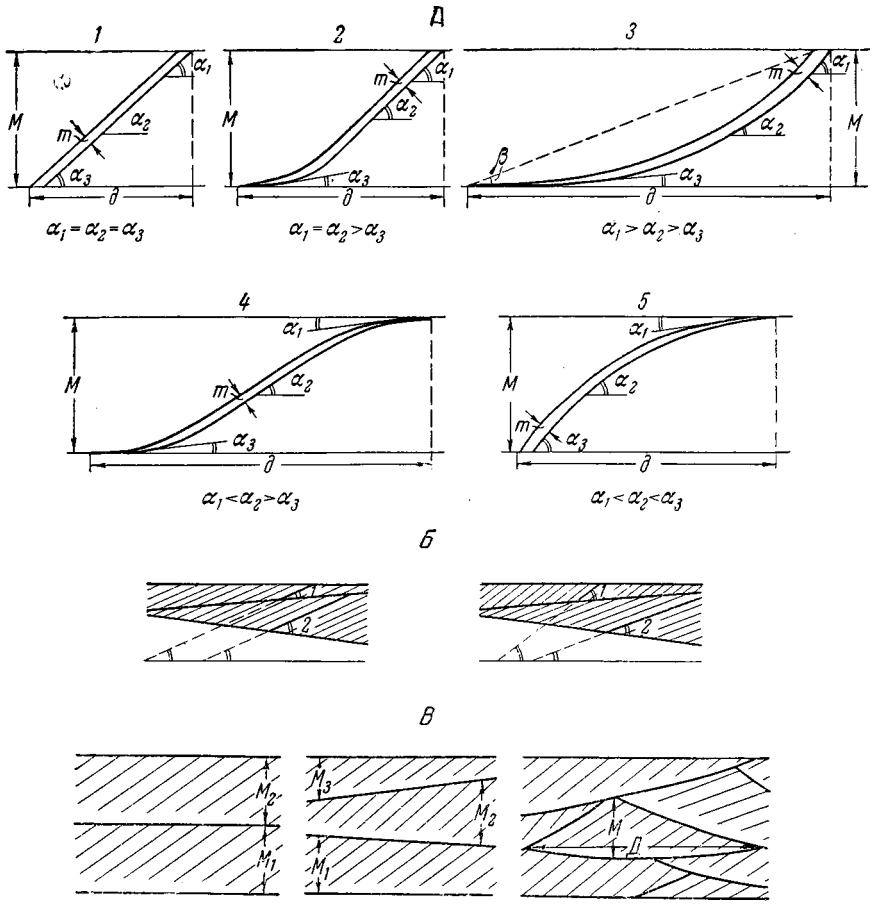
Слоек (множ. число — слойки) является наименьшей элементарной единицей слоистой текстуры, обусловленной многократной периодической пульсацией осадкообразующих факторов (например, изменения мгновенных скоростей потока; приливы и отливы в течение суток; годичные сезонные изменения и т. д.) [1]. На фиг. 3 показаны слойки в разных типах слойчатости.

Основными параметрами, характеризующими косой слоек, являются: мощность (m) и углы наклона, замеряемые по плоскостям слоевых границ (α). Дополнительные параметры — длина проекции слойка по падению и суммарный угол наклона слойка (β).

На фиг. 65, А показаны элементы замеров этих параметров для косых слойков различной формы. Мощность слойка указывается обычно максимальная, замеряемая либо у верхней границы (для вогнутых слойков), либо в средней части (для s-образных слойков). Чаще она довольно хорошо выдерживается на большей части протяжения слойка и уменьшается, сходя на нет лишь у нижней (реже у верхней) границы серии.

Однако иногда для некоторых типов слоистости (особенно в грубозернистых породах) вогнутый слоек может дать довольно сильное расширение к верхней части серии, и, таким образом его мощность

[1] Признаки отличия слойков от слоев см. в гл. II.



Фиг. 65. Элементы замеров косой слоистости.

А — величины, определяющие слоек: *1—5* — наиболее характерные и распространенные формы косых слойков; *m* — толщина (мощность) слойка; *д* — длина проекции слойка (по падению); *М*—высота (мощность) косослоистой серии, изменяется по нормали к нижнему серийному шву; $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ — углы наклона слойков; β — средний угол наклона косых слойков; для крупной слоистости непосредственный замер затруднителен.

Примечание. Если есть пачки слойков внутри серии, то определяются их мощность (как для слойков) и количество слойков в пачке.

Б — различие в видимом наклоне слойков при разных углах наклона серийных швов. Слева углы падения слойков одинаковые, однако угол *2* больше угла *1*, так как нижняя граница серии наклонена в обратную сторону. Справа угол падения слойков верхней серии больше угла падения слойков нижней серии, однако они кажутся одинаковыми благодаря наклону нижней границы серии в обратную сторону. *В* — величины, определяющие серии слойков. *М* — мощность косослоистой серии, обычно определяется максимальная (иногда указываются изменения от — до, для перекрестной слоистости берется условно максимальная мощность по нормали к нижней границе серии). *Д* — длина серий перекрестной слоистости (определять не обязательно)

окажется сильно изменчивой по падению; такие случаи всегда следует оговаривать при описании.

Что касается угла наклона, то он различный в верхней части слойка (α_1), в средней его части (α_2) и у основания (α_3) (фиг. 65, А). Наиболее характерным является максимальный угол наклона слойка (для первых трех α_1, для четвертого — α_2, для пятого — α_3), а также средний угол (α_2), соответствующий преобладающему углу склона песчаного вала. Что же касается замеров углов в выполаживающей части слойков, то они обычно очень неточны, так как угол наклона более или менее по-

степенно приближается к нулю; поэтому замеры следует делать лишь как исключение, когда изменение угла резкое, отчетливо видное, и на это необходимо указать (например, в случае втором фиг. 65, *А*). Замеры углов падения, как и при определении элементов залегания, производятся компасом на плоскости поверхности слойка или же могут быть проведены в вертикальном разрезе, если есть уверенность, что этот разрез действительно ориентирован для данной косослоистой серии точно по направлению течения. Если осадочная толща дислоцирована и нормальное залегание слоев нарушено, углы падения слойков берутся с поправкой на угол падения толщи, в соответствии с методикой, описанной в гл. XV.

Кроме точных определений наклона слойков относительно общего направления напластования, исследователя часто может интересовать вопрос о наклоне слойков с точки зрения определения крутизны склона песчаного вала относительно поверхности наслоения, существовавшей в момент его формирования (т. е. подошвы вала). В этом случае достаточно замерить указанные углы α относительной нижней границы серии (которая, в свою очередь, чаще бывает негоризонтальной и не совпадает с общей плоскостью напластования). Техника этих замеров проще, так как не требует специальных построений, а может быть осуществлена непосредственно на обнажении, по вертикальному разрезу. В то же время эти замеры можно проводить быстро, и они сразу же дают представление о механизме образования косослойчатых серий, об изменении углов наклона в смежных сериях (что часто связано с некоторым изменением направления потока) и т. д. Поэтому при обычных геологических наблюдениях можно рекомендовать проведение именно этих замеров, а точные замеры, с пересчетами при помощи сетки Вульфа (см. гл. XV), применять лишь при специальных литологических исследованиях.

На фиг. 65, *Б* показаны различия углов относительно горизонтальной поверхности (общей плоскости напластования) и линии серийного шва (частной плоскости наслоения).

На рисунке слева — углы относительно серийного шва неравны вследствие различного наклона серийных швов, в то время как по отношению к горизонтальной плоскости они одинаковы.

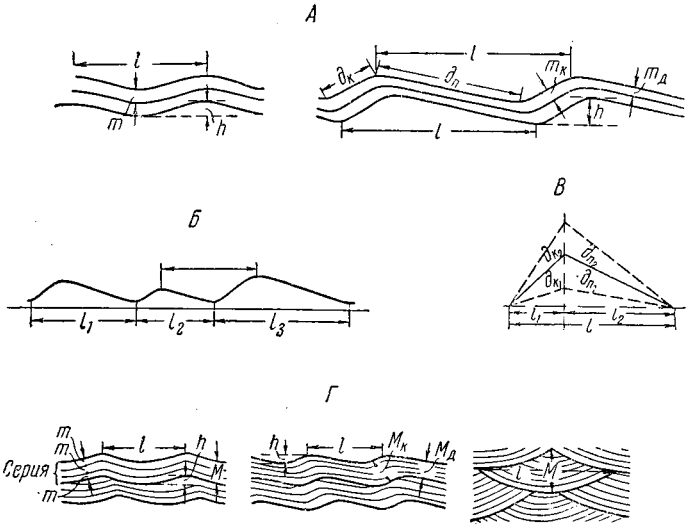
На рисунке справа в двух смежных сериях угол падения слойков относительно горизонтальной поверхности неодинаков, но так как формирование склона песчаного вала происходило на различно наклоненной поверхности границ серий, то углы, образуемые слойком и подошвой серии, могут быть равными.

В некоторых случаях отмечается угол β — суммарный угол наклона слойка, образуемый нижним серийным швом и линией, соединяющей точки пересечения слойкового шва с верхней и нижней границами серии (см. фиг. 65, *А*). Однако этот угол иногда нелегко замерить точно, так как затруднительно определение нижней точки пересечения слойка с серийной границей, особенно если слоек очень постепенно выполаживается и становится внизу практически параллельным основанию серии. Наиболее характерен этот угол для слойков третьего и четвертого типа.

Иногда отмечается также длина проекции слойка (по падению) на нижнюю серийную границу, характеризующая вытянутость слойка по падению (иначе говоря, растянутость склона песчаного вала). Эта длина проекции слойка равна расстоянию между точкой пересечения слойка с нижней границей серии и перпендикуляром, опущенным из точки пересечения слойка с верхним серийным швом на нижнюю серийную границу. Это измерение также бывает часто неточным, так как трудно уловить нижнюю точку пересечения слойкового и серийного швов, поэтому его дают приблизительно, указывая лишь порядок цифр.

На фиг. 66, *А* показаны элементы замеров разной формы слойков волнистой слоистости. Величина мощности слойков (m) может быть

постоянной (при параллельной слоистости) и непостоянной — при смещенной слоистости (рябь течения и смещенная рябь волнения). В последнем случае мы измеряем m_{max} и m_{min}. Кроме того, для волнистой слоистости определяется: длина волны (l), ее высота (h) и индекс ряби ($l:h$). Для асимметричной слоистости следует указывать еще и степень асимметрии.



Фиг. 66. Элементы замеров волнистой слоистости

А — величины, определяющие слоек: m — мощность слойка; l —длина волны; h— высота волны; $l:h$ — индекс ряби; $дк$ — длина короткого крутого склона; $дп$ — длина длинного пологого склона; $дп/дк$ — степень асимметрии волнистой слоистости (для симметричных волн равна 1); $mк$—мощность слойка на коротком склоне; $mд$—мощность слойка на длинном склоне. *Б* — различие в длине волн, если валики разной величины. *В*—элементы для определения степени и показателя асимметрии. В данном случае: $l_2:l_1=2{,}4$ (постоянная величина); $\frac{дп_1}{дк_1}=2$; $дп_2/дк_2=1{,}5$. *Г* — величины, определяющие серию слойков: m, l, h — см. выше; M — мощность серии слойков; $Mк$—мощность серии слойков на коротком склоне ряби; $Mд$—мощность серии слойков на длинном склоне ряби. Для перекрестной слоистости l и M определяются условно (максимальные величины), h —не определима, индекс ряби не определим.

Длина волны определяется как расстояние между вершинами гребней валиков, что правильно в том случае, если величина валиков ряби одинаковая. Однако в природе неоднократно приходилось наблюдать довольно сильное изменение величины валиков одной и той же ряби, а так как длина волны интересна нам как показатель длины валика ряби (особенно для асимметричной ряби, ряби течения), то в таком случае длину волны следует замерять по расстоянию между максимальными углублениями, т. е. *определять ее как проекцию длины валика ряби на поверхность наслоения* (см. фиг. 66, *Б* — l_1; l_2; l_3).

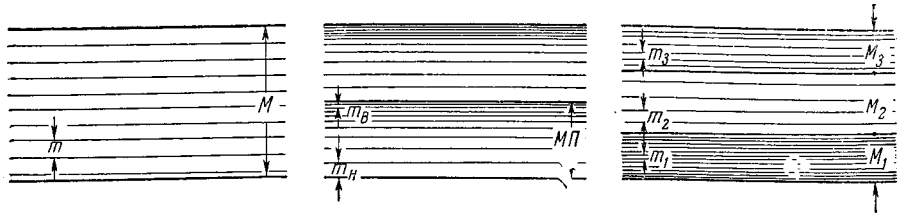
Высота волны (h), или амплитуда ряби, — это величина превышения вершины гребня над дном впадины (подвальем).

Индекс ряби представляет собой отношение длины волны к ее высоте.

Интересно отметить, что в одних и тех же отложениях при довольно резком колебании величины l (длины валиков ряби) индекс ряби почти не изменяется. Так, например, для следующих друг за другом валиков ряби мною была определена длина валиков: 28 см; 12 см; 12 см; 14 см; 36 см; 53 см. Однако индекс ряби во всех случаях колебался в пределах 8—9.

Степень асимметрии называется еще горизонтальным индексом ряби (Е. П. Брунс) или вторым индексом ряби (Н. Б. Вассоевич). Эта вели-

чина определяется как отношение горизонтальной проекции пологого склона ряби к такой же проекции ее крутого склона ($l_2 : l_1$) (см. фиг. 66, *В*). Однако степень асимметричности валика ряби зависит не только от соотношения этих величин, но и от высоты валика: при неизменных l_1 и l_2 чем больше высота, тем менее заметной становится асимметричность склонов ряби и меньше различие в длине ее крутого и пологого склонов. На фиг. 66, *В* отношение длины пологого склона к длине крутого для нижнего валика равно 2, а для верхнего — уже только немного более 1,5. Следовательно, для отражения истинных соотношений крутого и пологого склонов следует брать отношение длины пологого склона ($\overline{дп}$) к длине крутого ($дк$). Кроме того, величины l_1 и l_2 можно установить только по разрезу, в то время как $\overline{дп}$ и $дк$ легко можно замерить и на поверхности ряби.



Фиг. 67. Элементы замеров горизонтальной слоистости

m — мощность слойков; *M* — мощность серий слойков; *МП* — мощность пачек слойков; $m_н$ — мощность слойков внизу пачек; $m_в$ — мощность слойков вверху пачки

Наконец, определение только величины *l* не дает основания для определения углов наклона пологого и крутого склонов, в то время как, зная *l*, $дп$ и $дк$, мы легко можем определить эти углы простым геометрическим построением.

Поэтому мы считаем необходимым ввести новый элемент замера — показатель асимметрии, определяющийся как отношение длины пологого склона валика ряби к длине его крутого склона, или $дп : дк$.

Для симметричной слоистости это отношение будет равно 1 (так же как и величина $l_2 : l_1$ «второго индекса ряби»). Для перекрестной волнистой слоистости с сильным срезанием слойков точно определяется только мощность слойков (*m*) (см. фиг. 66, *Г*).

Длина волны (*l*) определяется условно по максимальной видимой величине, так же как и мощность серии — *M* (фиг. 66, *Г*). Высота волны (*h*) неопределима и поэтому неопределим и индекс ряби. Если мы хотим указать конкретную крутизну волн, то можно указать угол α, замеряемый (обычно приблизительно) у самой верхней части слойков.

Для горизонтальной слоистости замеряются только мощности слойков (*m*), пределы их изменения по слою, а также направленность этого изменения (фиг. 67).

Кроме указанных замеров, для косой слоистости в ряде случаев производятся еще определения азимутов падения косых слойков, на основании которых делаются выводы о направлении переноса осадочного материала, а следовательно, и о расположении источников сноса. Однако эти замеры служат не для определения типа слоистости как фациального признака, а для выводов иного порядка; поэтому этот вопрос нами будет разобран ниже, в гл. XIV, в связи с использованием наблюдений над слоистостью для решения ряда геологических вопросов. Специальная методика этих замеров описывается в гл. XV.

Пачка слойков — это группа слойков, связанная определенной направленностью изменения, аналогичной направленности изменения

слойков в соседних группах. Иначе говоря, пачка — это своеобразный ритм слойчатой текстуры, в котором слойки изменяются от — до, а слоистость, представленная пачками, является ритмической. Изменяться слойки в пачке могут как по мощности, так и по составу. Пачка состоит минимум из двух переходящих друг в друга слойков, в этом случае она отвечает «ленте», или «варве». Таким образом, ленточная слоистость — это наиболее простой пример ритмической горизонтальной слоистости, а лента, или «варва», может рассматриваться как наиболее просто построенная пачка слойков.

Для пачки мы указываем мощность по нормали и изменения слойков (от — до) внутри пачки, а также количество слойков, слагающих пачку.

Пачечное строение наиболее характерно для горизонтальной слоистости (где оно образует особую разновидность последней — ритмическую); оно может быть встречено в косой (крупной) слоистости и ни разу не было отмечено в волнистой. Однако возможность пачечного строения последней не исключена, и, может быть, это строение не было отмечено только потому, что на это явление не обращали внимания.

Некоторые исследователи (например, Ю. А. Жемчужников) отмечают слойки, имеющие в разрезе форму как бы изогнутого треугольника — сильно расширенные у верхней границы серии и резко суживающиеся книзу. Однако такой тип слойков, очевидно, можно рассматривать как исключение, по существу же такие слойки в большинстве случаев представляют собой пачки слойков очень неясно выраженных, в то время как границы пачек выражены отчетливо, а иногда еще и подчеркнуты чем-либо. Вследствие этого исследователь в разрезе видит форму пачек, не замечая их внутреннего тонкослойчатого строения. Появление пачек такого типа вызвано переменной скоростью течения, постепенно нарастающей (что влечет за собой увеличение крутизны склона нарастающего песчаного вала).

Серия слойков — это группа однотипных слойков, сходных по форме, составу, строению, мощности и условиям залегания, так как они образуются в неизменных условиях седиментации, при одном и том же динамическом состоянии среды отложения.

Таким образом, различие между пачкой и серией заключается в том, что первая объединяет несколько различающиеся слойки, а вторая — сходные. Формирование пачки обусловливается направленными небольшими изменениями пульсирующей седиментации, образование серий — неизменностью этих условий седиментации в течение какого-то отрезка времени.

Цифровой показатель, характеризующий серию,— это ее мощность (M), или высота. Эта величина очень важна, так как она определяет подтип слоистости и является прямым указанием на динамику движения в придонных частях воды.

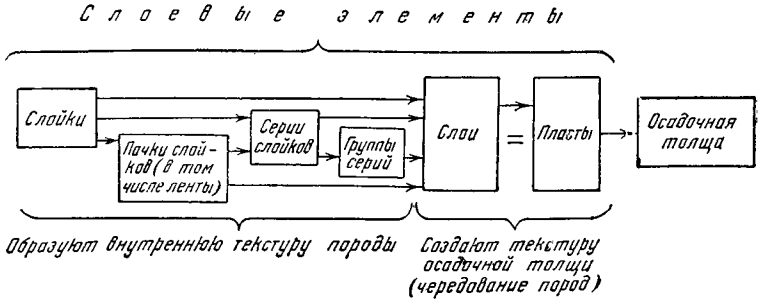
На фиг. 65, *В* видно, что только для параллельной слоистости мощность серии является величиной постоянной. Для клиновидной слоистости мы указываем обычно максимальную мощность серий, иногда отмечая ее уменьшение до минимальной (если оно характерно). Для перекрестной слоистости указываются максимальные мощности, взятые по нормали к нижней границе серии. Для волнистой параллельной слоистости, так же как и для косой, M — величина постоянная (фиг. 66, *Г*). Длина волны и высота определены при замере слойков.

Для смещенной слоистости замеряются мощности серий по нормали к ее границам для короткого ($Мк$) и длинного ($Мд$) склонов песчаного вала. При постоянной величине слойков чем больше степень смещения, тем больше различие $Мк$ и $Мд$. Для перекрестной слоистости определяется условная мощность серии (M) по максимальной видимой мощности.

Измерение мощности серий однотипных слойков в горизонтальной слоистости не встречает затруднений (см. фиг. 67).

Мощности серий измеряются по нормали к границам серий, а при их непараллельности — по нормали к нижней границе серии.

Если в слое наблюдается неоднократное последовательное закономерное изменение от серии к серии, то мы их объединяем в группу серий (Гс). В косослойчатой толще показаны (фиг. 3) четыре такие группы, для которых характерно уменьшение мощности серий снизу вверх внутри каждой группы. Объединить серии в группы можно и по какому-либо другому признаку (например, по изменению углов наклона серийных швов).



Фиг. 68. Схема соотношения различных элементов слоистой текстуры

Указанные слоевые единицы — слойки, пачки, серии и группы серий — образуют внутреннюю текстуру слоя или пласта породы. Последние в свою очередь являются элементами внутренней текстуры осадочной толщи. Соотношение слоевых единиц (или слоевых элементов) показано на фиг. 68. На этой схеме видно, что каждая из более низких слоевых единиц породы может либо сразу образовать слой, либо сначала группироваться в промежуточные слоевые единицы. Так, слойки могут образовывать пачки, серии и слои. Пачки образуют либо серии, либо сразу слои. Серии образуют слои непосредственно, а иногда и через группы серий. Слой может быть составной частью пласта или быть ему равным. Пласты и слои образуют осадочную толщу.

Признаки слоевых единиц (слойков и их серий)

Характеристика слоистой текстуры определяется признаками слойков и их серий.

Признаки слойков различных типов слоистости указаны в табл. I *. Это: 1) форма слойков и соотношение их в серии; 2) строение слойка, включения и их приуроченность к той или иной части слойка, расположение слойков в серии и образуемые ими комбинации; 3) количественные признаки, связанные с замерами мощностей и углов наклона слойков.

Форма слойков различна для разных типов слоистости: для косой она может быть прямолинейной, вогнутой плавно (дугообразной) или изогнутой лишь у основания слойка и почти прямолинейной на большей части его протяжения, s-образной, точнее — интегралообразной и, наконец, выпуклой; последняя встречается редко, но все же была отмечена некоторыми авторами. Слойки волнистой слоистости бывают симметричными и асимметричными, а каждый из них, в свою очередь, вогнутым, вогнуто-выпуклым и выпуклым (последние редко). Слойки

* Классификационные таблицы I—XIV приведены в конце первой части.

горизонтальные по признаку формы делятся на правильные и неправильные.

По соотношению слойков в серии они могут быть: а) параллельными, когда все слойки одной серии параллельны друг другу, что наблюдается во всех трех типах слоистости; б) сходящимися: в косой серии — вверху, внизу или и вверху и внизу (частным случаем являются клиновидно сходящиеся слойки); в косоволнистой слоистости слойки сходятся к основанию или к бортам серии; в) в некоторых сложных типах косой слоистости отмечается соотношение слойков пучковидное или попеременно-перекрестное.

По строению слойки всех трех типов могут быть однородными, сортированными, двучленного строения и, наконец, неоднородными.

Слойки сортированные образуют так называемую ритмически сортированную слоистость. Материал сортированного слойка постепенно изменяется от его подошвы к кровле, обычно от более грубозернистого до более тонкозернистого, реже — наоборот («обратная сортировка»). Резкая смена материала на границе слойков подчеркивает слойчатую текстуру. Двучленное строение слойка не следует смешивать с парой слойков, или с лентой. В ленте имеются два слойка, хотя зачастую они и связаны друг с другом постепенными переходами. Двучленным же можно назвать слоек, если он является более или менее единым, но в верхней своей части несколько изменяется: либо становится отчетливо более мелкозернистым, либо в нем появляется глинистая примесь или какие-либо включения — растительный детрит, слюда и т. д. В некоторых случаях слойки двучленного строения являются оруденелыми в нижней или в верхней своей части. Однако во всех случаях отчетливо виден все же один слоек, а двучленное его строение лишь более резко подчеркивает границу между смежными слойками. Двучленное строение слойков часто характерно для морских отложений.

Слойки, как однородные, так и неоднородные, обычно отделяются друг от друга более или менее резкими слойковыми швами.

Включения бывают как неорганические (гальки, более грубый материал, минеральные примеси и др.), так и органические (остатки фауны или флоры); они или приурочены к какой-нибудь части слойка, или же располагаются в нем беспорядочно, без определенной приуроченности или ориентировки.

Распределение слойков в серии может быть равномерным (когда слойки более или менее однотипны), ритмичным или направленно изменяющимся (в этом случае слойки обычно образуют пачки) и, наконец, неправильным, неравномерным. Этот признак очень важен для горизонтального типа слоистости, он является основным для выделения ее видов.

Мощности слойков всех трех типов определяются по фактическим замерам. Классификация их по мощности будет дана ниже. Вместо «мощность слойков» можно говорить «толщина слойков».

Замеры углов наклона имеют значение для косой слоистости. Углы не только определяются по крутизне наклона, но отмечается также их изменение внутри серии по направлению ее нарастания: они могут становиться круче или же, наоборот, выполаживаться.

Признаки серий слойков для разных типов слоистости сведены в табл. II. Они разделяются на те же категории, что и слойки, а именно: 1) морфологические признаки (форма серийных швов и соотношение серий); 2) строение серий, включения, их приуроченность; 3) распределение серий в слое или пласте; 4) количественные показатели: мощность серий, индекс ряби, наклон серийных границ по отношению к общей плоскости напластования.

По форме серийные швы в разрезе для косой слоистости могут быть прямые или изогнутые (вогнутые или вогнуто-выпуклые, очень

редко только выпуклые). Для волнистой и горизонтальной слоистости классификация формы серийных швов та же, что и для слойков, так как обычно слойки в этих типах слоистости параллельны друг другу и основанию серии.

Соотношение серий имеет одинаковые градации для косой и волнистой слоистости: выделяются серии параллельные, непараллельные слабо срезанные, или смещенные, и непараллельные, сильно срезанные (в том числе и перекрестные). Между двумя последними существуют постепенные переходы. Этот признак очень важен с генетической точки зрения и поэтому положен в основу при выделении видов в обоих указанных типах слоистости. В горизонтальной слоистости этот признак, естественно, не выделяется, так как там серии всегда параллельны друг другу и общему направлению напластования.

Непараллельные слабо срезанные серии в косой слоистости бывают обычно достаточно большой протяженности, а при прямолинейной форме серийного шва образуют так называемую «клиновидную» или «полого-клиновидную» слоистость. Слоистость сильно срезанная, как косая, так и волнистая, является перекрестной и образует обычно серии слойков, имеющие незначительную протяженность.

Строение серий по направленности слойков в смежных сериях выделяется только для косой и косоволнистой слоистости; оно может быть однонаправленным и разнонаправленным, причем в косой слоистости выделяется попеременно, веерообразно или же беспорядочно направленная. Точно определить характер направленности, особенно в двух последних случаях, можно путем замеров направлений падения косых слойков. Однонаправленная слоистость дает колебания азимутов в пределах не более 90°, а веерообразно направленная — в пределах 180°.

Изменение материала, слагающего серию, его однородность или разнородность, сортированность (в пределах серии), приуроченность включений к какой-либо части серии в равной степени существенны для всех типов слоистости, но наиболее они проявляются в косой слоистости. Часто материал (слюда, более грубые зерна и др.) бывает приурочен к определенной части серии (верхней, нижней или средней).

Распределение серий в слое или пласте может быть однородным, закономерно изменяющимся и беспорядочно изменяющимся как по составу серий, так и по их мощности (что особенно характерно). Наиболее отчетливо это бывает выражено в косой, а также в некоторых разновидностях горизонтальной слоистости и в меньшей степени характерно для волнистой слоистости.

Наклон серий по отношению к общей плоскости наслоения (напластования) различный и в значительной степени определяется соотношением серий. Замеры углов и азимутов наклона косой слоистости производят для построений при вычислении путей перемещения осадочного материала. Для волнистой слоистости этот признак принимается во внимание при определении положения ряби относительно общего уклона дна; для горизонтальной слоистости он отпадает.

Границы раздела слоевых единиц

Границы — слойковые, серийные и слоевые — характеризуются, кроме определения формы и углов наклона (замеры которых указаны выше), еще четырьмя параметрами: четкостью, выдержанностью, правильностью рисунка и степенью проявления или подчеркивания (табл. III).

По четкости выделяются: резкая граница — когда две различные породы налегают одна на другую по ясно видной линии контакта или когда ясно выражена плоскость их раздела. Контакт размыва является

частным случаем резкой границы раздела для слоев (реже — для слойков); отчетливая граница — если смежные породы близки по составу (например, песчаник среднезернистый и песчаник мелкозернистый), но граница между ними достаточно ясна и выражена плоскостью (в разрезе — линией); неотчетливая граница и постепенный переход. На типах переходов мы останавливались в предыдущей главе в связи с разбором механизма их образования. Очень часто границы серий косых слойков бывают неотчетливы и проводятся с той или иной долей приближения.

По выдержанности граница может быть выдержанной, то-есть непрерывной, когда мы прослеживаем ее по всему простиранию слоевого элемента; прерывистой — когда рисунок границы прерывист, но сама она ясна, и невыдержанной, или сильно прерывистой,— когда эта граница видна лишь на отдельных участках породы.

Правильность границы определяется ровностью или неровностью ее линий в плоскости разреза.

Наконец, когда отмечается, чем проявляется и подчеркивается слоистость, то указывается характер слоевой границы (на этом мы специально остановились в главах III и IV).

Чрезвычайно важно установить, *чем обусловлена слоистая текстура породы, в чем она выражается.* Этот вопрос специально был разобран в гл. III и поэтому здесь мы на нем не останавливаемся. Укажем только, что этот признак является обязательным при определении слоистости.

Масштаб слоистости

Классификация слоистости по размеру основана на измерении мощности слоев и серий слойков.

Определение слоистости осадочных толщ (стратификации) производится по мощности слоев и известно всем геологам, имеющим дело с осадочными породами. Поэтому в настоящей работе для классификации слоев по мощности указываются лишь наиболее распространенные термины.

Однако сопоставление терминов, выработанных разными авторами, показало, что исследователи дают самые разнообразные классификации слоистости по размеру слоев. Для иллюстрации этого положения мы приводим терминологию, взятую из некоторых ведущих руководств по осадочным породам, вышедших лишь за последние годы (правый раздел табл. IV). Даже из сопоставления работ четырех наших известных литологов видно, что, например, слоистость с мощностью слоев от 2 до 10 см можно называть и крупной, и средней, и тонкой. Такой разнобой в терминологии привел к необходимости создания новой классификации, по возможности, с максимальным использованием наиболее общепринятых терминов и градаций.

В табл. IV дана параллельная классификация как слоистости толщ (стратификации), так и слоистости пород (слойчатости), для которых умышленно взяты одинаковые названия. Для определения слойков по мощности имеется иная терминология.

За основную шкалу взята десятичная система: 1 мм — 1 см — 10 см — 1 м. Кроме того, в некоторых случаях, исходя из фактических наблюдений, мы сочли необходимым ввести (главным образом для слойков) дополнительно промежуточные границы — 5 мм, 2 см и 5 см.

Терминология стратификации по мощности слоев пояснений не требует. Наиболее распространенными типами стратификации являются грубая, крупная и мелкая слоистость. Тонкая слоистость встречается реже, очень тонкая и тончайшая — еще реже.

Если в наслоении имеются резкие границы раздела слоев, особенно отчетливо выраженные в разрезе и выявляемые плоскостями отдельно-

сти, то можно употреблять иную терминологию, соответствующую тем же масштабным границам, но подчеркивающую специфический характер текстуры (крупноглыбовая, глыбовая, плитчатая, пластинчатая, листоватая, тонколистоватая).

Определение внутренней слоистости пород (слойчатости) производится по мощности серий, которая является более хорошим показателем условий образования, чем мощность слойков (см. гл. IV). В основном выделено четыре типа слойчатости: очень крупная, крупная, мелкая и очень мелкая. Величина серий очень хорошо характеризует косую слоистость (слойчатость) и несколько хуже — волнистую, что же касается горизонтальной, то очень часто она не имеет серийного строения. В этом случае выделение подтипов горизонтальной слойчатости по размеру серий отпадает, и она характеризуется только определением мощности самих слойков. Для определения слойков мной приняты термины, отличные от существующих для определения стратификации и слойчатости. Наиболее широко распространены слойки размером от 1 мм до 5 см, в пределах которых выделяются слойки тонкие, средние и толстые. Мощные и очень мощные слойки встречаются редко и только в особых осадочных толщах (так, например, мощные слойки могут быть встречены в грубом аллювии горных рек). Наиболее часто отмечается мощность слойков от 0,5 до 2 см, поэтому допущено небольшое отступление от принятой десятичной системы и верхней границей для обычных средних слойков принят не 1 см, а 2. Предлагаемая классификация построена на фактических наблюдениях. Она проста, и поэтому ее легко запомнить. Нужно только оговорить, что, конечно, к классификации слоистости по размеру нельзя подходить сугубо формально, так сказать, «бюрократически»; например, слойчатость следует считать мелкой в том случае, если мощность серий измеряется сантиметрами. Если мощность серий колеблется от 5 до 12 см, то такую слоистость мы называем мелкой (оговорив верхний предел колебаний), но ни в коем случае не определим ее как «чередование мелкой и крупной». В данном случае важен порядок цифр, а не формальный переход через границу, равную 10 см, которая, конечно, в значительной степени условна.

Слово «массивная» мы умышленно не употребили ни для одного определения слоистости, так как этот термин, с нашей точки зрения, необходимо оставить для определения неслоистой текстуры.

Приведем некоторые примеры описания слоистой текстуры по мощности слоев.

1. Мощность слоев равна 15—20 см, мощность серий 2—3 см, мощность слойков 0,5—2 см.

Определение: слоистость крупная, приближающаяся к мелкой, слойчатость мелкая, слойки средние (в данном случае весьма уместно употреблять термин «слойчатость», чтобы подчеркнуть, что в одной этой фразе мы говорим о разных явлениях — и о слоистости толщ, и о внутренней слоистости пород).

2. Мощность слоев равна 70—110 см, мощность серий 20—30 см, мощность слойков 1—2 см.

Определение: слоистость крупная, слойчатость тоже крупная, слойки средние.

3. Мощность слоев равна 8—10 см, слойков 2—3 см, слойчатость горизонтальная, серий нет, плоскости раздела резкие.

Определение: слоистость мелкая, плитчатая, слойчатость горизонтальная, простая [1], слойки тонкие.

4. Мощность слоев 3—5 м, слойчатости нет. Слоистость грубая, текстура породы массивная.

---

[1] См. табл. VIII.

5. Если слой содержит одну серию косых слойков, то определение величины слоистости и слойчатости по мощности будет совпадать.

4. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Основное деление слойчатых текстур на типы производится по форме слойков и по соотношению их направления с нижней границей серии.

Слойки, параллельные друг другу и общему горизонтальному напластованию, образуют горизонтальную слойчатость. Если слойки, а часто и границы серий слойков образуют с плоскостью напластования этой серии (т. е. серийным швом) различные углы,— слойчатость косая. Слойки изогнутые, имеющие форму волны (или ее части), образуют волнистую слоистость (при этом средняя составляющая амплитуд волн чаще направлена параллельно общему направлению напластования).

Эти три основных типа слойчатости в общем соответствуют трем основным типам динамических условий среды отложения: покою (или очень слабой динамике), поступательному движению (течению) и колебательному движению (волнению) среды отложения.

Дальнейшее подразделение может идти по двум направлениям: 1) типы основные, переходные и сложные; 2) типы, подтипы, виды и разновидности.

Типы основные, переходные и сложные

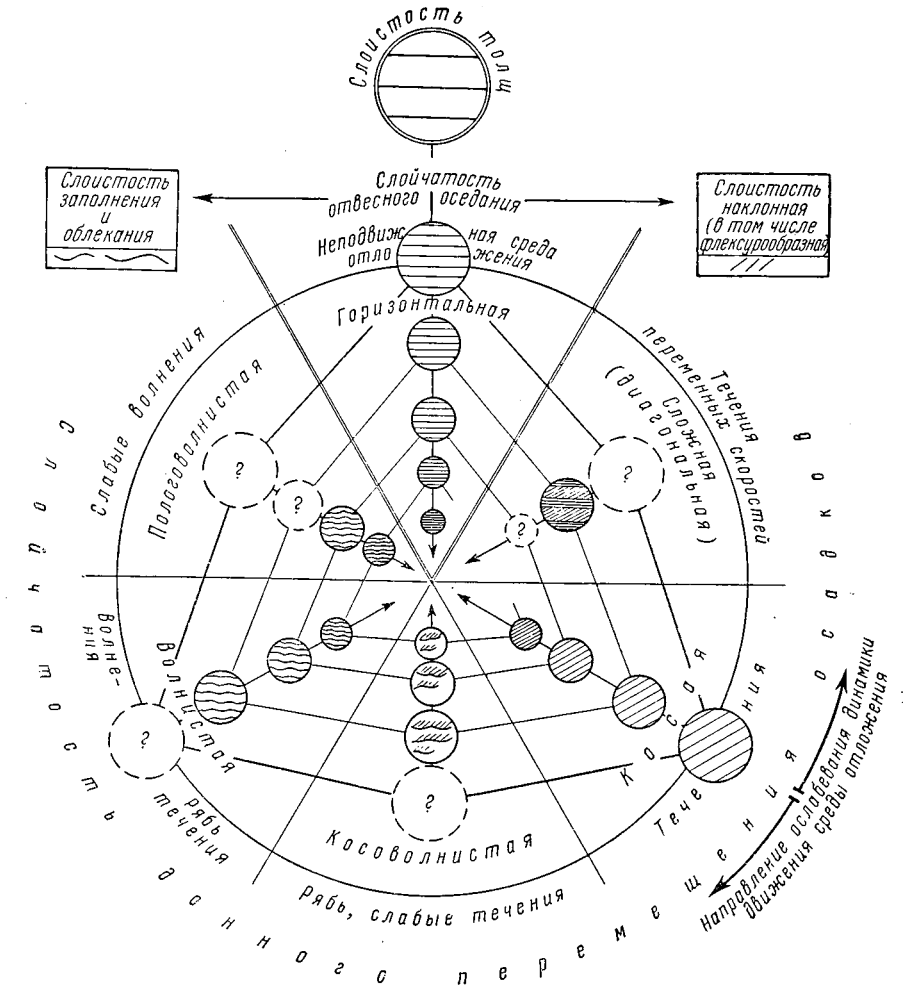
Между указанными тремя основными типами существуют еще и переходные: косоволнистая и горизонтально-волнистая (пологоволнистая) слоистость (слойчатость).

Косоволнистая слойчатость представляет собой сочетание косых слойков и волнистых границ серий (обычно вогнутых или вогнуто-выпуклых); эта форма является результатом неровной поверхности валиков предыдущей серии (ряби) и косых слойков, не параллельных основанию серии. Этот тип слоистости является переходным между косой и волнистой и отвечает образованию ряби течения, т. е. механизму перераспределения донного осадка в условиях слабых течений, не имеющих достаточной силы для направленного донного перемещения валов.

Горизонтально-волнистая, или, лучше, пологоволнистая слойчатость образуется так же, как и волнистая, но при столь слабых придонных волнениях, что может формировать волны лишь очень малой амплитуды. Таким образом, этот тип слоистости по форме приближается к горизонтальной. Часто пологоволнистые слойки не образуют серий, что также сближает этот тип с горизонтальной слойчатостью. Однако отнести ее к последней все же нельзя вследствие различия как в форме слойков, так и в механизме образования (происходит перераспределение материала на дне).

При смещении слойков на длину, примерно равную половине длины волны, может образоваться мелколинзовидная слойчатость.

Мной ранее (Ботвинкина, 1950, 1953) был выделен еще один переходный тип между косой и горизонтальной слоистостью (слоистость «косая с горизонтальной») и даже был приведен пример ее. Слоистость эта представляла собой как бы чередование горизонтально- и косослоистых серий, но в них, в отличие от диагональной слоистости, один и тот же слоек переходит из косого в горизонтальное положение и обратно. Однако последующее рассмотрение этого примера убедило меня в том, что это один из видов слоистости ряби — в том случае, если ее пологий и более длинный склон занимает горизонтальное положение, когда, например, рябь образуется на склоне дна (см. фиг. 54, *Б, б*). Другой случай образо-



Фиг. 69. Схема соотношения типов и подтипов слоистых текстур. По углам треугольника — основные типы, между ними (по сторонам треугольника)— переходные. Подтипы (по четыре в каждом типе) показаны на линиях, направленных к центру треугольника. Характер слоистости дан штриховкой. Знак ? в незаштрихованном кружке означает отсутствие или большую редкость данного подтипа. Показаны два основных механизма образования слоистости: во-первых, путем донного перемещения осадка и, во-вторых, отвесным его оседанием, а также связь каждого типа с определенным характером движения среды отложения. Видно исчезновение крупных подтипов по мере ослабления интенсивности движения водной среды. Вверху показано единство механизма образования горизонтальной слойчатости отвесного оседания и слоистости наклонной, заполнения и облекания, а также сходство трех последних по форме со слойчатостью косой и волнистой. Связь горизонтальной слойчатости отвесного оседания со слоистостью толщ (крупный кружок вверху) указывает на трудность различия этих двух явлений при горизонтальной форме слоев и слойков

вания сходного рисунка может дать сильное выполаживание основания косых слойков (фиг. 54, *Б*, *а*). Однако такую слоистость следует считать соответственно сильно асимметричной волнистой слоистостью ряби или косой. В обоих случаях можно проследить переход одного и того же слойка из косого положения в горизонтальное, что указывает на одновременность формирования горизонтально- и косослойчатых серий в отличие от типичной диагональной слоистости (слойчатости), где косые и горизонтальные слойки разновременны и в разрезе пересекаются.

Переход между косой и горизонтальной слоистостью выражается сложным типом диагональной слоистости, представляющей собой комбинацию двух простых типов, образующихся в условиях периодических резких падений скорости течения: либо с постоянным переходом скорости через первую критическую точку (см. гл. IV), либо с падением ее до нуля (т. е. чередование условий течения и покоя среды отложения).

На фиг. 69 схематически показаны основные положения морфологической классификации, а именно:

1) выделение типов слоистости: трех основных — косой, волнистой и горизонтальной — помещенных у вершин треугольника и переходных между ними — косоволнистой и пологоволнистой — на его сторонах (слегка изогнутых для четкости рисунка);

2) разделение каждого типа на подтипы по величине серий (очень крупная, крупная, мелкая и очень мелкая), что изображено последовательно уменьшающимися кружками, расположенными по линиям, направленным к центру;

3) связь типов слоистости с динамическим состоянием среды отложения (течения, рябь течений и волнений, волнения, неподвижность);

4) уменьшение масштаба слоистости в связи с уменьшением интенсивности движений (за исключением горизонтальной слоистости, масштаб которой определяется другими факторами). Отсутствие более крупных подтипов показано незаштрихованными кружками со знаком вопроса (?);

5) образование сложной диагональной слоистости, представляющей собой чередование горизонтальной и косой слоистости в результате течений с переменным падением скоростей;

6) единство механизма образования горизонтальной слоистости отвесного оседания со слоистостью, форма которой определяется рельефом дна (наклонной, заполнения и облекания), и сходство последней по форме со слоистостью, обусловленной иным механизмом при донных перемещениях осадка (косой и волнистой);

7) сходство механизма образования горизонтальной слойчатости и горизонтальной слоистости осадочных толщ.

Сложные типы представляют собой устойчивую комбинацию двух (реже — более) простых типов, выраженных определенными разновидностями. Сложные типы образуются в определенных условиях осадконакопления, механизм которого и вызывает появление такого типа.

Так как появление сложных типов слоистости связано с определенными физико-механическими условиями образования осадка, нельзя просто определить типы сложной слоистости и их количество, взяв число сочетаний из n по m, где n — общее количество простых типов, а m — количество их, участвующее в сочетаниях. Далеко не все и не всякие типы слоистости способны образовывать сочетания и, наоборот, для некоторых типов характерно именно совместное их существование в виде сложного типа слоистости.

Для сложных типов характерна многостепенность наслоения и чередование либо серий разных типов, либо же серий одного типа со слойками другого типа. Таким образом, в сложной слоистости (например, в

слоистости волнистой многостепенной, горизонтальной, полосчатой и др.) можно различить слоистость разных порядков.

Следовательно, сложный тип — это всегда либо чередование простых типов или видов, либо проявление слойчатости разных порядков.

Кроме устойчивых комбинаций, образующих сложный тип слоистости, в природе отмечается существование характерных сочетаний различных типов (простых или сложных), встречающихся в одной и той же толще в определенной последовательности, которая зависит от фациальной обстановки осадконакопления. В то же время в отдельности эти типы, но в ином сочетании, могут быть встречены еще и в ряде других фациальных обстановок. Примеры таких характерных сочетаний описаны ниже, во второй части.

Типы, подтипы, виды и разновидности слоистости

Другая линия подразделения слоистости внутри типов (как основных, так и переходных) — на подтипы, виды и разновидности (табл. V).

Все типы разделяются на подтипы по размеру (мощности) серий слойков, в соответствии с классификацией, приведенной в табл. IV. Таким образом, в каждом типе могут быть выделены четыре подтипа слоистости: очень крупная, крупная, мелкая и очень мелкая. Наиболее распространены два средних.

Видовым признаком является соотношение группы серий (для косой, косоволнистой и волнистой) или слойков (для пологоволнистой). Выделены три вида: параллельная, непараллельная слабо срезанная (смещенная) и непараллельная сильно срезанная (перекрестная). При этом переходные типы имеют неполный «набор» видов: косоволнистая не бывает параллельной, а пологоволнистая не бывает сильно срезанной; это находится в тесной зависимости от механизма их образования и лишний раз указывает на их переходный характер.

Для горизонтальной слоистости (слойчатости) видовой признак иной — это равномерность распределения в слое низших слоевых элементов (слойков, пачек, серий). Выделяются виды слоистости: равномерная, направленно изменяющаяся, неравномерная. Выделение разновидностей для каждого типа производится по двум признакам, причем последние различны для разных типов, так как они выбирались в зависимости от того, что является более характерным, в большей степени связано с условиями отложения осадка (механизмом седиментации) и более резко выявляется при рассмотрении слоистой текстуры породы. Совершенно естественно, что чем более дробные подразделения мы берем, тем меньше общность признаков и тем больше проявляется специфичность данной текстуры.

По первому признаку (форма слойков) объединяются слоистость косая, косоволнистая и волнистая. Выделяются разновидности слоистости: прямолинейная (только косая), вогнутая, вогнуто-выпуклая и выпуклая. Для пологоволнистой слоистости первым признаком является равномерность распределения слойков в слое, что сближает ее с горизонтальной (для которой этот признак является видовым). Горизонтальная слоистость по строению слоя разделяется на простую, ритмическую (из пачек) и серийную.

Второй признак является общим уже только для косой и косоволнистой слоистости. Это — направленность слойков в смежных сериях, по которой выделяются разновидности, указывающие на направленность течений,— однонаправленная и разнонаправленная (попеременно, веерообразно или беспорядочно для косой и беспорядочно — для косоволнистой). Вторым признаком для выделения разновидности в волнистой слоистости является симметричность или несимметричность волн (слоистость

симметричная и несимметричная), позволяющая определить наличие волнений или же слабых течений. Пологоволнистая слоистость по выдержанности слойков делится на сплошную и прерывистую; горизонтальная подразделяется по признаку правильности слойков на правильную и неправильную. Выделенные признаки также указывают на переходный характер типов косоволнистой и пологоволнистой слоистости.

Дальнейшее определение слоистой текстуры проводится уже описательно: обязательно отмечается, чем определяется слоистость (в соответствии с табл. 6 гл. III), а затем дается характеристика ее по пунктам, приведенным на табл. V.

Итак, в предложенной классификации морфологический тип определяется динамическим состоянием среды отложения, характером ее движения, подтип — интенсивностью этого движения (кроме горизонтальной, для которой подтипы обычно не выделяются). Вид указывает на постоянство, выдержанность направления этого движения, что же касается признаков разновидностей, то первый из них является признаком сходства, показывающим общность форм в разных типах. Второй признак подчеркивает различия внутри одного морфологического типа в зависимости от механизма седиментации в разных фациальных условиях.

Чем более мелкую таксономическую единицу (вид, разновидность и т. д.) мы определяем, тем сильнее проявляются особенности условий отложения осадка, накладываемые на основной механизм седиментации (определяющий тип), выявляется все больше деталей, обусловливаемых различием внутри этого механизма в зависимости от фациальной обстановки. Поэтому-то и можно в дальнейшем на основании этих морфологических признаков перейти к определению генетического типа слоистости (см. гл. XII).

5. КЛАССИФИКАЦИЯ ОСНОВНЫХ, ПЕРЕХОДНЫХ И СЛОЖНЫХ ТИПОВ СЛОИСТОСТИ (СЛОЙЧАТОСТИ)

Основные типы

Косая слоистость. В табл. VI дана классификация косой слоистости. После подтипов, определяемых по мощности серий, выделяются следующие виды:

Параллельная слоистость — когда границы серий параллельны друг другу и, следовательно, мощность серий является величиной постоянной. Обычно эти границы в разрезе прямолинейны или почти прямолинейны.

Непараллельная слабо срезанная слоистость. Границы серий непараллельны, а мощность их изменчива; они либо прямолинейны и имеют форму пологих вытянутых клиньев, причем большинство серий прослеживается на довольно значительное расстояние по простиранию (клиновидная слоистость), либо изогнуты (изогнутая слоистость).

Непараллельная сильно срезанная слоистость. Границы серий резко разнонаправленные, так что серии имеют неправильную форму, быстро выклиниваются, а по длине и высоте различаются обычно незначительно. Форма серий может быть прямолинейной и изогнутой, чаще наблюдается последняя. Если слойки в смежных сериях разнонаправлены (что бывает чаще всего), то этот вид носит название «перекрестная слоистость».

Таким образом, два последних вида косой слоистости разделяются на подвиды — с прямыми серийными швами и с изогнутыми серийными швами. Они особенно характерны для непараллельной слабо срезанной слоистости, где эти подвиды носят, соответственно, названия: «клиновидная» и «изогнутая».

В параллельной слоистости, как правило, серийные швы прямые; сильно срезанная слоистость большей частью представлена сериями с изогнутыми серийными швами.

Среди указанных трех видов выделяются разновидности по форме и соотношению слойков в смежных сериях. Всего, казалось бы, можно выделить 36 разновидностей ($3 \times 4 \times 3 = 36$), однако выводить число последних таким арифметическим путем ни в коем случае нельзя, так как одни признаки дают очень характерные и часто встречающиеся в природе сочетания, другие же наблюдаются редко; некоторые сочетания не были отмечены, а некоторые и теоретически вряд ли возможны. Так, чаще отмечается параллельная однонаправленная слоистость, как прямолинейная, так и вогнутая, а также прямолинейная попеременно-разнонаправленная. Выпуклая однонаправленная слоистость не была описана, а попеременно-разнонаправленная выпуклая, по-видимому, и вовсе не существует.

Клиновидная слоистость может быть прямолинейной и вогнутой (для всех трех разновидностей по направлению слойков), s-образная слоистость этого вида встречается значительно реже, что же касается выпуклой, то она, вероятно, может быть лишь беспорядочно разнонаправленной.

Для слоистости непараллельной сильно срезанной характерно беспорядочно направленное расположение слойков (т. е. перекрестность), s-образная слоистость в этом виде не встречается, так же как и выпуклая однонаправленная и попеременно-разнонаправленная. Вообще выпуклая слоистость, по-видимому, встречается редко и только в весьма специфических условиях.

Таким образом, из 36 разновидностей косой слоистости наибольшее развитие имеют только 12; 14 возможны и изредка встречаются, а 10 не были встречены и, очевидно, не существуют в природе, так как определяющие их признаки связаны с резко различными условиями, не могущими существовать совместно.

Волнистая слоистость. В табл. VII дана классификация волнистой слоистости. Выделяются подтипы по величине серий, а затем — виды слоистости: параллельная — когда волнистые границы серий параллельны друг другу на всем протяжении (вследствие чего мощность серий является величиной постоянной), непараллельная слабо срезанная (смещенная) — когда срезание происходит в результате смещения гребня волны, и непараллельная сильно срезанная (перекрестная).

Разновидности выделяются по форме серийных швов и по степени их симметричности. Всего может быть выделено среди трех видов волнистой слоистости 18 разновидностей ($3 \times 3 \times 2 = 18$). Из них наиболее распространены девять: параллельная — вогнутая симметричная и вогнуто-выпуклая (как симметричная, так и асимметричная); смещенная — вогнутая симметричная и вогнуто-выпуклая (симметричная и асимметричная); перекрестная — вогнутая и вогнуто-выпуклая (симметричная и асимметричная).

Несимметричная слоистость вогнутая и выпуклая (параллельная и непараллельная) образуется вследствие невыраженности либо гребней валиков (вогнутая), либо подвалий (выпуклая). Она подчеркивается концентрацией какого-нибудь материала во впадинах или на гребнях валиков. Поэтому она всегда прерывистая, что сближает ее с пологоволнистой, для которой признак прерывистости выделен уже как второй признак разновидности.

Выпуклые формы слоистости вообще, по-видимому, менее распространены и в субаквальных отложениях встречаются редко. В большей степени они связаны с эоловыми накоплениями. Слоистость симметричная смещенная может иметь различное внутреннее строение серий:

слойки либо параллельны нижнему серийному шву, либо тоже могут несколько смещаться относительно друг друга, но слабее, чем границы серий (как это показано в табл. VII).

Симметричная разновидность выпуклой слоистости не описана и, возможно, что ее вообще не существует. Поэтому включение ее в таблицу следует считать пока условным и временным, впредь до выяснения этого вопроса на материале последующих систематических наблюдений над слоистыми текстурами.

Вообще среди волнистой слоистости более слабое развитие имеет параллельная слоистость и, наоборот, очень характерны и распространены перекрестные формы вогнутой и вогнуто-выпуклой слоистости. Последняя, в том случае, если имеется резкое различие в материале смежных серий и правильное смещение валиков, может образовывать линзовидные формы серий, и, следовательно, может давать слоистость, которую иногда называют линзовидной.

На более ранних этапах изучения слоистых текстур волнистую слоистость относили к косой, чтобы подчеркнуть отличие ее от горизонтальной. Однако, как указано в гл. IV, не только ее внешнее отличие, но и существенно иной механизм ее образования (рябь волнений и течений) заставляют выделить волнистую слоистость в совершенно самостоятельный основной тип, связанный переходными типами как с косой, так и с горизонтальной слоистостью; с последней ее сближает горизонтальная ориентировка волн, параллельная общему напластованию (особенно при пологих волнах).

Горизонтальная слоистость (слойчатость[1]). Классификация видов горизонтальной слойчатости дана в табл. VIII.

Выделение видов в этом типе по соотношению серий невозможно, так как серий либо нет совсем, либо, если они есть, то всегда параллельны. В данном случае выделение видов проведено по равномерности или неравномерности распределения слойков в слое: слоистость равномерная (или однородная), направленно изменяющаяся и неравномерная (или неоднородная).

Термины «равномерная» и «неравномерная» употребляются для обозначения характера слоистости по мощности слойков; «однородная» и «неоднородная» — для обозначения ее характера по составу слойков. Вполне возможно, что эти признаки не совпадут, и слоистость, неравномерная по мощности слойков (т. е. когда разные слойки имеют различную мощность), будет однородной по составу слойков, и наоборот (последнее — реже).

По характеру группировок слойков выделяются разновидности: простая слоистость — когда в слое нет ни серий, ни пачек и он состоит только из слойков; пачечная, ритмическая слоистость — когда слойки в слое образуют пачки («ритмопачки»); серийная слоистость — когда внутри слоя группируются серии слойков, сходных по мощности и строению внутри серии и несколько отличных по этим же признакам (или по одному из них) в смежных сериях. Таким образом, всего выделяется девять разновидностей ($3 \times 3 = 9$). Все указанные разновидности встречаются в природе, причем, по-видимому, меньшее развитие имеет ритмическая неравномерная и серийная равномерная слоистость.

Переходные типы

Косоволнистая слоистость бывает лишь двух видов — непараллельная слабо срезанная (смещенная) и непараллельная сильно

[1] При описании горизонтальной слоистости пород мы часто будем употреблять этот термин, чтобы подчеркнуть, что речь в данном случае идет лишь о текстуре породы, а не о горизонтальном напластовании.

срезанная (перекрестная). Разновидности ее определяются формой серийных швов (вогнутой, вогнуто-выпуклой или выпуклой), всегда асимметричной, а также направленностью слойков в смежных сериях (однонаправленная и беспорядочно разнонаправленная). Всего возможных разновидностей 12 ($2 \times 3 \times 2$) (см. табл. VIa), однако фактически известно пока только шесть: в смещенной слоистости — вогнуто-выпуклые формы, а в перекрестной — либо вогнутые, либо выпуклые. При этом наиболее распространены разновидности смещенная вогнуто-выпуклая однонаправленная и перекрестная вогнутая однонаправленная.

Косоволнистая слоистость развивается из асимметричной волнистой слоистости в результате исчезновения слойков в пологом склоне валиков ряби течения (см. гл. IV). Существенным признаком для этого типа является прерывистость или непрерывность слойков и серийных швов.

Пологоволнистая слоистость имеет ряд черт (обусловленных механизмом ее образования), сближающих ее, с одной стороны, с волнистой, а с другой — с горизонтальной слоистостью. Основная характерная ее черта — чрезвычайно пологая форма волн.

Различие этих двух типов можно было бы выразить и количественно (через высокий индекс ряби), однако отсутствие массовых замеров и определений индекса ряби для разных отложений не позволяет на данном этапе исследования сделать это достаточно точно. Качественное же определение — пологая волнистая слоистость (когда форма слойков приближается к горизонтальной) доступно каждому геологу.

Пологоволнистая слоистость подразделяется на два вида: параллельную и непараллельную смещенную. Разновидности ее определяются не формой серийного шва (обычно вогнуто-выпуклой), а распределением слойков в слое (признак, являющийся для горизонтальной слоистости видовым), так как она в большей степени, чем другие, связана с изменением поступающего в осадок материала и значительно меньше — с перераспределением его на дне (потому что она образуется в результате чрезвычайно слабых волнений). При этом преобладает слоистость либо равномерная, либо неравномерная, а направленно изменяющаяся, по-видимому, встречается значительно реже.

Второй признак для выделения разновидности, особенно ярко проявляющийся в этом типе,— это непрерывность (сплошная слоистость) или прерывистость (прерывистая слоистость) слойков или их серий.

Таким образом, из 12 возможных разновидностей слоистости наибольшее распространение имеют шесть (см. табл. VIIa): параллельная сплошная (равномерная и неравномерная), непараллельная равномерная (сплошная и прерывистая) и непараллельная неравномерная (также сплошная и прерывистая).

Непараллельная смещенная пологоволнистая слоистость часто дает линзовидную слоистость, особенно если смежные слойки резко различны по составу и цвету. При этом в случае выдержанного размера волн и правильного их смещения примерно на половину длины волны образуется правильная линзовидная слоистость.

Изменчивый размер волн и различное их смещение дают неправильную неравномерную линзовидную слоистость.

Эти два типа могут быть простыми, когда они представляют чередование слойков, и сложными, если они являются результатом чередования слойков и серий слойков. Сложные типы будут рассмотрены в следующем разделе.

Изменение крутизны волн и выполаживание некоторых слойков до горизонтального положения, а также неправильность формы слойков могут дать в итоге слоистость линзовидно-полосчатую. Однако последняя обычно бывает уже сложной и поэтому также будет рассмотрена в следующем разделе.

Почему же пологоволнистую слоистость нельзя относить к горизонтальному типу, как это делают некоторые исследователи? Потому, что горизонтальная слоистость — это результат выпадения из взвеси и отложения материала слой за слоем (за некоторыми редкими исключениями, см. гл. IV), пологоволнистая же слоистость, даже если она и очень пологая, все же является результатом переотложения на дне, перераспределения донного осадка действием волн и течений; в этом ее принципиальное отличие, сближающее ее с волнистой и косой слоистостью.

Из приводимых таблиц видно, что есть признаки слоистости, очень часто встречающиеся и характерные для той или иной обстановки, а есть такие, которые как бы взаимно исключают друг друга. Выделенные виды и разновидности определенным образом связаны с подтипами, одни — с крупной слоистостью (например, косая параллельная), другие — с мелкой (пологоволнистая прерывистая простая) и т. д.

Сложные типы слоистости

В предыдущей главе мы останавливались на механизме образования некоторых сложных типов, имеющих широкое распространение среди осадочных пород. Сложные типы слоистости приведены в табл. IX; каждый из них связан с каким-либо основным типом слойчатости. Так, сложной слоистостью, являющейся комбинацией косой слоистости с горизонтальной, следует считать диагональную (см. гл. IV). Комбинации, образуемые только косослоистыми сериями, дают слоистость косую — наползающую, пучковидную и елочкой. Наползающая косая слоистость представляет собой облекание одной группы косослоистых серий другой, а та, в свою очередь, облекается третьей и т. д., т. е. получается как бы последовательное наползание косослоистых серий одна на другую. Пучковидная слоистость — это облекание одной пачки (или серии) слойков другой, что является результатом изменения скоростей и направления течения (см. гл. IV). Слоистость «елочкой» образуется сложным попеременно-перекрестным положением косых слойков внутри одной серии, получающимся при особых условиях (см. гл. VII). С волнистой слоистостью связаны: сложная многостепенная волнистая и косоволнистая слоистость, а также линзовидно-волнистая и линзовидно-полосчатая, механизм образования которых также описан выше в гл. IV.

Многостепенная волнистая слоистость представляет чередование пологоволнистых серий с прослоями, сложенными либо волнистыми мульдообразными сериями, либо косоволнистыми сериями. Здесь отмечается слоистость двух порядков. Первый порядок — когда внутри прослоев имеется одна какая-либо слоистость. Второй порядок — когда чередуются прослои более тонкозернистого и более грубозернистого материала, причем текстура каждого из прослоев относится к разным типам (или видам) слоистости.

Линзовидно-волнистая слоистость представляет чередование вогнуто-выпуклых пологих волнисто-слоистых серий с линзовидными прослоями, обычно более грубозернистыми, не имеющими внутренней слойчатости.

Линзовидно-полосчатая слоистость образуется при еще большем выполаживании слойков и неправильной форме волн, когда прослои одного материала — неправильно-линзовидные, иногда неправильно-полосовидные, но без внутренней слойчатой текстуры — заключены между неправильно-горизонтальными прослоями, имеющими, в

свою очередь, внутреннюю неправильно-горизонтальную слойчатую текстуру.

Сложной горизонтальной слоистостью является слоистость полосчатая — когда наблюдается частое чередование серий тонкослойчатого и обычно более тонкозернистого материала со слойками более грубозернистыми, неслойчатыми. Здесь имеется слойчатость первого порядка — тонкая горизонтальная правильная — внутри более тонкозернистого материала и слойчатость второго порядка, определяемая границами между тонкозернистыми и более грубозернистыми прослоями (правильно- или неправильно-горизонтальная).

С увеличением мощности этих слойков и тонкослойчатых серий этот тип переходит в слоистость толщ, представленную чередованием уже слоев тонкослойчатой тонкозернистой породы с более грубозернистой неслойчатой (однородной). При этом слойчатость первого порядка остается слойчатостью, а слойчатость второго порядка становится уже слоистостью толщ.

Сложными типами горизонтальной слоистости следует считать также неправильно-полосовидную и неправильно-линзовидную слоистость биогенного происхождения; эти типы имеют особые черты, обусловленные генезисом породы. Они обычно тесно связаны друг с другом взаимными переходами и зачастую встречаются в одном и том же слое. Эти два типа могут быть очень разного масштаба, от крупной, измеряемой десятками сантиметров, до микрослоистости, определяемой лишь под микроскопом. Особенность их заключается в том, что, при общем горизонтальном типе наслоения, скопления организмов дают неправильной формы линзы или полосы, разного размера и изменчивой мощности, более или менее выдержанные по наслоению. Таким образом, в породе получается неправильное чередование слоев (или линз), сложенных остатками организмов с вмещающей породой терригенного, хемогенного или смешанного генезиса. Хорошим примером подобной слоистости может служить слоистость горючих сланцев. Иногда, при небольшом количестве скоплений и неясной слойчатости вмещающего их материала, порода представляется нам уже не слоистой, а только слоеватой.

Сложным типом является серийно-ритмическая горизонтальная слоистость, когда слойки в слое образуют серии, состоящие, в свою очередь, из пачек. Этот тип определяется соответствующим описанием стратификационных элементов и их взаимной связи. Однако этот сложный тип наблюдается редко, так как образование серий и пачек вызвано совершенно различными причинами.

Примеры описания слоистости

Первый пример. Песчаник мелкозернистый.

Слоистость косая, крупная (мощность серий (М) от 20 до 70 см, чаще 40—50 см), параллельная, s-образная, однонаправленная. Слойки сходятся внизу и вверху, однородны, с небольшой глинистой примесью у верхней границы слойка, равномерны по всей серии. Мощность слойков средняя (2—3 мм), угол наклона — пологий (15—20°), наклон по простиранию серии не меняется. Границы слойков отчетливые, выдержанные, правильные, подчеркиваются глинистым налетом. Серийные швы прямые, горизонтальные, отчетливые, чаще — непрерывные (иногда — прерывистые), правильные, подчеркиваются приуроченностью слюдистых минералов к основанию серии. Материал в серии почти однороден, отмечается увеличение слюдистости в основании. Включений нет. Серии в слое по составу однотипны, по размеру неравномерны (наиболее

крупные приурочены к средней части слоя), наклон слойков в верхних сериях более пологий.

Второй пример. Песчаник мелкозернистый.

Слоистость волнистая, мелкая (мощность 8—10 см), перекрестная, симметричная, вогнутая (мульдообразная). Слойки параллельны друг другу и основанию серии, однородны, равномерны, на поверхности слойков иногда встречается в небольшом количестве мелкий растительный детрит. Слойки тонкие (мощность их 1—2 мм), угол наклона крутой (l=20, индекс — 2). Границы слойков неотчетливые, прерывистые, правильные, подчеркиваются растительным детритом. Границы серий вогнутые, ориентированные параллельно общему напластованию, резкие, выдержанные, правильные, подчеркиваются вторичным ожелезнением. Внутри серий слойки однородные, включений нет. В слое верхние серии, более мелкого размера, сложены более мелкозернистым материалом (приближающимся к крупнозернистому алевролиту). Наклон слойков в сериях по слою однообразен.

Третий пример. Песчаник мелкозернистый.

Слоистость крупная, глыбовая, мощность слоев 40—50 см. Слойчатость горизонтальная, правильная, простая, однородная. Слойки средние (мощность 5—10 мм), однородного строения, к верхней части их приурочена небольшая глинистая примесь. Пачек не образуют. Выделение слойков отчетливое, границы их выдержанные, правильные, подчеркиваются глинистой примесью. По всей мощности слоя слойки однородны по составу, строению и мощности. Границы слоя резкие, с отчетливыми плоскостями наслоения.

Четвертый пример. Песчаник мелкозернистый, алевритистый.

Слоистость грубая (мощность слоя 3 м), слойчатость горизонтальная, направленно изменяющаяся, ритмическая, правильная. Слойки тонкие (3—5 мм), сортированные; нижняя часть слойка песчанистая, кверху он постепенно становится алевритовым. Включений нет. Слойки образуют пачки (по 10—11 слойков в каждой). В нижней части пачки слойки более крупные и более песчанистые, кверху они уменьшаются, и верхний слоек пачки преимущественно алевритовый. Границы слойков и пачек отчетливые, выдержанные, правильные, проявляются различием материала соседних слойков, а для пачек — постепенным изменением от слойка к слойку внутри пачки и отчетливым различием их на границе двух пачек. Строение пачек в слое тоже направленно изменяется: нижние пачки более крупные, верхние — мельче и представлены в общем более тонкозернистым материалом.

Пятый пример. Песчаник крупнозернистый, неоднородный.

Слоистость диагональная, представлена чередованием горизонтально- и косослоистой серий. Косая слоистость крупная (мощность серий 20—30 см), параллельная, прямолинейная, однонаправленная (в данном случае учитывается направленность слойков в косослоистых сериях, разделенных горизонтально-слоистой). Слойки параллельные, однородные, без включений, равномерные. Мощность косых слойков варьирует от 2 до 5 см, выдерживаясь внутри одной серии. Угол наклона около 30°. Границы слойков отчетливые, выдержанные, правильные, проявляются тонким глинистым налетом. Серийные швы прямые, горизонтальные и параллельные, резкие внизу и менее резкие вверху, выдержанные, правильные, проявляются и подчеркиваются резким различием строения смежных горизонтально- и косослоистых серий и различием их состава пород. Строение серий однородное, иногда у нижней границы серий отмечается погрубение материала. Разделяющие их горизонтально-слоистые серии мелкие (мощность около 10 см), ритмически построенные, представляющие попеременное чередование мелкозернисто-песчаных (средних) и глинистых (тонких) слойков (мощность, соответственно, 4—5 см

и 2—4 мм). Мощность слойков в нижней части серии больше у песчаных прослоев, кверху она уменьшается, мощность же глинистых слойков, наоборот, возрастает в верхней части. Слойки однородного строения, без включений, с отчетливыми, выдержанными, иногда слегка неправильными границами. Границы серий охарактеризованы выше. В слое чередование серий имеет направленный характер: в нижней части слоя косые серии несколько более мощные и более грубозернистые по составу: в крупнозернистом песчанике имеется примесь грубозернистого материала, вверх по слою мощность косослоистых серий уменьшается, что же касается разделяющих их горизонтально-слоистых, то мощность их очень выдержана по всему слою. Косые слойки отчетливо упираются в нижнюю и верхнюю границу серии, и, таким образом, совершенно отчетливо видна последовательность наслоения попеременно то горизонтально-слоистого, более тонкого, то косослоистого, более грубого осадка.

6. КЛАССИФИКАЦИЯ СЛОИСТОСТИ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ РЕЛЬЕФОМ ДНА

В предыдущей главе, разбирая механизм формирования слоистости отвесного оседания, мы указали на зависимость ее от рельефа дна и вообще от той поверхности, на которую садится осадок. Вообще можно выделить следующие типы слоистости, форма которой обусловлена рельефом дна: а) наклонная, б) заполненная и облекания (см. табл. X). Эти текстуры иногда могут быть вызваны не только выпадением из взвеси, но и перераспределением осадочного материала на дне в результате действия течений. Они присущи и слойчатости, и слоистости, поэтому в каждом отдельном случае следует определить, имеется ли здесь наслоение или только образование слойков.

Подтипы по величине серий для этих типов не выделяются, указывается лишь мощность осадка или толщи (слоя), имеющей данный тип слоистости, мощность слагающих ее слоев (или слойков) и диапазон ее изменения.

Наклонная слоистость

Наклонной слоистость называется тогда, когда слойки породы расположены косо по отношению к горизонтальной плоскости, но параллельно наклонной поверхности осаждения.

Наклонной может быть как слойчатость, так и слоистость толщ. Она является результатом выпадения на наклонное дно взвешенных наносов, приносимых течениями в более глубокие части водоема (моря, озера). Это отличает ее от косой слоистости, образующейся в результате передвижения по дну песчаного вала. В природе наклонная слоистость легко распознается по сопоставлению угла наклона слойков с плоскостью наслоения, т. е. с границей слоя или пласта, относительно которой они расположены параллельно (что отличает ее от косой), и с горизонтальной плоскостью, относительно которой они расположены под углом (что отличает этот тип слоистости от горизонтальной). В этом типе могут быть выделены следующие виды слоистости:

Параллельная слоистость — когда слойки параллельны наклонной поверхности дна. Образуется она за счет вертикального оседания, если склон достаточно длинен или же угол наклона дна не больше угла естественного откоса осадочного материала в данной среде (а обычно он очень невелик). Если есть удлиненные выполаживающиеся части слойков, слоистость называется флексурообразной. Типичным примером такой слоистости может служить «классическая» слоистость (стратификация) подводных дельт, состоящая из слоев головных (горизонтальных), передового склона (наклонных) и донных (горизонталь-

ных), описанная в многочисленных работах (см. гл. IX) и, к сожалению, часто смешиваемая с типом косой слойчатости совершенного иного происхождения, характерной для пород иных генетических типов.

Выполаживающаяся слоистость — когда мощность слойков увеличивается к основанию серии, а углы их наклона делаются все более пологими по мере нарастания осадочной толщи. Формируется она в результате отвесного оседания, когда угол, образуемый склоном дна, больше угла естественного откоса осадочного материала в данных условиях. Этот вид может образовываться и при движении среды отложения (например, некоторые виды слоистости осадков, облекающих рифы).

Утоняющаяся книзу слоистость — когда слойки в верхней части наклонно-слоистой серии более мощные, чем в ее нижней части, а углы наклона слойков становятся все круче по мере нарастания толщи; иногда она может возникнуть при оседании из взвеси в результате слабого течения, направленного по падению склона дна и теряющего скорость, причем угол наклона дна значительно меньше угла естественного откоса осадочного материала. Случай вообще редкий.

Выклинивающаяся слоистость — когда каждый последующий слой (или слоек) выклинивается кверху и при этом все дальше от вершины склона, на котором он образуется. Этот вид сходен с выполаживающей слоистостью.

Слоистость заполнения и облекания

Слоистость заполнения впадин или промоин бывает трех разновидностей.

Слоистость, утоняющаяся к бортам,—когда слойки сходит на нет у бортов впадины. Мощность слойка изменяется от максимума в середине впадины до нуля у ее борта. Границы каждого слойка непараллельны, так что каждый лежащий выше слоек менее вогнутый и более пологий. Этот вид слоистости встречается во впадинах с более пологими и растянутыми склонами. Она может образоваться либо выпадением из взвеси во впадине при неподвижности придонной воды, либо при слабом водотоке по промоине. В последнем случае будет наблюдаться резко различная картина в разных сечениях: сечение поперек промоины дает указанный выше вид слоистости, сечение же вдоль нее покажет в разрезе горизонтальную, неправильно-горизонтальную или, скорее всего, слабонаклонную слоистость, наклон слойков которой будет соответствовать уклону дна промоины.

Слоистость, упирающаяся в борта,— когда площадь каждого последующего слойка расширяется, а слойки упираются в борта впадины. Границы слойков при этом более параллельны, чем у предыдущего вида, а мощность слойков является величиной приблизительно постоянной. Этот вид слоистости связан с впадинами, имеющими более крутые бортовые склоны.

Слоистость асимметричных промоин, расположенных поперек основного течения в разрезе, проведенном параллельно течению, несколько напоминает наклонную слоистость, отличаясь от последней только формой слойков. В разрезе перпендикулярном она, очевидно, будет изогнутой или горизонтальной. Отличие этого типа слоистости в ее продольном сечении от слоистости ряби (в форме слойков по отношению к криволинейной границе серии) показано в гл. IV.

Облекающая слоистость,— когда слойки материала, выпадающего из взвеси, облекают поверхность дна, постепенно сглаживая все неровности его рельефа и доводя его таким образом до ровной горизонтальной поверхности. Отличие облекающей слоистости от слоистости

заполнения состоит в том, что она представляет собой слоистый осадок, располагающийся и во впадинах и на выпуклостях рельефа непрерывным чехлом, причем обычно мощность слойков изменчива: больше во впадинах и уменьшается на выступающих частях дна. При слоистости заполнения материал на выпуклых формах рельефа не накапливается.

Сложный тип слоистости заполнения и облекания образуется в глубоких впадинах дна, имеющего более резкий рельеф. В этом случае в основании имеется слоистость заполнения, которая, постепенно сглаживая рельеф, кверху переходит в слоистость облекания, а последняя — в горизонтальную.

Типы слоистости, обусловленной рельефом дна, особенно при малом их масштабе, по форме можно спутать со сходными типами обычной слоистости (слойчатости): наклонную — с косой (в том числе флексурообразную — с диагональной), слоистость заполнения — с косой и волнистой, слоистость облекания — с волнистой.

Иногда трудно бывает отличить в разрезе косую слоистость от наклонной. Различие их может быть установлено прежде всего по отношению слойков к тому субстрату, на котором они расположены, а также по соотношению слойков. Различаются они и по механизму образования. Если форма субстрата, на котором отлагается слоек, образуется более или менее одновременно с ним и тем же самым механизмом,— получается косая или волнистая слоистость. Слоистость наклонная, облекания и заполнения преимущественно является результатом выпадения осадка из взвеси на дно, рельеф которого образовался раньше и в результате каких-то иных процессов.

7. НЕЯСНАЯ СЛОИСТОСТЬ

Степень выраженности слоистости — признак, очень важный для определения текстуры. По этому признаку выделяется слоистость ясная и неясная. Первая пояснений не требует — она обусловлена наличием слоевых границ, резких или отчетливых. Неясность слоистости может объясняться невыраженностью границ между слоевыми единицами (границы неотчетливы), слишком мелким масштабом явления, однородностью слагающего материала (подробно об этом было сказано в гл. III).

В табл. XI показаны некоторые типы неясной слоистости.

Неотчетливая слоистость — когда видна послойная смена породы, но границы смежных слоевых элементов неясны.

Скрытая слоистость — когда макроскопически порода кажется однородной, но под микроскопом обнаруживается ее слоистое сложение (микрослоистость); макроскопически она может проявиться в гладкой поверхности раскола.

Невыраженная слоистость (слоеватая текстура) бывает частичной — когда слоистости не видно, но в довольно однородной породе имеются ясно ориентированные включения (гальки, конкреции, органические остатки и др.), которые являются как бы «зародышами» слоев, недоразвитыми слоями. Если эти включения расположены часто и ритмически, что указывает на многократно и периодически действующий фактор, а масштаб явления невелик,— включения могут быть «зародышами» слойков, а не слоев.

Слоеватой сплошной называется текстура, когда слоистости и слойчатости нет, но заметно послойное ориентированное расположение слагающих породу неизометричных компонентов. В последнем случае порода часто может давать гладкие поверхности раскола. Такая слоеватость не всегда бывает первичной, седиментационной, она может быть диагенетического и даже эпигенетического происхождения, что необходимо различать.

8. КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕКСТУР С НАРУШЕННОЙ СЛОИСТОСТЬЮ

В настоящей главе мы даем морфологическую классификацию не только самой слоистости, но и различных текстур нарушенной слоистости, определяемых по их внешним признакам. Понятно, что как морфологически сходные типы слоистости могут образоваться в различных фациальных условиях, так и морфологически сходные нарушения слоистости могут быть вызваны весьма различными причинами.

Сведения, приводимые в данном разделе, дают исследователям возможность подойти однотипно к описанию этих текстур и тем самым более правильно подобрать материал для решения вопроса об их генезисе. Все разбираемые здесь нарушения являются нетектоническими, они либо сингенетичны, либо почти сингенетичны осадку.

Генетическая трактовка и классификация различных нарушений слоистых текстур дана в специальной главе XI, где приводится краткое их описание, сопровождаемое некоторыми конкретными примерами.

Нарушения слоистости по морфологическим признакам условно можно разделить на четыре типа (табл. XII): нарушение формы слойков или слоев за счет большего или меньшего их изгиба; разрыв слойков или слоев; внедрение одного слоя в другой под воздействием разнообразных причин; нарушение слоистости животными или растениями.

Нарушение формы слойков или слоев

С м я т и е слойков или слоев представляет собой такое сильное нарушение первичной текстуры, при котором слойки (или слои) разрываются, перепутываются, окаймляют друг друга и дают настолько сложный и запутанный рисунок, что их невозможно проследить на более или менее значительном расстоянии. Смятие образуется в результате перемещения осадка при оползании, оплывании или соскальзывании еще вязких слоев и от других причин. Оно может захватывать и слоистость толщ и слойчатость.

При и з г и б е слойков и слоев нарушение выражено слабее, чем при смятии, так что можно проследить отдельные слоевые элементы, хотя форма их и нарушена (изогнута). Причины изгиба и «плойчатости» отдельных слойков те же, что и смятия, но иногда эти явления могут быть вызваны и более поздними процессами, например перекристаллизацией.

В обоих этих видах нарушение может либо постепенно затухать кверху и книзу, либо же существовать в резко ограниченных пределах. Последнее указывает на некоторый перерыв на границе нарушенного слоя. Иногда может быть средний случай, когда резкая граница имеется либо только вверху, либо (реже) только внизу в слое с нарушенной текстурой.

З а в о р о т — еще более слабое нарушение, когда небольшому изгибу подвергается только часть слойка или слоя, причем изгиб преимущественно направлен в сторону, обратную общему направлению падения слойка. Характерные завороты слойков отмечались, например, в крупных косослоистых сериях речных отложений, когда верхние части косых слойков поворачиваются по направлению течения (гл. VIII). Причины этого нарушения слоистости еще не совсем ясны.

О г и б а н и е — небольшой изгиб слойков вокруг какого-либо тела, более плотного, чем слойчатая вмещающая порода (конкреции, гальки). Огибание получается в результате седиментации или диагенеза (при неравномерном, по сравнению с посторонним телом, уплотнении осадка, вследствие чего слойки огибают его с одной или с двух сторон).

В д а в л и в а н и е образуется при падении каких-либо предметов (например, галек) на еще не окончательно уплотненный осадок. Под

давлением включения слойки осадка прогибаются вниз. Морфологически сходно с деформацией нижних слойков при огибании.

Примыкание выражается в том, что около какого-либо препятствия (стебля растения, валуна и т. д.) примыкающие к нему слойки осадка дают изгиб обычно немного вверх (образуя небольшой бугорок).

Разрыв слоев

Большей частью наблюдается при горизонтальном наслоении, однако может быть встречен и в других типах слоистости.

Включение. В результате соскальзывания или обвала куски породы, отложившейся ранее, оказываются заключенными среди нормально-слоистых осадков более молодого возраста, слойчатость (и даже слоистость) которых прерывается этим обломком, часто имеющим собственную слойчатость. Иногда слойки, на которые он упал, несколько вминаются, давая слабый изгиб вниз.

Атектоническое смещение связано с перемещением или перераспределением материала в подстилающей толще, в результате чего верхние слойки, особенно если они уже достаточно уплотнились, дают разрыв и перемещение по небольшим плоскостям. Это смещение можно отличить от тектонических перемещений (микросбросов) по поведению лежащих выше слойков, которые вскоре вновь приобретают спокойное горизонтальное залегание, равномерно перекрывая оба перемещенных блока.

Протыкание и пересечение слойков и слоев может образоваться вследствие внедрения в слоистый осадок корневой системы растений. Корни, оказывая механическое воздействие на слойки, разрывают их, а иногда и несколько загибают вниз. При большом количестве корней, пересекающих слойки в разных направлениях, слойчатость может быть очень сильно нарушена.

Растрескивание. При высыхании осадка образуются трещины, открытые или чем-либо заполненные, прерывающие слойки и слои. На сущности этого явления мы остановимся в следующем разделе, где будет описана трещинная текстура неслоистых (неслойчатых) пород. Растрескивание с последующим перемещением обломков может дать брекчии взламывания.

Взаимное внедрение смежных слоевых единиц

Нарушения слоистости этого типа можно подразделить на три группы: 1) нарушения только близ границы слоев — неглубокие, но на значительной площади; 2) нарушения, проникающие в слой достаточно глубоко, но в виде ограниченных и относительно узких внедрений; 3) широкое и глубокое взаимное проникновение материала одного слоя в другой.

Эти группы, в свою очередь, делятся на виды:

1) Нарушения только близ границы слоя

Изгиб слойков близ границы вследствие текучести осадка — знаки внедрения. При этом граница слоев обычно выражена достаточно отчетливо волнистой линией, показывающей внедрение верхнего слоя в нижний в виде языков. Верхние слойки подстилающего слоя втягиваются в это перемещение и соответственно изгибаются, однако изогнутость их очень быстро затухает, и на сравнительно небольшом расстоянии слойки лежащего ниже слоя залегают уже нормально.

Углубления в нижнем слое за счет микроразмывов, борозд и языков течения, следов плавающих предметов и ползания животных нарушают слойчатость близ верхней поверхности слоя, с последующим заполнением этих борозд материалом налегающего слоя.

Микроразмывы наблюдаются, например, при частом чередовании тонких слойков в приливно-отливной зоне, где более грубозернистые прослои ложатся с небольшим, но заметным размывом на глинистые подстилающие прослои.

Заполнение местного оседания может происходить в результате растворения в подстилающих отложениях или при попеременном оттаивании и замерзании грунта, вследствие чего слойки верхней части слоя прогибаются вниз, а образовавшаяся впадина заполняется материалом лежащего выше слоя. Понятно, что указанные выше три текстуры, обычно развивающиеся на более или менее значительной площади и относительно слабо выраженные в разрезе, следует наблюдать в плоскости наслоения. Обычно это и делается, но, к сожалению, в большинстве работ указанные текстуры (за исключением размыва) описываются только как знаки на поверхности наслоения, вне связи их со слоистыми текстурами, наблюдаемыми в иной плоскости, перпендикулярной наслоению. На это в свое время обращал внимание Н. Б. Вассоевич (1953).

2) Нарушения, ограниченные по ширине, но проникающие глубоко в слой

Внедрение (инъецирование) материала лежащего выше слоя в лежащий ниже (реже — наоборот) чаще представлено более или менее ветвистыми образованиями обычно песчаного (редко иного) материала среди материала более тонкозернистого, коллоидного (глинистого, углистого). Внедрения эти часто напоминают по форме дайки изверженных пород, почему они и получают иногда название «песчаные дайки». Внедрения бывают разного масштаба, от метров и даже десятков метров (в слоях) до миллиметров (в слойках), и вызываются различными причинами.

Внедрение материала лежащего ниже слоя в лежащие выше, часто возникает при наличии так называемых «воздушных карманов». Эти текстуры и механизм их образования описаны в главах X и XI.

3) Широкое и глубокое проникновение материала одного слоя в другой

Втекание образует специфическое «облачное» проникновение материала верхнего слоя в нижний, причем контуры их неотчетливы; это связано с тем, что лежащий ниже слой к моменту отложения лежащего выше еще слишком жидкий и пропускает его в себя, особенно если материал верхнего слоя более плотный (например, песчаный ил на глинистом). Примеры подобной текстуры приведены в литературе (Бирина, 1940; Ботвинкина, 1953).

Взаимное проникновение слоев отличается от втекания резко выраженными границами материала верхнего и нижнего слоев при причудливом очертании взаимопроникающих частей. Примером может служить проникновение глинистого слоя в песчаный, наблюдаемое нами в современных отложениях в пойме р. Дон (см. описание речных отложений в гл. VIII).

Перемешивание материала двух слоев, или так называемые «текстуры взмучивания», обусловлено механическим воздействи-

ем посторонних факторов, вызывающих взмучивание еще недостаточно уплотнившегося осадка. Это взмучивание очень часто происходит в результате жизнедеятельности донных и плавающих близ дна животных и поэтому тесно связано с текстурами, образуемыми ходами илоедов и других донных животных, а иногда по внешнему виду неотличимы от них.

Нарушение слоистости животными или растениями

В зависимости от формы, размера и направления ходов и норок илоедов или зарывающихся в донный ил животных условно можно выделить два вида нарушений, имеющих всю гамму взаимных переходов: а) когда слоистость еще достаточно отчетлива и видна на большей части площади разреза; наблюдается различное количество ходов, от единичных до многочисленных, но все же не уничтожающих первичную слоистость; б) когда количество ходов и норок настолько велико, что вся порода кажется неслоистой, состоящей из переплетающихся и примыкающих друг к другу ходов, а первичная слоистая текстура заметна лишь местами, иногда же и совсем исчезает. Некоторые примеры этого типа текстур будут даны в главах X и XI.

9. КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕРВИЧНО-НЕСЛОИСТЫХ ТЕКСТУР

Первично-неслоистые текстуры обусловлены первично-неслоистым накоплением осадочного материала. Они могут быть однородными, неоднородными и биоморфными (см. табл. XIII).

Однородной, или массивной, текстура называется тогда, когда составные элементы породы однородны и распределены по всей ее массе равномерно: отдельные участки породы, взятые в разных точках и различно ориентированные, все равно будут одинаковыми. Однородная текстура может быть встречена в различных породах, но преимущественно связана с хемогенными отложениями и особенно с коллоидными образованиями (известняки, глины). В кластогенных породах она образуется при условии нахождения во взвеси достаточно однородного осадочного материала, при отсутствии движений среды, сортирующих осадок, а иногда и при достаточно быстром его выпадении, когда не происходит дальнейшего, более тонкого разделения на отдельные фракции.

Неоднородные неслоистые текстуры имеют различное происхождение, резко различаются по внешнему виду и встречаются в породах различной структуры и генезиса (и, таким образом, приобретают генетическое значение). В ряде случаев они имеют парагенетическую связь с теми или иными видами слоистости. Поэтому неслоистые текстуры должны быть хотя бы кратко освещены в настоящей работе, посвященной текстурам слоистым. Неслоистых текстур может быть выделено очень много. Здесь мы не даем их классификации, а приводим лишь следующие, наиболее распространенные виды (см. табл. XIII): беспорядочная, пятнистая, узловатая (линзовая, очковая), комковатая, гранулированная, пористая, переплетающаяся, землистая, трещинная и брекчиевидная. Сюда же следует отнести и первично-концентрическую.

Среди неоднородных текстур могут быть выделены подтипы по величине элементов, определяющих вид (пятен, комков, узлов, трещин, линз и т. д.). Материала для классификации подтипов неоднородных неслоистых текстур у нас пока нет, но принцип, очевидно, должен быть применен тот же, что и для слоистости: очень крупная — при размере больше 1 м, крупная — при измерении дециметрами (более 10 см), мелкая — при измерении сантиметрами (1—10 см), очень мелкая — при измерении

миллиметрами (до 1 см) и, наконец, микротекстура — при обнаружении только под микроскопом (например, микропятнистая, микроузловатая).

Среди неоднородных текстур могут быть выделены пока три группы текстур, обусловленных: 1) неравномерным расположением компонентов породы; 2) нарушением наслоения и 3) нарастанием породы.

1) Текстуры, обусловленные неравномерным расположением компонентов породы

Беспорядочная текстура, как ясно из самого названия, представляет собой беспорядочное расположение слагающих породу разнородных частиц. Хорошим примером беспорядочной макротекстуры слоев могут служить моренные глины и суглинки. Вообще этот текстурный вид образуется либо при отсутствии движения как сортирующего фактора (в результате чего в осадок переходят одновременно частицы разных размеров и состава, например морена), либо же при слишком быстром вихревом движении и внезапных резких падениях скоростей, когда частицы разного размера, выше какой-то определенной величины, сразу выпадают в осадок (осадки конусов выноса горных рек, иногда нижние горизонты руслового аллювия и т. д.). Беспорядочная текстура пород наблюдается в основном в континентальных отложениях.

Часто механизм образования беспорядочной текстуры аналогичен таковому образования однородной текстуры, с той лишь разницей, что выпадающий осадок (состава взвеси) в одном случае — разнородный (дает беспорядочную текстуру), а в другом — однородный (образуется текстура однородная).

Пятнистая текстура обусловлена неравномерным распределением в породе либо основных слагающих ее частиц, либо же примесей, иногда даже вторичных. Эта текстура образуется при отсутствии движений в среде осаждения или же вследствие проникновения растворов, насыщенных разными слоями. Первичная пятнистая текстура характерна для отложений болот, застойных водоемов, лагун или же изолированных от движений воды участков морского дна. Она встречается в алевритовых и глинистых породах, в некоторых известняках, иногда (реже) в песках и песчаниках. В последних она чаще бывает вторичного происхождения (например, пятнистое ожелезнение). Для этой текстуры характерно наличие на фоне общей массы породы пятен иного цвета и состава, неопределенной формы, часто расплывчатых.

Узловатая (линзовая, очковая) текстура сходна с пятнистой, но отличается тем, что границы пятен в ней отчетливы и часто иного состава, чем вмещающая порода.

Комковатой текстура называется тогда, когда порода кажется как бы сложенной из отдельных комков, неправильной и разнообразной формы; эта текстура наблюдается в глинисто-алевритовых породах (особенно с примесью растительных остатков), реже — в песчаных. Она очень характерна для отложений почвы и подпочвы, как современных, так и ископаемых. В породах с комковатой текстурой очень часто встречаются беспорядочно расположенные конкреционные образования. Разновидностью комковатой текстуры является текстура частично комковатая, когда комковатость породы проявляется не повсеместно, а лишь участками.

Гранулированная (зернистая) текстура внешне несколько сходна с комковатой, но комочки мелкие, более равномерные и более правильной формы, вследствие чего порода кажется как бы имеющей зернистое сложение. Эта текстура встречается в некоторых глинах и глинистых алевритах, но вообще не имеет широкого распространения. Такую

текстуру глинистых пород лучше называть гранулированной, а не зернистой, в отличие от зернистой структуры, свойственной породам песчаным. Гранулированная текстура по своему происхождению, возможно, близка к оолитовой.

Пористая (губчатая) текстура — когда порода содержит более или менее обильные поры или пустоты, в данном случае — первичного происхождения, одновременные образованию осадка (например, в кремневых и известковых туфах). Пористая текстура наблюдается в некоторых огнеупорных глинах, где образование пор связано с уменьшением объема коллоидального осадка при старении.

Переплетающаяся (сетчатая, петельчатая, петлеобразная) текстура — когда в породе наблюдаются полосы разного состава, перекрещивающиеся под разными углами и образующие сложные сетчатые сплетения, например: сочетание полос глинистого сланца, в петлях которого находится известняк; в гипсоносных породах — когда вдавленные в гипс прослои глины связаны между собой и образуют петли или когда участки волокнистого гипса огибают зернистый гипс. Эта текстура может быть обусловлена перегруппировкой текстурных элементов, вызванной проникновением в осадок циркулирующих вод, или другими вторичными процессами.

Землистая текстура характерна для рыхлых пород, имеющих макроскопически «землистый» вид.

2) Текстуры, обусловленные нарушением слоя породы

Трещинная текстура представляет результат растрескивания глинистого, глинисто-алевритового или глинисто-карбонатного ила с последующим заполнением его осадком налегающего слоя (глина алеврит, песок, гипс). Трещины усыхания (или высыхания) описаны в многочисленных работах и руководствах, причем обычно они рассматриваются как текстуры на поверхностях наслоения, вместе с другими знаками (капель воды, града и т. д.) (Твенхофел, 1936; Швецов, 1948; Пустовалов, 1940; Рухин, 1953, и др.). Трещины усыхания хорошо заметны и в вертикальных срезах породы, в направлении, перпендикулярном слоистости.

Растрескиваясь при высыхании, тонкий глинистый (глинисто-алевритовый или глинисто-карбонатный) слой разбивается на ряд многоугольников, иногда довольно правильной формы. В вертикальном разрезе видны заполненные трещинки, обычно неглубокие. Однако иногда, как указывает М. С. Швецов (1948), глубина их достигает 1 м, а по Л. В. Пустовалову (1940) — даже нескольких метров; ширина трещин может доходить до 2,5 см и более. Расстояния между трещинами (т. е. размеры многоугольников) зависят от толщины и состава растрескивающегося слоя, от скорости и длительности высыхания. При быстром высыхании, большой толщине слоя и отсутствии песка и известковистого материала расстояния между трещинами могут быть значительными.

Трещины высыхания встречаются в отложениях временных водоемов, в лужах, небольших озерах, на современных поймах, на илистых берегах морей и рек и особенно характерны для такыров в полупустынных областях.

Часто, особенно при небольшой толщине слоев и если глинистый слой лежит на песчаном, разбитые трещинками участки закручиваются концами кверху, так как высыхание, а следовательно и стягивание породы, происходит интенсивнее на поверхности слоя. (Бывает, хотя и редко, что эти участки закручиваются концами вниз.) Тоненькие пластинки высыхая свертываются, а иногда образуют трубочки, которые перекатываются и даже переносятся ветром; попадая вновь во влажную среду, они развертываются, образуя глинистые включения в каком-либо другом

слое. Иногда они остаются почти на месте, захороняясь в осадке лежащего выше слоя. Большое количество таких скрученных и нескрученных кусочков нижележащего слоя могут придать вышележащему слою брекчиевидную текстуру (см. ниже).

Трещинная текстура очень часто отмечается в ископаемых отложениях различного генезиса, причем наличие ее всегда является указанием на обмеление и временное осушение дна водоема или потока.

Брекчиевидная текстура образуется тогда, когда большое количество неокатанных обломков лежащего ниже слоя попадает в слой, лежащий выше, в результате либо растрескивания первого (см. выше), либо же слабого размыва с очень незначительным переносом. В других случаях брекчиевидная текстура образуется остроугольными неокатанными обломками пород вследствие обрушения подмываемого берега (реки или водоема), особенно если последний сложен слоистыми глинистыми породами. В этом случае слой, дающий обломки, может быть много древнее слоя, захоронившего эти обломки.

Брекчиевидная текстура вообще более характерна для алевритовых и песчаных отложений, но иногда встречается и в глинистых, когда остроугольные обломки глины одного цвета (и состава) оказываются захороненными в глинистом же слое другого цвета. Такая текстура была описана (Ботвинкина, 1953) в аргиллитах ерунаковской свиты Кузбасса: мелкие обломки (до 2—3 мм) светлого аргиллита, остроугольной формы, образовывали неправильные скопления в темном аргиллите.

3) Текстура, образуемая нарастанием породы

Первично-концентрическая или концентрически-скорлуповатая текстура является натечной формой, когда хемогенный осадок нарастает концентрически (например, в сталактитовых образованиях).

Биоморфные текстуры целиком обусловливаются формой, строением и спецификой роста тех организмов, которые слагают породу. Хорошим примером биоморфной текстуры может служить текстура кораллового рифа.

10. НЕКОТОРЫЕ ВТОРИЧНЫЕ ТЕКСТУРЫ

Вторичные текстуры, вызванные процессами преобразования породы, так же как и явление сланцеватости, не подлежат рассмотрению в настоящей работе. Однако мы приводим здесь описание немногих вторичных текстур (табл. XIV), широко известных и упоминаемых почти во всех руководствах по осадочным породам, чтобы еще раз подчеркнуть необходимость четкого разграничения первичного и вторичного происхождения текстуры породы.

Текстура конус в конус (cone in cone), или «фунтиковая», весьма специфична и обусловлена последующими процессами преобразования осадка в породу. Встречается она преимущественно в карбонатных, глинистых или глинисто-карбонатных прослоях, но иногда присутствует в бурых железняках, сидеритах, углях и других отложениях. В некоторых случаях эта текстура развивается на органических остатках. Слой породы с такой текстурой в разрезе, перпендикулярном к слоистости, представляет ряды достаточно отчетливо видных конусов, обращенных вершиной вниз, как бы вложенных друг в друга. На поверхности слоев эта текстура имеет вид конических углублений, напоминающих «фунтики» из бумаги. Высота конусов, по Л. Б. Рухину (1953), обычно изменяется в пределах от 1 до 10 см и лишь в редких случаях достигает 20 см. Угол у вершины конуса колеблется от 30 до 60°.

Причины образования такой текстуры до сих пор неясны; обычно ее связывают с растворением карбонатного материала под давлением, тем более, что поверхности конусов часто бывают покрыты тончайшей глинистой пленкой.

Некоторые исследователи (Рухин, 1953, стр. 219) считают, это эти текстуры, так же как и «шестоватая», вызываются «быстрым одновременным ростом многих кристаллов кальцита и поэтому наблюдаются почти исключительно у карбонатных пород».

Стилолитовая текстура (по Ю. И. Половинкиной и др., 1948) характеризуется наличием зубчатых или колонкообразных выступов, часто покрытых глинистым налетом. В разрезах, перпендикулярных к наслоению, эти выступы-стилолиты дают зубчатую структурную линию соприкосновения слоев или линию, секущую слои. Стилолитовая текстура образуется в известковых породах, иногда в доломитах, сланцах и кварцитах. Считают ее результатом растворения пород под давлением лежащего выше слоя. Происхождение этой текстуры окончательно не выяснено, но она, несомненно, вторичная (эпигенетическая).

Сферическая, сфероидальная, шаровая текстура — когда в породе (например, в песчанике) наблюдаются круглые тела (шары), состоящие из того же материала, что и включающая их масса, но имеющие концентрическое строение. Размер этих сфероидов в туфах и глинистых породах колеблется от величины горошины до величины ореха; в песчаниках они достигают 0,5 м и более в диаметре. Шаровая текстура песчаников часто сопровождается шаровой отдельностью.

Существует еще много вторичных неслоистых текстур, однако мы их рассматривать не будем, так как они целиком связаны с диагенетическими и эпигенетическими изменениями породы.

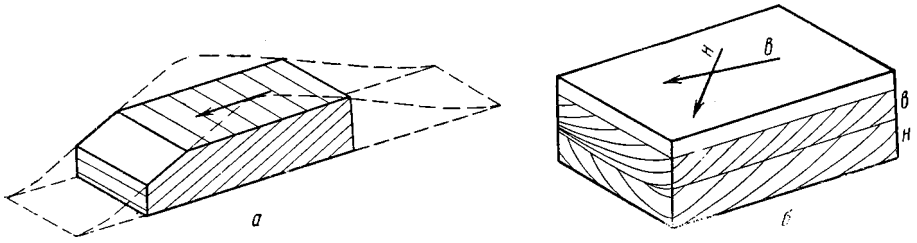
11. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТИПА СЛОИСТОСТИ В РАЗНЫХ ПЛОСКОСТЯХ РАЗРЕЗА

В заключение необходимо в настоящей главе разобрать еще один методический вопрос — о наблюдениях в разных плоскостях разреза. Дело в том, что часто слоистость породы в обнажении мы наблюдаем в какой-либо одной плоскости разреза. Однако, так как слой — тело трехмерное, то для полного и точного представления о типе слоистости лучше проводить наблюдения не в одной, а в двух, а иногда даже и в трех плоскостях.

При переходе от морфологического определения слоистости к ее генетической трактовке обязательно следует иметь в виду, что разные сечения могут дать различные морфологические разновидности (а иногда даже и типы) слоистой текстуры. Например, прямолинейная однонаправленная косая слоистость (фиг. 70, *а*) в сечении, перпендикулярном направлению потока (вдоль его фронта), на каком-либо отрезке разреза показывает горизонтальное расположение слойков, параллельное основанию серии. В других случаях (фиг. 70, *б*) косая параллельная однонаправленная слоистость в поперечном сечении может иметь вид косой изогнутой разнонаправленной; это различие в форме слоистости в разных сечениях в данном случае, очевидно, обусловлено тем, что каждая серия образовалась потоками разного направления, хотя в общем и сходного. При этом у нижней серии оба среза косые, направление потока в плоскости рисунка — на зрителя. Для верхней серии правый срез близок к направлению потока, а левый — поперечный. Таким образом, определения морфологического типа слоистости в двух плоскостях позволяют составить полное представление об истинном ее характере. Иногда возможно дополнить эти наблюдения еще характеристикой особенностей третьей плоскости — раздела слоевых единиц. Однако в большинстве случаев при наличии в разрезе нескольких налегающих друг на друга серий слойков

можно иметь правильное суждение о типе и виде слоистости уже по одному вертикальному разрезу. Ниже мы остановимся еще на различиях в слоистости в разных срезах, здесь же необходимо только подчеркнуть, что не следует смущаться тем, что морфологическую классификацию слоистости (т. е. определение формы) мы даем по ее виду в вертикальной плоскости.

Определение слоистости проводится для того, чтобы перейти к рассмотрению ее в ископаемых отложениях. При этом в них никогда не видно сразу истинной формы слоистости в трех измерениях, а всегда только в плоскости (в разрезе), т. е. в двух измерениях, и лишь сопоставление взаимно перпендикулярных плоскостей позволяет воссоздать ее форму. Поэтому прежде всего надо выявлять признаки, позволяющие определять слоистость в резрезах, а следовательно, и создавать соответствую-



Фиг. 70. Изменение типа слоистости в различных сечениях

а — косая параллельная слоистость, которая в другом срезе кажется горизонтальной. Стрелкой указано направление течения, пунктиром — первоначальная форма песчаного вала; *б* — косая параллельная однонаправленная слоистость в правом срезе, в левом срезе — косая изогнутая разнонаправленная. Стрелки указывают направление течения для нижней (*н*) и верхней (*в*) косослоистых серий

щую ее классификацию по форме, видимой в сечениях, перпендикулярных к наслоению (т. е. вертикальных).

Лучшими ориентировками срезов для определения косой и косоволнистой слоистости, понятно, являются направления вдоль течения потока и поперечное к нему. К сожалению, точно эти сечения не всегда можно получить в природных условиях. Кроме того, зачастую плоскость разреза, дающая точное совпадение с направлением потока для одной серии, уже не будет таковой для остальных серий. Соответственно и перпендикулярная ей плоскость также будет давать срезы не фронтальные, а более или менее косые для каждой серии.

Однако общая качественная характеристика слоистости, определение ее типа, вида и разновидности вполне возможны и по косым срезам. А для точной количественной характеристики (определения углов падения) все равно необходима третья плоскость — наслоение.

Таким образом, практически при работе в поле совершенно не обязательно всегда добиваться найти точно ориентированные разрезы, лучше сделать за это же время большее количество наблюдений слоистости в разнонаправленных сечениях, конечно, обязательно отмечая, в каком соотношении друг с другом эти сечения находятся (параллельны, взаимноперпендикулярны, под углом), а также ориентировку их в пространстве, что может впоследствии помочь при решении вопроса о направлении перемещения осадочного материала.

ТАБЛИЦЫ МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУР (I—XIV)

12 Заказ 2413

Таблица I

Признаки слойков в основных типах слоистости

Признаки слойков		Слоистость: Косая	Схематич. зарисовка	Волнистая	Схематич. зарисовка	Горизонтальная	Схематич. зарисовка
Морфологические	1. Форма слойков	Изогнутая: Прямолинейная; Вогнутая: у основания, Плавно; S-образная (вогнуто-выпуклая); Выпуклая (редко)		Симметричная: Вогнутая (мульдообразная); Вогнуто-выпукл. а) б); Выпуклая (редко)		Правильная; Неправильная	
				Несимметричная: Вогнутая; Вогнуто-выпуклая; Выпуклая			
	2. Соотношение слойков в серии	Сходящиеся: Параллельные; внизу; внизу и вверху; вверху		Параллельные; Сходящиеся: к основанию серии; к бортам серии		Всегда параллельны друг другу и основанию серий	
		Пучковидные: а) Группирующиеся; б) Последовательные					
По составу	3. Строение слойка	Однородное; Сортированное; Двучленное; Неоднородное		Однородное; Сортированное; Двучленное; Неоднородное		Однородное; Сортированное; Двучленное; Неоднородное	
	4. Включения и их приуроченность	Характер включений: Гальки; Более грубый материал; Конкреции; Растительные остатки; Фауна; Отдельные минералы: слюда, пирит		То же, что и для косой			
		Приуроченность: К основанию слойка по нормали; К нижней части слойка в серии; К верху слойка по нормали; Беспорядочно		К основанию слойка; К нижней части мульды; К верхней части слойка; Беспорядочно		К основанию слойка; К верхней части слойка; Беспорядочно	
По расположению	5. Распределение слойков в сериях и их комплексы	Равномерное (однородное); Ритмичное (образуют пачки); Неравномерное (неоднородное и беспорядочное)		Равномерное; Ритмичное; Неравномерное		Равномерное; Ритмичное; Неравномерное	
Количественные показатели (определяются путем замеров)	6. Мощность слойков *	Очень мощные — более 1 м; Мощные — 1 м–10 см; Очень толстые — 10 см–5 см; Толстые — 5 см–2 см; Средние (обычные) — 2 см–5 мм; Тонкие — 5 мм–1 мм; Очень тонкие (микрослоистые) — менее 1 мм		То же, что и для косой			
	7. Угол наклона	Крутой — более 30°; Средний — 30°–20°; Пологий — менее 20°		Определяется индексом ряби (если l : h больше – угол меньше) или величинами l, dп, dк		Нет	
		Изменение наклона слойков в серии: Равномерный; Нарастающий; Затухающий		Не определяется			

* Кроме названия следует указать фактическую мощность, ее пределы колебаний и преобладающ. размер

Таблица II

Признаки серий слойков в основных типах слоистости

Признаки серий		Слоистость: Косая	Схематич. зарисовка	Волнистая	Схематич. зарисовка	Горизонтальная	Схематич. зарисовка
Морфологические	1. Форма серийных швов	Изогнутая: Прямая		Симметричная: Вогнутая (мульдообразная)		Правильная	
		Вогнутая		Вогнуто-выпуклая а) б)		Прямая:	
		Вогнуто-выпуклая		Выпуклая		Неправильная	
		Выпуклая (редко)		Несимметричная: Вогнутая			
				Вогнуто-выпуклая			
				Выпуклая			
	2. Соотношение серий	Параллельные		Параллельные		Всегда параллельны	
		Непараллельные слабо срезанные (в т. ч. клиновидные)		Непараллельные слабо срезанные – смещенные: Правильные а) Неправильные б)			
		Непараллельные сильно срезанные (в т. ч. перекрестные)		Непараллельные сильно срезанные (перекрестн.)			
	3. Строение серий	Однонаправленное смещение слойков в смежных сериях		Изменение направления слойков для волнистой слоистости не отмечается		Нет	
		Разнонаправленные: Попеременно		Для косоволнистой могут быть: однонаправленные и беспорядочно-разнонаправленные			
		Веерообразно					
		Беспорядочно					
По составу		Изменение материала в серии: Однородность		То же, что и для косой			
		Сортированность					
		Приуроченность					
	4. Включения и их приуроченность	Те же, что и для слойков. Могут быть: В верхней части серии		То же, что и для косой, но в верхней части серий – реже		То же, что и для косой	
		В средней " "					
		В нижней " "					
По расположению	5. Расчленение серий в слое или пласте	Изменение размера серий: Равномерные		То же, что и для косой, но реже бывает выражено		а) и б) – то же, что и для косой	
		Направленно-изменяющиеся					
		Неравномерные (беспорядочно-изменяющиеся)					
		Изменение состава слойков в сериях: Однородные					
		Направленно-изменяющиеся					
		Неоднородные (беспорядочно-изменяющ.)					
		Изменение наклона слойков в сериях*: Выше становятся круче					
		Выше становятся положе					в) – нет
	6. Мощность и индексы	Мощность серий измеряется: Очень крупная – метрами		Определяется: 1) Мощность серий (М) – классификация та же, что и для косой		Если в горизонтальной слойчатости видны серии, то классификация серий та же, что и для косой	
		Крупная – дециметрами		2) Длина волны – l			
		Мелкая – сантиметрами		3) Высота волны – h			
		Очень мелкая – миллиметрами		4) Индекс ряби – $l : h$			
				5) Показатель асимметрии – $дп : дк$		Если серий нет и слойки образуют слой (серия = слою), то классификация горизонтальной слойчатости по мощности не дается	
Количественные показатели определяются путем замеров	7. Наклон серий по отношению к общей плоскости напластования	Горизонтальные (параллельные общему напластованию)		Параллельные общему напластован.		Нет	
		Наклонные: Преобладает одно направление		Наклонные к общему напластован.			
		В разных направлениях					

* Если максимальный угол наклона слойков в одной плоскости – этот пункт указывает на изменение скорости течения, если в разных плоскостях – на изменение направл. течения

Таблица III

Характеристика границ слойков, серий слойков и слоев

Признак	Определение слоистости
Четкость	Резкая Отчетливая Неотчетливая Постепенный переход (граница принимается условно) Скрытая
Выдержанность	Непрерывная Прерывистая Невыдержанная (сильнопрерывистая)
Правильность	Правильная Неправильная (особенно характерна для горизонтальной слоистости)
Проявление и подчеркивание	Плоскость отдельности Налет (глинистый, слюдистый, растительный детрит) Наличие определенной мощности серийного или слоевого шва (joint) Скоплением минералов (в том числе рудных) Вторичным ожелезнением Текстурами на поверхности наслоения Выветриванием и др.

Таблица IV

Классификация слоистости по размеру

Интервалы мощности	Определение внутренней слоистости пород (слойчатости) по мощности серий	Определение слойков по их мощности	Определение слоистости толщ (стратификации) по мощности слоев		Термины, употребляемые разными авторами в основном для горизонтальной слоистости (по Е. П. Брунс, В. А. Апродову, Н. Б. Вассоевичу, Л. Б. Рухину и Геологическому словарю; дано для сравнения)
			обычное	при резких границах раздела слоев	
Более 1 м	Очень крупная (грубая)	Очень мощные (редко)	Очень крупная* (грубая)	Крупноглыбовая	Глыбовая, массивная, массивнослоистая, мощные слои
1 м					
	Крупная *	Мощные	Крупная *	Глыбовая *	Глыбовая, массивная, грубослоистая, толстые слои, крупнослоистая, среднеслоистая, средние слои
10 см					
	Мелкая *	Очень толстые 5 см Толстые * 2 см	Мелкая *	Плитчатая *	Толсто-, крупно- и среднеслоистая Толсто-, средне- и тонкослоистая, тонкие слои
1 см					
	Очень мелкая (тонкая)	Средние * (часто)	Тонкая	Пластинчатая	Тонкослоистая, листовато-слоистая, почти листоватая
0,5 см		5 мм			
	Менее 0,5 см встречается редко	Тонкие *	Очень тонкая	Листоватая	
1 мм					
Менее 1 мм	Не бывает	Очень тонкие* (иногда называются микрослоистыми)	Тончайшая (микрослоистая) — редко	Тонколистоватая (микрослоистая)	Листоватая, микрослоистая, очень тонкослоистая

* Наиболее распространенные в природе типы.

Общая классификация простых типов слоистости Таблица V

1. Определение типа, подтипа, вида и разновидности

Типы	Косая	Косоволнистая	Волнистая	Пологоволнистая	Горизонтальная
Подтипы	По величине (мощности) серий слойков (см. табл. IV)* Очень крупная (грубая) — более 1 м; Крупная — 1 м — 10 см; Мелкая — 10 — 1 см; Очень мелкая — менее 1 см				Если в горизонтальной слоистости нет серий, то подтип может не выделяться
Виды	По соотношению границ: серий			слойков	По равномерности распределения в слое (слойков, серий, пачек):
	Параллельная	—	Параллельная.	Параллельная	Равномерная (однородная)
	Непараллельная, слабо срезанная (клиновидная)	Непараллельная смещенная	Непараллельная, слабо срезанная (смещенная)	Непараллельная смещенная	Направленно изменяющаяся
	Непараллельная, сильно срезанная (в том числе перекрестная)	Непараллельная перекрестная	Непараллельная, сильно срезанная (перекрестная)	—	Неравномерная (неоднородная)
	Подвиды по форме серийных швов: а) прямая; б) изогнутая				
Разновидности	а) По форме: слойков	серийных швов и слойков		а) По равномерности распределения слойков	а) По строению слоя
	Прямолинейная	—	—	Равномерная (однородная)	
	Вогнутая (подстилающая)	Вогнутая	Вогнутая	Направленно изменяющаяся	Простая
	s-образная (вогнуто-выпуклая)	Вогнуто-выпуклая	Вогнуто-выпуклая	Неравномерная (неоднородная)	Ритмическая
	Выпуклая	Выпуклая	Выпуклая		Серийная
	б) По направленности слойков в смежных сериях		б) По симметричности волн	б) По выдержанности слойков	а) По правильности слойков
	Однонаправленная	Однонаправленная	Симметричная	Сплошная	Правильная
	Разнонаправленная: попеременно, веерообразно, беспорядочно	Беспорядочноразнонаправленная	Несимметричная	Прерывистая	Неправильная

* После названия подтипа в скобках следует указывать колебания мощности и преобладающий размер. Примечание: Указанные четыре подтипа могут быть выделены в каждом типе.

2. Характеристика формы и строения слойков, серий и их границ

		Для слоистости косой, косоволнистой, волнистой	Для слоистости пологоволнистой и горизонтальной
А. Слойки.		Соотношение слойков в серии (слойки параллельные или подстилающие)	—
		Строение	Строение слойков
		Включения	Включения в слойках
		Распределение слойков в серии	—
		Мощность	Мощности слойков
		Угол наклона (крутизна и изменение по простиранию серии)	—
Б. Границы слойков.		Четкость (резкая, отчетливая, неотчетливая, постепенный переход, скрытая)	
		Выдержанность (непрерывная, прерывистая, невыдержанная (сильно прерывистая)	
		Правильность (правильная, неправильная)	
		Проявление и подчеркивание (глинистым налетом, скоплением слюды, растительным детритом и др.)	
В. Серийные швы (границы)		Форма	—
		Наклон	—
		Четкость, Выдержанность, Правильность, Проявление и подчеркивание	Так же, как и для границ слойков
Г. Серии слойков.		Изменение материала в серии	
		Включения и их приуроченность	
Д. Распределение серий в слое (изменение снизу вверх по слою)		Изменение состава серий	Изменение состава серий, пачек или слойков
		» размера серий	» размера серий, пачек или слойков
		» наклона слойков от серии к серии	—

Примечание. После определения слойков по мощности в скобках следует указывать колебания мощности. Пункты В и Г для горизонтальной слоистости следует указывать, если есть серии или пачки. Пункт Д для горизонтальной слоистости: если нет серий или пачек, дается распределение по слою слойков. Для сложных типов слоистости описываются характерные черты составляющих ее простых типов. При описании обязательно указывается, чем определяется слоистость.

Таблица VI

Классификация косой слоистости

(подтипы выделяются по величине серий слойков)

Виды (по соотношению серий) и подвиды (по форме серийных швов)	Разновидности				
	а) По форме слойков		б) По направленности слойков в смежных сериях		
			Однонаправленная	Разнонаправленная	
				Попеременно	Беспорядочно
Параллельная:	Прямолинейная	///		*	
	Вогнутая (подстилающая)	///			
	S-образная (вогнуто-выпуклая)	///			
	Выпуклая	///			
Непараллельная, слабо срезанная:	Прямолинейная	///			
Прямая (клиновидная)	Вогнутая	///			
Изогнутая	S-образная	///			
	Выпуклая	///			
Непараллельная, сильно срезанная (в т. ч. перекрестная):	Прямолинейная	///			**
Прямая	Вогнутая	///			
Изогнутая	S-образная	///			
	Выпуклая	///			

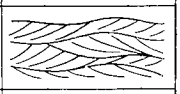
* Называется „перистой"

** Называется „перекрестной"

Таблица VIa

Классификация косоволнистой слоистости

(подтипы выделяются по величине серий слойков)

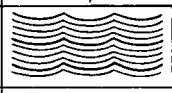
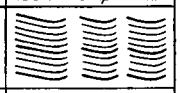
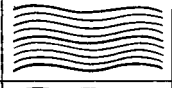
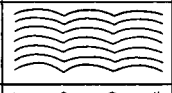
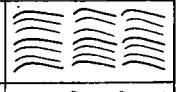
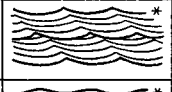
Виды по соотношению серий	Разновидности		
	По форме серийных швов (только асимметричная)	По направлению слойков	
		Однонаправленная	беспорядочно-разнонаправленная
Непараллельная слабо срезанная (смещенная)	Вогнутая	—	—
	Вогнуто-выпуклая	*	
	Выпуклая	—	—
Непараллельная сильно срезанная (перекрестная)	Вогнутая		
	Вогнуто-выпуклая	—	—
	Выпуклая		

* *Иногда лучше называть „слоистостью ряби течения"*

Таблица VII

Классификация волнистой слоистости

(подтипы выделяются по величине серий слойков).

Виды по соотношению серий	Разновидности		
	По форме серийных швов и слойков	По симметричности волн	
		Симметричная	Несимметричная
Параллельная	Вогнутая		
	Вогнуто-выпуклая		
	Выпуклая		
Непараллельная слабо срезанная (смещенная)	Вогнутая	 *	
	Вогнуто-выпуклая	*	
	Выпуклая		
Непараллельная сильно срезанная (перекрестная)	Вогнутая	**	**
	Вогнуто-выпуклая	**	**
	Выпуклая		

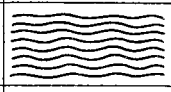
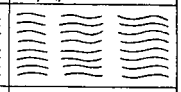
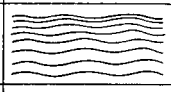
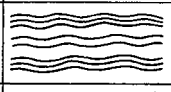
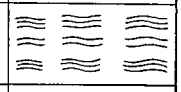
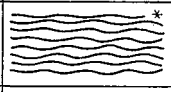
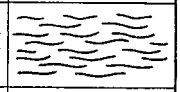
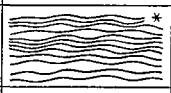
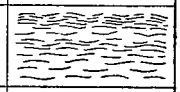
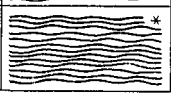
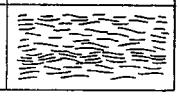
* *Иногда слойки внутри одной серии могут быть параллельны*

** *Наз. мульдообразной*

*** *Иногда может дать линзовидную слоистость*

Таблица VIIа

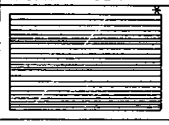
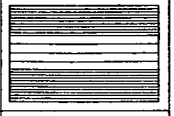
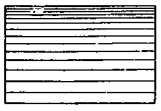
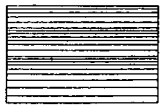
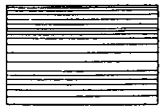
Классификация пологоволнистой слоистости
(подтипы обычно не выделяются)

Виды (по соотношению слойков)	Разновидности		
	По равномерности распределения слойков	По выдержанности слойков	
		Сплошная	Прерывистая
Параллельная	Равномерная (однородная)		
	Направленно-изменяющаяся		
	Неравномерная (неоднородная)		
Непараллельная (смещенная)	Равномерная (однородная)	 *	
	Направленно изменяющаяся	 *	
	Неравномерная (неоднородная)	 *	

* Может быть линзовидную слоистость

Таблица VIII

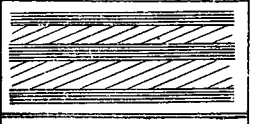
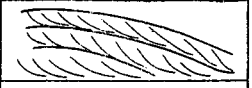
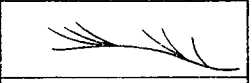
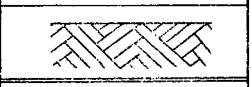
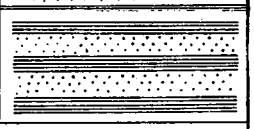
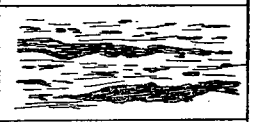
Классификация горизонтальной слоистости
(подтипы выделяются по величине серий слойков; если серий нет — подтипы не выделяются)

Виды (по равномерности распределения в слое)	Разновидности (по строению слоя)		
	Простая	Ритмическая	Серийная
Равномерная (однородная)		 *	
Направленно-изменяющаяся (в т.ч. маятниковая*)			
Неравномерная (неоднородная)			

* В том числе ленточная

Таблица IX

Классификация некоторых сложных типов слоистости

Основной простой тип, с которым связан сложный тип	*Сложный тип*		*Схематическая зарисовка*
Косая с горизонтальной (чередование типов)	*Диагональная*		
Косая (группы серий)	*Наползающая*		
	Пучковидная		
	Елочкой		
Волнистая (Чередование серий и групп серий разных видов и типов. Чередование слойков с сериями слойков)	*Волнистая многостепенная*	*Пологоволнистая с мульдообразной*	
		Пологоволнистая с косоволнистой	
	Линзовидно-волнистая		
	Линзовидно-полосчатая		
Горизонтальная (Чередование слойков и серий. Чередование слойков разных масштабов. Чередование пачек внутри серий)	*Полосчатая*		
	*Неправильная полосовидная *)(биогенная)*		
	*Неправильная линзовидная *)(биогенная)*		
	Серийно-ритмическая		

*) *Эти типы часто представляют собой неясно выраженную слоистость или слоеватость*

Классификация слоистости, обусловленной рельефом дна

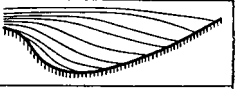
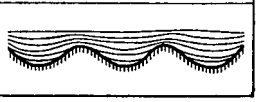
Тип	Вид	Схематическая зарисовка
Наклонная	Параллельная (в том числе флексурообразная) Угол наклона дна равен и меньше угла наклона естественного откоса	
	Выполаживающаяся Угол наклона дна крутой и больше угла наклона естественного откоса	
	Утоняющаяся книзу Угол наклона дна пологий (меньше угла наклона естественного откоса)	
	Выклинивающаяся Угол наклона дна крутой, постепенно выполаживается	
Заполнения, облекания	Заполнения: Утоняющаяся к бортам впадин и продольных промоин	
	Заполнения: Упирающаяся в борта впадин и продольных промоин	
	Заполнения: Асимметричных поперечных промоин	
	Облекающая	
	Сложная (заполнения и облекания)	

Таблица XI

Типы неясной слоистости

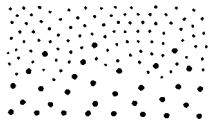
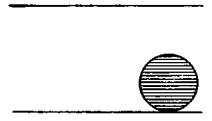
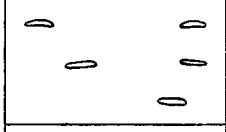
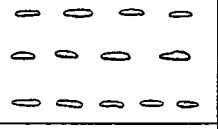
Тип	*Вид*	*Схематическая зарисовка*	*Краткое пояснение*
Неотчетливая слоистость	—		*Смена пород видна, но границ нет*
Скрытая слоистость или микрослоистость (в том числе плитчатый раскол)	—		*Макроскопически порода однородна. Слоистость видна только под микроскопом или же обнаруживается по плитчатому расколу*
Слоеватость (невыраженная слоистость)	*За счет включений (частичная)*		*Имеются послойно ориентированные включения*
			*Ориентированные включения часты и ритмически расположены*
	За счет ориентировки основных частиц породы (сплошная)		*Частицы, слагающие породу, располагаются первично-ориентированно (показывая наслоение)*

Таблица XII

Классификация текстур нарушенной слоистости

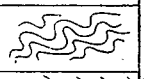
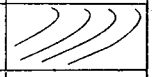
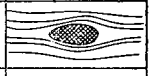
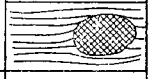
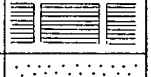
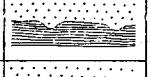
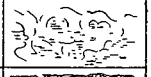
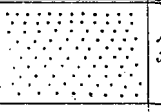
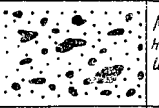
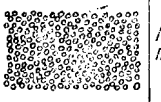
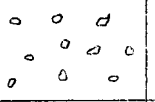
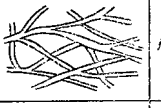
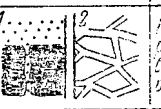
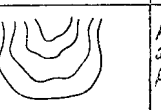
Тип нарушения	Вид		Схематическое изображение
Нарушение формы слоев или слойков (изгиб)	Смятие	Постепенно затухающее	
		В резко ограниченных пределах	
	Изгиб (в том числе плойчатость)	Постепенно затухающий	
		В резко ограниченных пределах	
	Заворот		
	Огибание		
	Вдавливание		
	Примыкание	а	
		б	
Разрыв слоев или слойков	Включением		
	Смещением (атектоническим)		
	Протыканием и пересечением		
	Растрескиванием (вклинивание)		
Внедрение одного слоя в другой	Неглубоко, только близ границы слоев	По изогнутой границе слоев	
		Заполнение углублений в нижнем слое	
		Заполнение оседания	
	Глубоко, в виде относительно узких внедрений	Инъецирование (песчаные дайки)	
		Внедрение вверх	
	Широкое и глубокое проникновение одного слоя в другой	Втекание	
		Взаимное проникновение слоев (с резкими контурами)	
		Перемешивание материала двух слоев (взмучивание)	
Нарушение слоистости животными и растениями	Слоистость еще отчетлива		
	Слоистость почти исчезает		

Таблица XIII

Некоторые первично-неслоистые текстуры

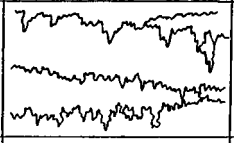
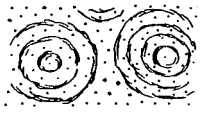
Тип		Вид	Схематическое изображение	В каких породах преимущественно встречается
Однородная или массивная		———		Любые, часто хемогенные
Неоднородная	Неравномерное расположение компонентов породы	Беспорядочная		Морена, грубозернистые пески и др.
		Пятнистая *) (границы пятен неотчетливы)		Глины, алевриты, известняки, реже пески (последние вторично)
		Узловатая, линзовая, очковая (границы пятен отчетливы)		Известняки и др.
		Комковатая		Глины и алевриты, реже пески с органическими остатками, часто с конкрециями
		Гранулированная		Глины и алевритовые глины
		Пористая (первично) *)		Туфы
		Переплетающаяся (петельчатая)		Гипсы
		Землистая		
	Нарушение породы	Трещинная (или сетчатая) 1 – в разрезе; 2 – поверхность наслоения		Глинистые, алевритовые и карбонатные породы
		Брекчиевидная		1 – пески, алевриты, глины 2 – глины и алевриты
	Нарастание породы	Первичная концентрическая или концентрически-скорлуповатая (в том числе сталактитовая) **)		Известняки и др. хемогенные породы
Биоморфная	Формы роста живых организмов	Например, коралловых рифов и др.		Известняки

*) Могут быть и вторичными.

**) Не следует смешивать с вторичным явлением колец Лизеганга и со сферической или шаровой вторичной текстурой

Таблица XIV

Некоторые вторичные текстуры

Вид	*Схематическая зарисовка*	*В каких породах встречается*
Конус в конус (cone in cone), или „фунтиковая"		*Глинисто-карбонатные породы*
Стилолитовая		*Известняки и др.*
Сферическая, сфероидальная, шаровая (переходит в конкреционную)		*Песчаники, туфы, реже гипсовые и глинистые породы.*

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Глава VI

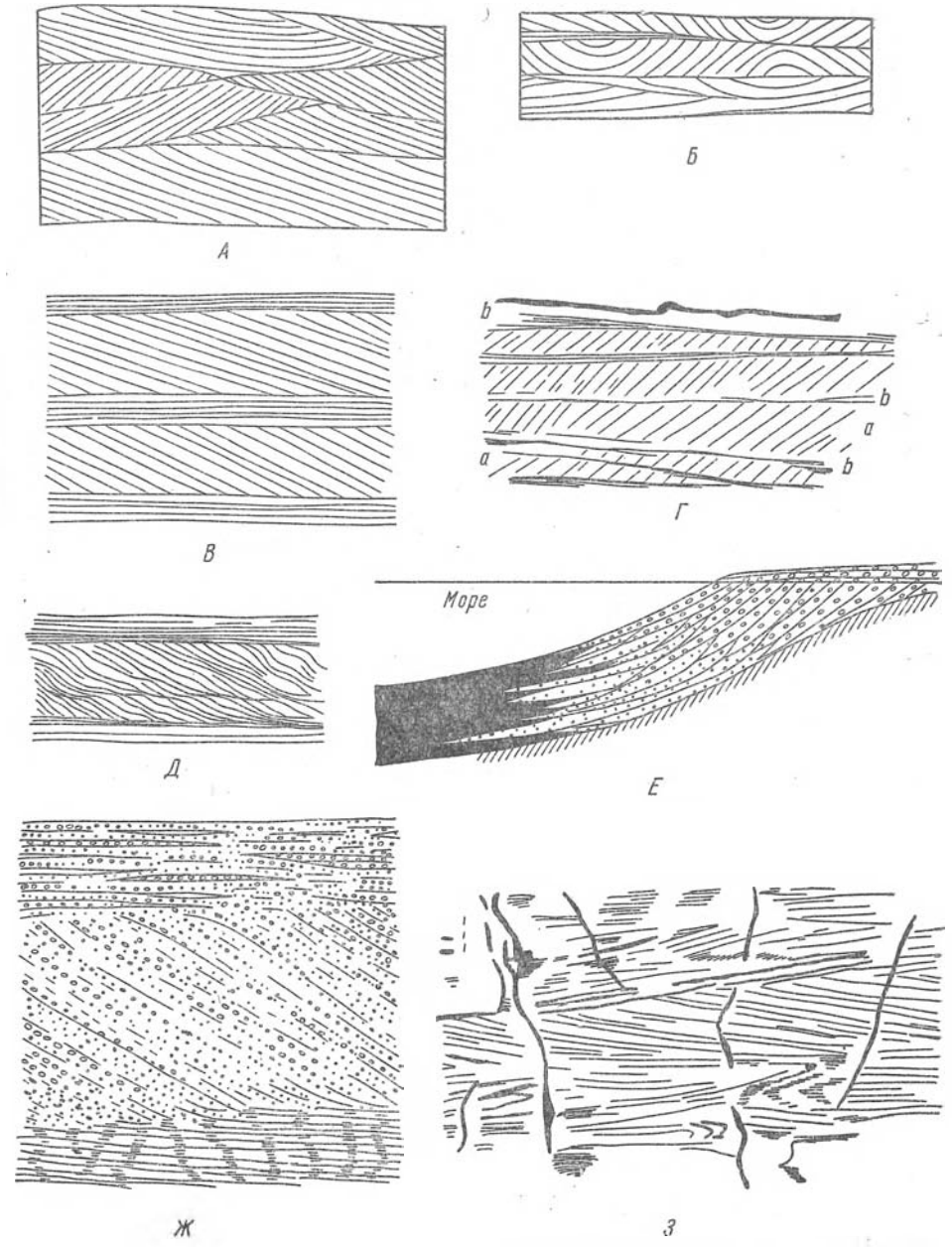
КРАТКИЙ ОБЗОР ИМЕЮЩИХСЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПИЗАЦИЙ СЛОИСТОСТИ И ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУР

В предыдущей части мы рассмотрели основные типы слоистости, механизм их образования и их морфологическую классификацию. Однако последняя играет лишь вспомогательную, так сказать служебную роль. Основная наша задача — показать генетическое значение слоистых текстур и возможность определения происхождения породы на основании изучения этого ее признака. Как мы видели из предыдущих глав, главные причины появления слоистости в осадке и факторы, ее формирующие, тесно связаны с фациальной обстановкой. Например, механизм течения создает вообще косую слоистость. Различие силы течения сказывается на масштабе косой слоистости, особенности же механизма этого течения внутри определенной фации, та или иная направленность, пульсация мгновенных скоростей, турбулентность и т. д.— все это создает специфичность его внутри данной фации и обусловливает появление признаков видов, разновидностей слоистых текстур. Поэтому и можно определять фацию по признакам слоистости. Иногда причины возникновения того или иного признака неясны, тем не менее эмпирически установлено, что появление его всегда связано с определенными фациальными условиями образования осадка, следовательно, мы все равно можем его использовать.

Попытки связать определение слоистых текстур пород с той фациальной обстановкой, в которой они образовались, начались уже с конца XIX и начала XX века. Вальтер (1904, 1919) считал, что по совокупности признаков (в том числе и текстурных) можно определить фацию осадка. Само явление слоистости он понимал как результат смены фаций, однако он учитывал также и возможность появления слоистой текстуры в результате движения водной среды, сортирующей осадок. Грабау (1913) выделял слоистость в отложениях дельт, образующихся в стоячих водах с постоянным уровнем [1], слоистость потоков и слоистость эоловую. Дельтовую и потоковую слоистость он считал сходными по форме (чередование горизонтальных и косых слойков и однообразие направления их наклона); различие между этими типами он видел в длине косых слойков, значительно большей в дельтовом типе. Наиболее характерными для эоловых отложений Грабау считал разнообразие углов наклона и направлений падения слойков в различных сериях, а также непараллельность серийных швов между собой.

Траубридж (1914), называя признаки для выделения различных генетических типов отложений, указывает в том числе и признаки внут-

[1] О последнем, очень существенном обстоятельстве обычно забывают, относя этот тип слоистости к дельтам вообще, в том числе и к крупным морским.



Фиг. 71. Генетические типы слоистости, приведенные Ю. А. Жемчужниковым в 1926 г.

А — эоловый тип (по Грабау); *Б* — эоловый тип, мигрирующие дюны (по Вальтеру); *В* — тип потоков (по Гоббзу); *Г* — речной тип (*a* — косослоистые серии, *b* — горизонтально-слоистые серии); *Д* — речной тип; *Е* — разрез дельты (по Кайзеру); *Ж* — дельтовый тип (по Джильберту); *З* — морской тип (по Франтцену)

ренней текстуры пород: угол и направление наклона косых слойков. При этом по направлению наклона дается два определения: 1) слойки падают в одном направлении (речные, флювиогляциальные отложения) и 2) слойки расходятся во всех направлениях (эоловые, озерные, морские мелководные).

На различные особенности текстуры указывали также Джильберт (1899), Франтцен (1892), Госселе (1882), Бриар (1879—1880), Динеман (1913), Баррелл (1912, 1917), Киндл (1929), Гоппе (1928) и многие другие.

Материалы многих исследований были использованы Ю. А. Жемчужниковым (1923, 1926), составившим сводку признаков типов косой слоистости: эолового, типа потоков, речного, дельтового и прибрежно-морского. Каждый из этих типов Ю. А. Жемчужников иллюстрировал соответствующими рисунками (фиг. 71). Последние вошли почти во все учебники и руководства и приводятся в них и по сей день; часто они являются основными критериями для суждения о фациальном типе породы на основании сходства видимой в ней слоистости с рисунком Ю. А. Жемчужникова. Между тем сам Ю. А. Жемчужников неоднократно подчеркивал недопустимость такого механического определения; кроме того, за последующие более чем 30 лет работы геологов всего мира показали, что генетические типы слоистости несравненно более разнообразны, и приведенные им типы являются лишь некоторыми частными примерами и даже не всегда характерными (как, например, тип дельтовый).

В появившихся несколько позже работах Бринкмана (1932, 1933) дается генетическая классификация типов слоистости не по фациальному признаку, а по происхождению слоистости, по причинам ее образования (табл. 18). Эта классификация охватывала широкий диапазон явлений, имеющих отношение к образованию слоистости. Очень интересной и новой явилась мысль о выделении диагенетической слоистости в особую группу.

Однако наряду с положительными сторонами классификация Бринкмана обладала также рядом существенных недостатков, к которым в первую очередь следует отнести то, что две его основные группы — слоистость автономная и слоистость индуцированная — как бы перекрывают друг друга. Это произошло потому, что группа автономной слоистости выделена на основании определения непосредственных причин образования слоев и слойков, в то время как выделение индуцированной слоистости базируется на причинах более отдаленных (см. гл. IV). В результате, например, к климатической слоистости может быть отнесен почти любой вид слоистости автономной. В раздел «Индуцированная слоистость» включены типы и более общие (климатическая) и частные (приливно-отливная). Типы 9 и 10 (тектонические) связаны уже с явлением напластования. В разделе «Автономная слоистость» отдельные виды также не равноценны по значению, а иногда и перекрывают друг друга (так, например, «слоистость изменения течения» часто может оказаться сортированной). Некоторая спутанность понятий привела к тому, что типы выделяются то по процессу (тип 3— в результате перенасыщения растворов), то по причинам, вызывающим этот процесс (климатические изменения). Указанные недостатки классификация Бринкмана, а также то, что выделение типов не было обосновано четкими диагностическими признаками, не дает возможности применять ее на практике.

В последующие годы в литературе, как у нас, так и за рубежом, появилось много работ, где описывались конкретные типы слоистых текстур в той или иной фациальной обстановке (McKee, 1938, 1939, 1940, 1953, 1957; Thompson, 1937; ряд статей в сборнике «Косая слоистость», 1940;

Таблица 18

Генетическая классификация типов слоистости по Бринкман у

			Вид слоистости	Процесс слоеобразования
Первичная (осадочная) слоистость	Автономная		1. Первичная	Вытянутые или листоватые частички осадка располагаются при отложении по параллельным плоскостям
			2. Сортированная по вертикали	Из равномерно-движущейся (или спокойной) среды выпадают отдельные компоненты осадка, отвечающие скорости их опускания
			3. Ритмическая слоистость выпадения	Из пересыщенного раствора от времени до времени выпадают различные осадки
			4. Биогенная	Развитие породообразующих организмов подвержено внутренним изменениям
			5. Слоистость изменения течения	Неоднородная слоистость потоков в движущейся среде вызывает отложение определенных частиц осадка
	Индуцированная	Экзогенная	6. Приливная	Прилив и отлив заставляют оседать периодически меняющиеся осадки
			7. Климатическая	Изменение климатических факторов приобретает известное влияние на седиментацию
		Эндогенная	8. Вулканическая	Вулканические продукты принимают различное участие в строении слоистых пород
			9. Непосредственно зависящая от тектоники	Узкое пространство отложения захвачено движениями земной коры, что вызывает изменение в условиях отложения
			10. Косвенно зависящая от тектоники	Посредством отдаленных орогенических движений седиментация подвергается влиянию областей, не связанных с ней непосредственно
Диагенетическая слоистость			11. Индукционная	Явления, происходящие на поверхности седиментации, обусловливают неоднородность в глубоких слоях
			12. Диагенетическая сланцеватость	При диагенетическом обезвоживании и смятии частицы осадка располагаются в горизонтальной плоскости и часто сплющиваются
			13. Диагенетическая	Первичная слоистость служит точкой приложения для диагенетических образований и выпадений

Давыдова и Гольдштейн, 1947, 1949; Вассоевич, 1948_1, 1951; Ботвинкина, 1953, 1957_2 и др.).

Во вступительной статье к сборнику «Косая слоистость» Ю. А. Жемчужников, по существу, повторил классификацию, данную им в статье 1926 г., и перечислил признаки типов слоистой текстуры: эолового, потокового, речного, дельтового и прибрежно-морского. Из них наиболее полно и правильно охарактеризован эоловый тип. Описанный им тип потоков является частным случаем. Речной тип, по словам автора, «мало изучен и во многих случаях не обладает характерными признаками». Однако работы последующих лет, в том числе в значительной степени и самого Ю. А. Жемчужникова, позволили изучить этот тип очень полно и выявить много характерных для него признаков (Ботвинкина, 1953; Атлас литогенетических типов..., 1956; сб. «Аллювиальные отложения...», 1954, и др.). Ю. А. Жемчужниковым была дана неправильная характеристика дельтового типа (см. гл. IX), так как частный случай небольшой озерной дельты был приведен им как тип дельтовой слоистости вообще. Наконец, прибрежно-морской тип, вследствие очень небольшого фактического материала, был описан им как не имеющий ярко выраженных особенностей и, наоборот, характеризующийся скорее отрицательными чертами, т. е. отсутствием типичных отличий предыдущих типов. Как показано в гл. X, многочисленные наблюдения в последующие годы позволили выявить много разнообразных видов слоистых текстур в различных зонах прибрежно-морских осадков.

А. В. Хабаков (1951) указал признаки косой слоистости тех же пяти генетических типов слоистости, которые были выделены Ю. А. Жемчужниковым, но несколько их изменил, однако характеристику, данную Ю. А. Жемчужниковым, следует признать более полной. Кроме того, некоторые утверждения А. В. Хабакова неверны, например, что в речных отложениях резкое несогласие между косыми и горизонтальными слоями «обычно наблюдается в почве серий»; что в прибрежно-морских мелководных отложениях мощности серий редко более 0,5 м и т. д. В то же время описание дельтового типа он дает более правильное и отмечает некоторые черты сходства этого типа с эоловым.

Во всех указанных работах, в которых описывались те или иные генетические типы слоистости, генетической классификации как таковой дано все же не было. Авторы ограничивались характеристикой лишь некоторых типов, преимущественно косой слоистости, придавая им иногда обобщенный характер. Мною (Ботвинкина, $1957_{1,2}$) внутри трех основных морфологических типов слоистости (косой, волнистой и горизонтальной) были выделены на основании ряда признаков девять фациальных типов слоистости. Эта типизация значительно подробнее предыдущих, однако и ее нельзя еще было считать генетической классификацией слоистости, так как она содержит лишь некоторые виды слоистости в наиболее изученных с этой точки зрения фациальных обстановках.

Особо следует остановиться на классификации, предложенной Л. Б. Рухиным (1953, 1954) и находящей сторонников среди некоторых ученых. В ней имеется очень много недостатков как в трактовке общих вопросов, так и в частных определениях, и поэтому ее необходимо разобрать более подробно.

1. Прежде всего у Л. Б. Рухина выделение фациальных обстановок очень неполное и весьма искусственное. Классификация дана только для водной слоистости и не включена эоловая, что сразу исключает возможность всестороннего анализа текстур. Даются типы только косой водной слоистости, т. е. отпадают все разновидности горизонтальной.

2. Приведены два типа косой слоистости — «поступательный» и «колебательный» (?!) (как они выглядят в породе — совершенно неясно).

В поступательном типе выделяются: а) слоистость рек с постоянным режимом (что это за реки — неизвестно); б) слоистость рек с изменчивой скоростью течения (предгорные и равнинные); в) слоистость отложений слабых донных течений (морей, крупных озер и рек с малым падением). Такое деление неудачно, во-первых, потому, что оно совершенно не дает представления о фациальных обстановках, которые автор собирается характеризовать косой слоистостью; более того, при разборе этой классификации неизбежно напрашивается вывод о неприменимости анализа косой слоистости для определения фаций, так как один и тот же тип характеризует, по Л. Б. Рухину, и море, и озеро, и реку, т. е., по существу, все субаквальные отложения (при этом субаэральные вообще не определены), а с другой стороны, одна и та же обстановка (речная) подразделена на три типа, да еще по совершенно неясным признакам. Кроме того, разбивка на типы по признаку «постоянства скоростей течения» нецелесообразна, так как этот признак очень трудно определить для ископаемых отложений. Изменчивость же скоростей течения существует во всех реках.

К колебательному типу Л. Б. Рухин относит: а) слоистость мелководных отложений бассейнов (мелководные участки морей и озер); б) слоистость прибрежных отложений с волноприбойными знаками ряби (прибрежные участки морей, озер и рек). Здесь прежде всего необходимо отметить, что, по существу, это один и тот же тип, так как прибрежные отложения обычно мелководны, а мелководные — несут знаки ряби. С другой стороны, объединение в одну группу прибрежных участков морей, рек и озер опять-таки сводит на нет весь фациальный анализ.

3. В разделе «Отличительные особенности» (типов косой слоистости) первые четыре (из 11) не являются признаками слоистости породы. Три из них — выводы, к которым приходит исследователь; это характер (т. е. скорость и направление) движения воды, причины образования слоистости и физико-географические области ее формирования. Под четвертым признаком — «характер косослоистых пород»,— по существу, подразумевается структура пород.

Остальные семь — действительно признаки слоистости. Это «мощность косослоистых пластов» (очевидно, серий?), четкость обособления серий, их очертания, величина угла падения косых слойков, преобладающее падение, облик косой слоистости в разрезах, параллельных и перпендикулярных движению воды. Не говоря уже о том, что формулировка последних двух пунктов тоже не совсем правильна (так как направление движения воды — опять-таки уже вывод исследователя), совершенно непонятно, как могут эти два направления разрезов иметь разные признаки для колебательного типа.

Все эти замечания относятся к самому построению классификационной таблицы. Что же касается ее содержания, то надо сказать, что в ней почти нет правильных определений отличительных особенностей слоистости.

Неправильно указаны различия рек с постоянной и изменчивой скоростью течений. Угол падения слойков, равный 30—40°, для рек с постоянным течением называется крутым, а для рек с изменчивым течением — пологим. Неверно, что для рек характерна слоистость, выпуклая кверху. Неправильно утверждение, что для рек с постоянным течением слоистость резко выражена в продольных и плохо в поперечных сечениях, а для рек с изменчивой скоростью — наоборот [1]. Кроме того,

[1] Если слоистость отчетлива в одном сечении, то она будет отчетлива и в другом, так как слой — это физическое тело, имеющее три измерения, и если оно отчетливо обособленно, то это будет видно в любом сечении.

совершенно непонятно, откуда автор вывел такую странную закономерность «обратного соотношения отчетливости в разных сечениях» в зависимости от переменчивости скоростей речных течений.

Неверно, что косая слоистость морских течений имеет меньшую мощность серий, чем речная — в морских отложениях (в том числе в дельтовых) могут быть также крупные серии, и даже крупнее, чем в речных. Неверно также, что для колебательного типа обычны только песчаные отложения. Для них очень типичны и алевритовые (особенно крупноалевритовые) осадки. Почему-то Л. Б. Рухин утверждает, что в колебательном типе мелководные отложения имеют угол падения слойков до 20—25°, а для прибрежных отложений величина угла падения слойков не является типичным признаком. Неверно, что слоистость плохо выражена вследствие малой мощности серий,— последняя может быть хотя и небольшой, но очень отчетливой.

Перечень этих неясностей, неточностей и просто неверных утверждений можно было бы еще продлить, перечислив, таким образом, по существу, все разделы предложенной Л. Б. Рухиным классификации. Однако, если добавить еще, что в очень многих рубриках (в 11 случаях из 35) при определении признаков слоистости употребляются выражения «более или менее», «часто нечеткие», «непостоянная», «нетипичный признак», «плохо выражена» и т. д., то сказанного достаточно, для того чтобы убедиться в непригодности этой классификации для практического применения при геологических исследованиях.

Г. И. Теодорович (1958) дает общее подразделение текстур по разным признакам, с нашей точки зрения — весьма спорное. Перечисленные же им «генетические типы» косой слоистости являются лишь некоторыми частными примерами, приведенными по литературным данным, преимущественно из сборников «Косая слоистость...» (1940) и «Аллювиальные отложения...» (1954), из Атласа литогенетических типов... (1956) и работы Л. Н. Ботвинкиной (1953). В действительности слоистость пород указанных фаций является более сложной, а для дельтовой фации — совершенно иной.

Из изложенного ясно, что попытки создания генетических классификаций (часто сводящихся лишь к возведению некоторых частных типов слоистости в ранг общих) не могли удовлетворить геологов. Более того, неполнота наших знаний о разнообразных типах слоистости, с одной стороны, а с другой — сходство типов слоистости в разных фациальных обстановках и существующая путаница в терминологии и определениях приводили более скептически настроенных исследователей к пессимистическому выводу о том, что по типу слоистости нельзя определять происхождение породы.

В зарубежной литературе, как видно из приложенной библиографии, имеется много работ (в частности, за последние годы), в которых приводятся результаты наблюдений над слоистыми текстурами современных и ископаемых отложений, однако обобщения их не сделано, а в ряде сводных работ высказывается мысль, что признаки различий слоистости в отложениях разных фаций неясны (Pettijohn, 1957). Такие негативные выводы могут быть опровергнуты лишь созданием генетической классификации слоистости, основанной на многочисленных материалах фактических наблюдений. При составлении ее необходимо исходить из следующих положений.

1. Наиболее целесообразно, для практического использования, построить генетическую классификацию не по «причинам» (Бринкман) и не по «механизму» образования (Л. Б. Рухин), а по *принадлежности слоистости к отложениям той или иной фации* (или группы фаций), как это начинали делать Ю. А. Жемчужников и А. Н. Хабаков. Кроме того, такой поход является и наиболее комплексным, так как признаки, по

которым мы определяем фациальную обстановку накопления осадка, включают и признаки, обусловленные механизмом его формирования.

2. Генетическая классификация, как и всякая другая, должна быть достаточно широкой, т. е. включать в себя если не все (на данном этапе исследования), то, во всяком случае, основное большинство существующих в природе фациальных типов.

3. Построение генетической классификации должно быть проведено по единому принципу.

4. В основе генетической классификации обязательно должны лежать систематизированные, точно и объективно определяемые в породе диагностические признаки слоистости; иначе говоря, *в основе ее должна лежать классификация морфологическая* (см. гл. V). При этом генетические определения лучше давать не по одному разрезу, а на основании наблюдений породы в различных сечениях.

5. Нельзя изучать текстуру породы оторванно от остальных ее признаков, и в первую очередь от структуры и состава.

6. Создание генетической классификации слоистости тесно связано с общим фациальным анализом, с изучением процессов формирования не только слойков и их серий, но и *всей осадочной толщи в целом.*

Поэтому при создании генетической классификации нами было учтено следующее основное положение: *для любой фациальной обстановки характерно присутствие не одного какого-либо вида слоистости, а определенного комплекса видов и их последовательное сочетание* (сходные морфологические типы, но в ином сочетании, характерны уже для другой фациальной обстановки).

7. Генетическая классификация должна быть основана на большом фактическом материале, на детальных описаниях конкретных форм слоистости в обстановках определенного генезиса (как современных, так и ископаемых).

Сводная генетическая классификация слоистости дается в гл. XII. Ей предшествует изложение фактического материала, приведенное в главах VII, VIII, IX, X и XI, которые посвящены связи разнообразных видов слоистости с различными обстановками образования осадка, т. е. различию и особенностям ее в зависимости от генезиса пород. По существу, эти главы и являются развернутой генетической классификацией слоистых текстур. Естественно, что она тесно связана и с классификацией фаций.

Однако, исходя из стоящих перед нами задач, мы были вынуждены прежде всего выделять обстановки, имеющие различный механизм седиментации. Поэтому мы различаем седиментацию в условиях движения и седиментацию в условиях неподвижности среды отложения, что вызывает либо перераспределение осадка на дне, либо спокойное его оседание. Такое деление придало группировке фациальных обстановок и фаций, принятой в настоящей работе, специфику, несколько отличающую ее от обычных фациальных классификаций.

Наше подразделение фациальных обстановок, каждая из которых характеризуется определенными видами слоистости, приведено в табл. 19.

Почти всегда геологи выделяют две основные группы фаций: континентальную и морскую. Между тем, с точки зрения формирования слоистых текстур различными агентами, в континентальной группе субаэральные условия сильно отличаются от субаквальных. Поэтому были выделены не две, а три группы: слоистость континентальных субаэральных отложений, слоистость континентальных субаквальных отложений и слоистость морских отложений. Дальнейшие подразделения внутри групп сделаны с учетом как фаций, так и динамики среды отложения. При этом слоистость отложений подводной части дельты, хотя и формирующейся в

Таблица 19

Фациальные обстановки образования слоистых текстур

Основные группы фаций, в которых рассматривается слоистость	Отложения	Состояние среды отложения, в которой происходит седиментация	Фации, характеризующиеся определенными типами слоистости		
Слоистость континентальных субаэральных отложений	Эоловые	Воздушные течения (направленное движение осадка)	Барханы, дюны и другие образования пустынь		
			Прибрежно-морские дюны		
			Дюны речные		
		Ток воздуха слабеет (выпадение из взвеси)	Лёсс		
			Пеплы		
Слоистость континентальных субаквальных отложений	Водные	Текучие воды	Аллювий	Русло и прирусловая отмель	
				Пойма	
				Старица	
			Пролювий	Временные потоки	Пустынные
					Горные
					Овражные
				Конусы выноса и сухие дельты	
			Делювий		
		Спокойные (почти неподвижные) воды	Центральные части озер (соленых и пресных)		
			Застойные водоемы и болота		
	Водно-ледниковые	Движение и таяние ледника	Флювиогляциальные отложения		
			Озы, камы		
			Морены, друмлины		
Слоистость морских отложений	Водные	Интенсивные движения воды (течения и волнения)	Поводная часть дельты		
			Прибрежная зона	Пляжи, бичи	
				Ватты	
				Зона мелководья (моря и лагун)	
				Бары, пересыпи, подводные валы	
			Области течений	Донных	
				Мутевых	
				Поперечных (висячих)	
		Отсутствие придонного движения воды	Глубоководная зона моря		
			Прибрежная зона моря		
			Лагуны (осолоненные и опресненные)		

море, но при значительном влиянии суши (течения рек и др.), выделена в самостоятельную главу.

Описание слоистости в каждой фациальной обстановке давалось по результатам наблюдения текстур в современных осадках и по изучению их в ископаемых отложениях, генезис которых точно установлен по ряду других признаков.

В итоге получалась общая характеристика комплекса видов слоистости, типичного для данной фации, и выявлялись специфические черты отдельных видов и разновидностей слоистых текстур, зависящие именно от данных фациальных условий (обычно одни виды являются основными для той или иной обстановки, другие же только им сопутствуют).

В гл. XI рассматриваются текстуры нарушенной первичной слоистости, характерные также для тех или иных условий образования осадка и поэтому могущие служить, наряду со слоистостью, фациальными индикаторами для ископаемых отложений.

Глава XII является обобщающей сводкой материала, изложенного в главах VII—XI. В ней итоговый материал сведен в схемы, по которым геолог может вести сравнительный анализ слоистости пород для определения их происхождения. Для удобства практического использования материал дан с двух сторон: во-первых, комплексы типов слоистости, их сочетание, последовательность и связи в каждой фации, во-вторых, выделение генетических типов внутри основных морфологических типов. Однако при определении генетических типов слоистости нельзя относить генетическое название к простому морфологическому типу (например, нельзя называть дельтовой косую слоистость с s-образно изогнутой формой слойков). Генетические названия слоистости (дельтовая, речная, пляжей и т. д.) относятся лишь к комплексам слоистых текстур [1].

[1] Некоторую аналогию можно провести в данном случае с определением возраста по фауне. Среди отдельных биологических видов почти нет таких, которые были бы присущи только одному стратиграфическому горизонту и никогда не встречались бы в других. Возраст пород обычно определяется не одним каким-либо видом, а определенным фаунистическим комплексом.

Глава VII

СЛОИСТОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

К группе континентальных субаэральных отложений относятся в основном эоловые осадки, а кроме того — продукты извержений вулканов (пеплы и вулканические конусы) и элювий. Однако два последних вида отложений либо не имеют слоистости, либо если она есть, то очень плохо выражена или не изучена, поэтому основное содержание данной главы составляет слоистость эоловых отложений, определение которой в ископаемых осадках имеет большое значение для фациального анализа.

Эоловые осадки состоят из зерен или обломков разного размера (но в большинстве не крупнее 1 мм), обычно кластогенных, реже — хемогенных или вулканогенных.

По механизму образования среди эоловых отложений отчетливо выделяются две группы. Осадки первой группы образуются силой ветра, вследствие поступательного его движения, в основном волочением и сальтацией. Эти осадки более крупнозернисты (песчаные) и образуют холмистые скопления разного характера. Осадки второй группы передвигаются почти исключительно во взвешенном состоянии и формируются в результате выпадения осадочного материала из взвеси. По составу это, естественно, более мелкие и легкие (алеврито-глинистые) частицы. Сюда относятся лёсс, вулканические пыль и пепел.

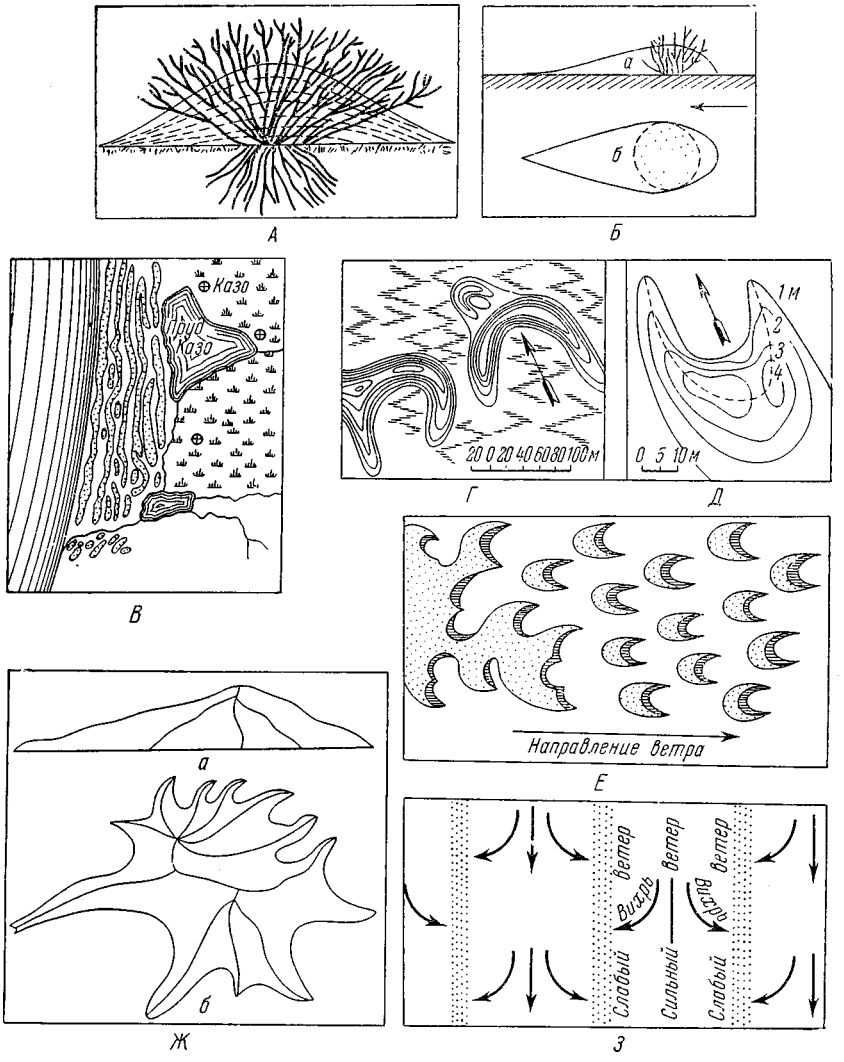
Понятно, что и формы слоистости, присущие этим двум группам, резко различны: для первой группы характерны образования песчаных валов и, следовательно, слоистость, преимущественно косая или волнистая. Осадки второй группы либо дают горизонтальную или облекающую слоистость, часто плохо различимую в породе вследствие малого размера зерен и совершенства сортировки, либо же слоистость в них отсутствует.

Вулканические конусы имеют своеобразную облекающую слоистость, элювиальные отложения — специфическую элювиальную или хемогенную диагенетическую слоистость, либо же слоистость в них отсутствует.

2. СЛОИСТОСТЬ ЭОЛОВЫХ ОСАДКОВ, ФОРМИРУЕМАЯ ПОСТУПАТЕЛЬНЫМ ДВИЖЕНИЕМ ВОЗДУХА

Особенности песчаных эоловых форм и механизм их образования

Формы, образуемые деятельностью ветра, многочисленны и разнообразны (фиг. 72). Это первичные скопления (кучи) песка, образующие кучевой песчаный ландшафт на равнине или же холмики — косы на



Фиг. 72. Различные формы эоловых отложений (стрелки везде показывают направление ветра):

А — слоистость в кучевых песках (по В. А. Обручеву, 1913); *Б* — эмбриональная дюна (коса-холмик): *а* — разрез; *б* — план (по Шукину, 1938); *В* — поперечные дюны Казо на западном берегу Франции (по В. А. Обручеву, 1947 г.); *Г* — параболические дюны (в плане) у дер. Красная горка (по Яковлеву, 1954); *Д* — бархан у дер. Дерино (по Яковлеву); *Е* — барханы и барханные цепи в Ливийской пустыне (по Холмсу, 1949); *Ж* — пирамидальная дюна: *а* — профиль; *б* — план (по Шукину, 1938); *З* — механизм образования продольных дюн (по Холмсу, 1949)

побережье. Затем более крупные скопления: дюны (поперечные, параболические, продольные, пирамидальные), барханы, барханные цепи, грядовые пески, бугристые пески и другие образования. Эоловые накопления связаны в основном с двумя резко различными фациальными обстановками: во-первых, с морским (или озерным) побережьем, где развиты дюны — поперечные и параболические, образующиеся в результате перевевания морского песка в гумидном климате, и, во-вторых,— отложения пустынь и полупустынь, разнообразие форм которых очень велико (кучевые пески, барханы и барханные цепи, продольные

дюны, грядовые пески, бугристые пески и др.). Чаще всего они образуются (Личков, 1932, и др.) в результате перевевания песков древних крупных аллювиальных равнин. Кроме этих двух фациальных обстановок, эоловые накопления, главным образом в виде кучевых песков и песчаных дюн, встречаются в речных долинах, особенно в их низовьях (реки Миссисипи, Волга и др.).

Термин «дюна» употребляется нами в широком смысле, как обозначение скопления песчаного материала в виде холма или гряды с пологим наветренным и крутым подветренным склоном и с гребнем на вершине.

Одиночные дюны возникают из эмбриональных скоплений песка в форме бугорка или холмика-косы позади препятствия (чаще всего — скудной растительности).

Поперечные дюны и вытянуты в направлении, перпендикулярном к направлению ветра. Они образуются при обилии песка, бедности растительности и при одном господствующем направлении ветра (обычно с моря на сушу). Поперечные дюны обычно образуют ряд параллельных цепей. Впадины между дюнными грядами часто заняты болотами или озерами.

На морском побережье имеется, хотя и редкая, растительность, обычно развивающаяся там, где песчаное накопление ниже, т. е. по краям дюн (так как там больше влаги). Поэтому движущиеся там песчинки задерживаются растительностью, а в средней части дюны они движутся свободно и, следовательно, быстрее. Так образуются параболические дюны, обращенные выпуклой стороной по направлению ветра, а крыльями — назад. Высота их обычно относительно невелика (2—8 м).

Барханы — это дюны, образующиеся в условиях пустынь, где имеется обилие песка, отсутствует растительность и ветер постоянно дует в одном направлении. Бархан представляет собой песчаный холм в форме полумесяца, с рогами, обращенными по направлению ветра. Последнее обусловливается тем, что незакрепленный песок передвигается по бокам бархана быстрее, чем в центре, где масса песка значительно больше и песчинкам приходится «взбираться на гору».

Барханы образуются при условии, если сила ветра находится в определенном соотношении с количеством песка. Кроме того, для образования барханов требуется наличие ровной, почти горизонтальной поверхности с твердым каменистым или глинистым грунтом, не способным подвергаться развеванию. В пустынях Средней Азии такими пространствами очень часто являются поверхности такыров (Щукин, 1938). Высота барханов может достигать 100—200 м.

Барханы, смыкаясь боковыми частями, образуют барханные цепи в виде параллельных несимметричных и сравнительно недлинных гряд, вытянутых в общем перпендикулярно направлению господствующих ветров, что делает их сходными с поперечными дюнами. Бархан и барханная цепь могут быть и генетически самостоятельными образованиями. Барханы — очень подвижные формы, барханные цепи — малоподвижны.

Продольные дюны (сейфы, дамбы) представляют собой песчаные гряды, вытянутые параллельно направлению сильных ветров (например, пассатов). Они широко распространены в Сахаре, Австралии, Средней Азии и других местах. Это малоподвижные формы. Высота их достигает десятков метров (в Египте — до 90 м), а протяженность — до 200 км и более.

Пирамидальные дюны образуются (Щукин, 1938) в том случае, если наряду с господствующими ветрами приобретают значение еще и ветры второго порядка, образующие с первыми некоторый угол. Высота пирамидальных дюн может достигать многих десятков метров. Вследствие

своей массивности и разного направления формирующих ветров они практически неподвижны.

Бэгнольд (Bagnold, 1943) считает поперечные и параболические дюны и барханы генетически единой формой, что мы считаем правильным, так как механизм их образования одинаков.

Песок с пологого наветренного склона поднимается в результате действия ветра. Путем перекатывания и сальтации (подпрыгивания) зерна песка переносятся через гребень и соскальзывают вниз, образуя крутой подветренный склон (но не круче угла естественного откоса). Механизм этот в общем отвечает механизму формирования любого песчаного вала (см. гл. IV), однако в эоловых отложениях он имеет некоторые особенности, в частности, в субаэральных условиях большое значение приобретает передвижение зерен путем сальтации (проявляющейся в субаквальных осадках весьма слабо).

Перенос во взвеси имеет очень небольшое значение для образования дюн, так как во взвесь переходит в основном лишь тонкая пыль, которая уносится ветром за пределы накопления песчаных отложений и оседает далеко, уже на их периферии.

При сальтации летящее в воздухе зерно достигает земли, сталкивается с твердой поверхностью и отскакивает от нее почти с такой же силой. Когда зерно поднимается в воздух и попадает под действие ветра, траектория его движения имеет такую малую кривизну, что полет его кажется горизонтальным. При этом, если на поверхности песчаного слоя имеется примесь более грубых зерен или гальки, сальтация резко усиливается.

Когда зерна в процессе сальтации ударяются о поверхность земли, то часть их энергии передается лежащим зернам, и последние под действием удара также подбрасываются вверх и начинают, в свою очередь, участвовать в сальтации. Остальная часть энергии идет на выведение из состояния покоя большого числа поверхностных зерен, которые, в конечном итоге, начинают медленно скользить вперед,— по Бэгнольду (1953),— «поверхностное оползание».

Песок поднимается в воздух до тех пор, пока из поверхностной части слоя не будут вынесены все зерна, способные двигаться при данной силе ветра. Затем поверхность стабилизируется созданием защитного слоя из зерен, достаточно крупных для того, чтобы быть неподвижными. При этом подстилающий слой остается незатронутым. Так образуется слоистость с обратной ритмической сортировкой.

По Бэгнольду (1953), существуют три способа, при помощи которых зерна занимают свое окончательное место в слое:

а) настоящая седиментация — когда зерна, падая, касаются поверхности с импульсом, недостаточным для дальнейшего движения. Зерно уже не движется после того, как достигло земли;

б) аккреция — когда ветер становится слабее и количество оседающего песка больше, чем песка, уносимого дальше. Отличие от седиментации состоит в том, что в этом случае другие зерна толкают данное зерно до тех пор, пока оно не примет наиболее устойчивого положения;

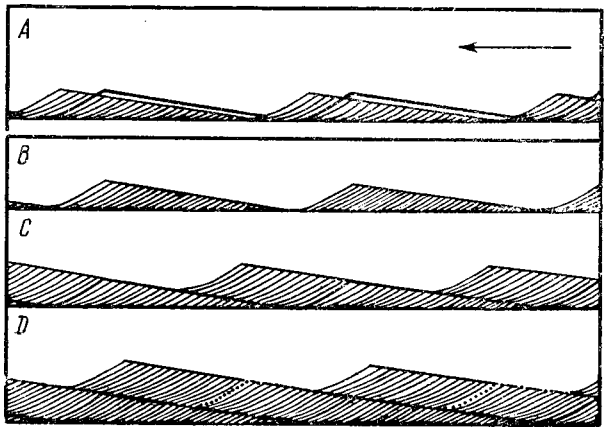
в) «захват» (encroachment) — когда поверхностные зерна наветренного склона перекатываются через гребень дюны и «захватывают» склон ее, обращенный по ветру, образуя относительно более грубозернистый слой.

При поверхностном оползании песок движется медленнее и отлагается в основном в начале площади отложения. Однако продвижение его дальше поверх существующих аккреционных слоев приводит к тому, что сортировка верхних и нижних слоев становится различной. В то же время песок, а вместе с ним и сальтация, постепенно становятся грубее, так что

максимальный диаметр зерен аккреционных слоев возрастает. Отсюда, по мнению Бэгнольда, вытекает, что все слои, отложенные на плоской песчаной поверхности, должны постепенно становиться все грубее, пока продолжается движение песка. Таким образом, получаются характерные слои с «обратной сортировкой», отвечающие одному ветровому периоду.

Погрубения слоев вверх не происходит, если исходный переносимый материал состоит из очень однородного песка или если ветер дует параллельно ряду дюн.

Многие авторы отмечают, что крутой склон дюны сложен чередующимися зонами уплотненного песка (аккреционные слои) и песка более рыхлого (слои оползания зерен). Форма его либо прямолинейная, либо слегка вогнутая, либо внизу вогнутая, а у гребня выпуклая (бархан).



Фиг. 73. Мигрирующие дюны и барханы. (По Schotton, 1937)

A — передвижение дюны без ее нарастания (количество песка не изменяется); *B*, *C*, *D* — разные стадии нарастания бархана при обилии песка, дополнительно приносимого извне ветром. Происходит не только поступательное движение, но и рост бархана в высоту

Отдельные поперечные дюны и барханы, как мы уже говорили, часто смыкаются боковыми частями, образуя дюнные гряды или барханные цепи. Эти образования могут передвигаться в пространстве с достаточно большой скоростью: скорость движения дюн от 1—2 м до нескольких десятков метров в год; скорость передвижения барханов в общем около 3 м в год, однако отмечались случаи передвижения барханов со скоростью до 30 м в сутки. Вообще скорость передвижения дюн и барханов зависит от их высоты, так как она, естественно, обратно пропорциональна их массе. В процессе передвижения задние дюнные и барханные гряды могут наползать на передние, создавая сложную многосерийную их слоистость.

Механизм этого наползания разобрал Шоттон (Shotton, 1937). При условии, если ветер только перевевает песок, отложенный ранее, происходит миграция дюн: количество песка, передвигаемого с наветренной стороны, равно количеству песка, отлагающемуся на подветренной стороне. Продвижение дюны обусловлено эрозией наветренного склона. Если ветер дует из области с большим количеством песка, то рост подветренного склона происходит еще и за счет приноса материала. Эрозия наветренного склона ослаблена. В результате песчаная дюна или бархан не только продвигаются вперед, но и нарастают в высоту (фиг. 73). В разрезе по направлению ветра видна многосерийная косая слоистость.

Однако неровный фронт дюн и барханов, а также вогнутая или выпуклая форма их подветренных склонов и «скорлуповатое» строение последних в пространстве должны приводить к тому, что в плоскости разреза, проходящей поперек к направлению ветра, будет видна крупная волнистая слоистость, как бы чередование синклиналей и антиклиналей, т. е. получится схема, сходная с той, которая была дана еще Вальтером, а затем многократно повторялась почти во всех руководствах. На этой схеме мы еще остановимся в следующем разделе.

Усложненное строение слоистости может получиться не только в результате миграции эоловых форм, но также вследствие образования вторичных, более мелких форм на теле основной дюны (вершинные барханы, гряды и т. д.) и, наконец, ряби.

Мелкие формы, с высотой, измеряемой десятками сантиметров и метрами, часто подвижные, образуются на склонах более массивных и крупных форм, высота которых может достигать нескольких десятков метров.

Для поверхности наветренного, пологого склона дюн характерно наличие мелкой эоловой ряби. Бэгнольд (1953) подчеркивает, что, несмотря на волнистую поверхность ряби, сходство ее с волнами чисто внешнее, так как она представляет собой лишь простое смятие поверхности или нагромождение на ней валиков, вызванное действием ветра, и в динамическом смысле не может рассматриваться как настоящая волна (в отличие от ряби волнений).

Эоловая рябь имеет свои характерные черты, позволяющие отличить ее от водной: она обычно более асимметрична, индекс ряби у нее выше (до 40) и, как правило, более грубый материал слагает гребешки ряби, а более тонкозернистый концентрируется во впадинах между валиками ряби. Интересно попутно отметить, что эта характерная черта отличает все без исключения мелкие поверхностные песчаные формы (ряби) от крупных форм (дюн), где всегда наблюдается обратное явление, и грубый материал концентрируется в подвальях, так же как и в субаквальных донных песчаных валах (см. гл. IV).

Высота знаков эоловой ряби и их форма зависят от сортировки поверхности песка. По мере роста гребней движение ветра около них ослабевает и скорость его увеличивается уже над гребнем. Поэтому зерна песка переносятся через гребень и накапливаются во впадине, где ветер слабее. Если песчинки одинакового размера, то это очень скоро нейтрализует образование ряби. Поэтому в однородном песке могут быть лишь очень низкие ее знаки. Так для мелкозернистого песка индекс ряби обычно около 70 и никогда не меньше 30. В то же время эоловые пески, сложенные разнообразными фракциями, могут образовать знаки ряби с индексом 15 и даже 10. Последнее находится в тесной связи с тем, что на гребешках ряби концентрируются более грубые зерна, сдвинуть которые с места труднее. Они «защищают» гребень и способствуют его росту.

Бэгнольд приводит описание интересного эксперимента: берется некоторое количество песка, разделенного ситами на фракции. Каждая фракция обрабатывается анилиновым красителем, затем фракции перемешиваются. Окраска подбирается так, чтобы придать смеси нейтральный цвет. Когда этот смешанный песок рассыпают по дну аэродинамической трубы и по ней пропускают ветер, различные цвета вновь появляются в виде ярких полос на склонах гребней, как контурные линии на карте.

Высокая рябь, образованная в песке с долей грубых зерен, заметно асимметрична и ее подветренный склон значительно круче. В равнозернистом песке оба склона ряби менее различны. По мере того как общая скорость отложения увеличивается, равновесие между ростом гребней и заполнением впадин достигается при все меньшей высоте ряби, пока при

очень быстром осаждении рябь совершенно не исчезнет. Рябь исчезает также, если сила ветра превосходит определенную величину относительного диаметра зерен. Кроме того, в случае неправильной сортировки может не быть ряби: если на песчаной поверхности разбросана галька, то она нарушает правильность наступления ряби, и последняя исчезает.

Некоторые исследователи (В. В. Попов, 1957) считают, что, несмотря на большое внешнее сходство форм рельефа песков с формой песчаной ряби $Th = 0{,}5$ см, $l = 12$ см, индекс 24) последняя никогда не разрастается до величины бархана, который всегда образуется движением более мощного слоя воздуха. Другие же авторы считают, что в некоторых случаях рябь, увеличиваясь может превратиться в гряду. Мне представляется, что первая точка зрения более правильна.

Основное различие между этими элементами — в относительной величине силы ветра и размера зерен, слагающих гребень: при ряби ветер достаточно силен, чтобы унести верхние зерна гребня, как только он поднимется выше известного предела. Если же ветер слишком слаб для этого (по отношению к размеру зерен гребня), образуется гряда. Песчаные гряды могут достигать больших размеров (более 60 м в Ливийской пустыне).

Если сила ветра становится настолько значительной, что он может сдвинуть зерна с гребня, они захватываются процессом сальтации, и массивные зерна гребней ударяют в наветренные склоны следующих гряд. Удаление более тонкого материала с их низких частей происходит столь быстро, что наветренные склоны становятся круче подветренных, и гряды как бы получают обратное направление. Однако вскоре впадины засыпаются, гряды исчезают, и плоская поверхность вновь покрывается мелкой рябью, длина волны которой опять-таки зависит от силы ветра.

Механизм образования продольных дюн несколько иной (Холмс, 1949): они возникают, если господствующий более слабый ветер прерывается сильными ветрами, дующими в перпендикулярном к нему направлении. Тогда вместо цепи барханов образуются длинные дюны (сейфы) — высокие непрерывные зубчатые гряды, параллельные направлению господствующего ветра. Они образуются вследствие того, что сильный ветер между дюнами задерживается меньше, а вдоль их краев движение его тормозится и образуются спиральные горизонтальные вихри, как бы «подметающие» промежутки между дюнными грядами и насыпающие по бокам высокие продольные гряды. Таким образом, здесь получается не столько транспортирующая, сколько корродирующая работа ветра. Дюнные гряды — это уцелевшие между котловинами выдувания песчаные пространства (Федорович, 1948). Кроме указанных форм, эоловые отложения могут давать и более бесформенные скопления: кучевые и бугристые пески, песчаные площади и, наконец, довольно правильное горизонтальное напластование.

Эоловые отложения в настоящее время занимают обширные площади (например, в Сахаре 900 000 км^2, в среднеазиатских пустынях более 1 млн. км^2 и т. д.). В прошлые геологические эпохи процессы, формирующие эоловые отложения, были не менее, а, вероятнее всего, даже более интенсивными. Однако ископаемых эоловых отложений известно очень мало. Причин этому может быть несколько. Во-первых, эоловые осадки могли быть уничтожены и переработаны при трансгрессии моря. Во-вторых, как детально разобрал В. И. Попов (1954), даже в пустынных отложениях преобладают не эоловые (10—20%), а воднопотоковые отложения, в связи с тем, что эоловые отложения перемещаются очень незакономерно, в разных направлениях, оседая, часто не сохраняются, уничтожаются потоками (хотя бы и временными), а такие переотложенные водным потоком осадки уже нельзя называть эоловыми. В конечном итоге, несмотря на способность ветра переносить громадные массы пес-

чаного материала, окончательно успокоившийся неперемещенный осадок, переходящий затем в ископаемое состояние, формируется все же главным образом водой, а не ветром. По В. И. Попову, «деятельность ветра, ведущая к значительному накоплению эоловых осадков, может проявиться лишь там, где ослабевает активность или полностью прекращается действие перечисленных[1] водных факторов» (1954, стр. 403). В-третьих, основные особенности эоловых отложений изучены далеко не достаточно (Сидоренко, 1957), и не исключено, что в дальнейшем ископаемых эоловых отложений будет выявлено значительно больше.

Относительно слоистости эоловых отложений в литературе существуют весьма противоречивые мнения. Однако имеется все же ряд фактических наблюдений над современными и четвертичными отложениями, а также небольшие материалы по ископаемым осадкам предположительно эолового генезиса, которые дают все же основание для составления обобщающей сводки, хотя, конечно, последняя будет далеко не полной. В основном это относится к поперечным прибрежно-морским дюнам и к баханам пустынь. Слоистость других форм менее ясна, что же касается дюн продольных, пирамидальных и параболических, то их текстура совершенно не изучена.

Из других признаков эоловых отложений, связанных с поступательным движением воздуха, наиболее характерными являются (согласно все авторам):

а) хорошая сортировка (причем в прибрежных дюнах она, очевидно, хуже, чем в материковых дюнах пустынь). Обычно отсутствует как гравийно-галечный материал (который трудно переносить ветру), так и тонкий — алеврито-глинистый (который уносится ветром за пределы песчаных накоплений);

б) хорошая окатанность зерен. Однако этот признак имеется не всегда, так как он связан с длительностью эоловой обработки, многократностью перевевания, а также с характером исходного материала;

в) ограниченность минерального состава. В частности, в эоловых отложениях обычно отсутствует слюда (которая либо истирается, либо уносится ветром).

Отдельные авторы приводят еще ряд дополнительных признаков, о которых мы будем говорить ниже.

Слоистость дюн, барханов и других отложений пустынь

Слоистость в современных отложениях пустыни

После классических работ Вальтера (1915, 1920), Грабау (1913) и некоторых других авторов, новые материалы по слоистости современных эоловых отложений пустынь были опубликованы в работах Томпсона (Thompson, 1937), Бэгнольда (1941, 1943, 1953), Мак-Ки (1953). Из русских исследователей следует назвать работы В. А. Обручева (1913), А. Ивченко (1908), С. Н. Колова (1952), А. В. Сидоренко (1948, 1950, 1956, 1957), В. И. Попова (1954), Т. Ф. Якубова (1955) и др.

А. Ивченко в течение ряда лет (1907, 1908, 1911) наблюдал слоистость в песчаных отложениях пустынь на территории России. Не останавливаясь на форме слоистости, которую он, очевидно, не наблюдал в больших обнажениях, он детально разбирает вопрос о том, под влиянием каких факторов образуется слоистость в песках пустынь, а также указывает мощности слойков (измеряемые обычно долями или единицами сантиметров).

[1] Грязевых или водных потоков, волн на берегах крупных водоемов.

А. Ивченко (1908) выделяет следующие типы эоловой слоистости:

1) Отложения с плотнопесчаными слоями, которые образуются в результате того, что «песчинки, перемещаясь при продолжительном ровном ветре, постепенно укладываются друг возле друга так, что промежутки между ними становятся наименьшими. Так сложившиеся песчинки могут быть приведены в движение только более сильным или иного направления ветром. Когда на поверхности песка образуется плотный слой, он с течением времени может быть прикрыт новым слоем подвижного песка, который, в свою очередь, может приобрести ветроупорную поверхность, и т. д.» (стр. 19).

В результате в разрезе песчаного скопления получается чередование более плотных и более рыхлых слойков. Мощность плотных слойков 2—3 см, сыпучих — менее 1 см. Следовательно, это слоистость за счет упаковки и сортировки (обратной) песчаного материала (см. гл. III). В дальнейшем рыхлые слои, как более пористые, могут быть более сильно сцементированы, что подчеркивает слоистость в породе. При выветривании слоистость, образуемая упаковкой зерен, должна хорошо выделяться на поверхностях обнажения.

2) Отложения с глинистыми слоями образуются вследствие того, что к поверхности песка, влажной от ночной росы или выпаривания, прилипает пыль, имеющаяся в воздухе пустыни. Так образуется тонкая корочка из песчинок, сцементированных глинистой пылью, которая может быть перекрыта новым слоем песка. Чередование таких слойков создает тонкослоистое сложение породы, которое напоминает по внешнему виду водные осадки. Если корочки образуются на склонах дюн,— такая слоистость может быть косой.

3) Отложения с железистыми прослойками наблюдались во впадинах между грядами песчаных холмов. Прослойки ожелезненного песка разделяются прослойками чистого песка; по мнению Ивченко, это обусловливается инсоляцией. Мощности слойков: песчаных — единицы сантиметров, железистых — 1—3 мм. Сопоставление мощностей пар слойков показало, что 1 см песка дает железистую корочку толщиной 0,5 мм. Н. А. Криштофович (см. Ивченко, 1908) считает, что при залегании грунтовой воды на небольшой глубине появление таких корочек может быть результатом жизнедеятельности железотворных бактерий у поверхности горизонта грунтовых вод, а слоистость — результатом колебаний уровня воды.

4) Отложения с известковыми прослоями встречаются как в виде налета или тонкой корочки, так и в виде слойков достаточной толщины (до 12 см). Их образование А. Ивченко объясняет инсоляцией и выпадением известковых солей на поверхности песка. Засыпанная подвижным песком корка дает слоек, толщина которого зависит от содержания известковых солей в песке, от степени нагревания и продолжительности образования слойка. Иногда примешивается глинистый материал — за счет пыли в воздухе.

5) Пески с раковинными слоями были отмечены А. Ивченко в отдалении — в нескольких десятках километров от Аральского моря. Раковины, изломанные и истертые, были перенесены ветром и отложены на поверхности песка. Ивченко отмечает ряд пунктов, где такие большие поверхностные скопления раковин были встречены им уже в виде прослоев в песке. Это обстоятельство очень важно, так как позволяет сделать вывод, что находки прослоев с обломками морских раковин в ископаемых песчаных отложениях не всегда являются доказательством их морского происхождения. Однако надо думать, что раковинные слойки вряд ли будут регулярны, и поэтому их скорее следует рассматривать как прослойки или же как слои, хотя бы и очень тонкие, но не как элементы слойчатой текстуры.

6) Отложения с перегнойными слоями могут быть и более тонкие (единицы сантиметров) и более толстые (десятки сантиметров). Происхождение их объясняется скоплением остатков растений, покрывавших пески в более влажные периоды. А. Ивченко считает, что изменения климата охватывают период не более брюкнеровского цикла солнечной радиации. Таким образом, сами по себе гумусовые прослои также еще не являются показателем гумидности климата и для ископаемых отложений. Они, как и предыдущие, являются скорее элементом слоистости, а не слойчатости.

7) Отложения с выцветами соли образуются в результате инсоляции или оседания соленой пыли на влажной поверхности песка.

Наблюдения А. Ивченко в Киргизской степи и в пустынях Кызыл-Кумы и Кара-Кумы показали, что возникновение слоистости в эоловых отложениях пустынь является результатом не только механического действия ветра, на которое указывают некоторые авторы, но и многих других причин, хотя все же деятельность ветра следует считать основным фактором образования слойчатости. Другие факторы, указанные А. Ивченко, образуют и слойчатость (при регулярном их повторении) и слоистость (при нерегулярном, но достаточно длительном действии их).

А. Ивченко выделяет следующие факторы образования слоистости: деятельность ветра, инсоляция и, реже, растительность. При этом он отмечает, что, по мере продвижения от центра пустыни к ее периферии и переходу ее в степь, роль первых двух факторов уменьшается, а третьего — возрастает. Он также указывает на большую возможность уничтожения слоистости в субаэральных условиях еще до того, как она будет захоронена. На характере слоистости пустынных отложений, по его мнению, сказываются климатические изменения.

А. Ивченко отмечает возможность образования косой слоистости в результате передвижения дюн и барханов и наползания их друг на друга (механизм этот уже описан нами выше), что особенно характерно для групп или рядов слившихся барханов. При этом он считает, что для передвижения песков важен не столько господствующий ветер, сколько наиболее сильный, который может проделать гораздо большую работу, чем ветер постоянный, но слабый.

В. А. Обручев (1913) указывает на слоистость в первичных эмбриональных формах песчаных скоплений — кучевых песках (см. фиг. 72, А).

Томпсон (1937) наблюдал слоистость в дюнах одной из калифорнийских пустынь. По его наблюдениям, одно из характерных свойств дюнной слоистости заключается в универсальности этого явления. Вся дюна имеет тонкую слоистость, которая выявляется по различной крупности зерна и по другим признакам. Толщина отдельных слойков колеблется, составляя в среднем 2,5 мм. Эти слойки прослеживаются на десятки метров.

Как и другие исследователи, Томпсон обращает внимание на различие слоистости в наветренной (навстречу ветру) и подветренной (по направлению ветра) части дюны. Наветренные склоны наклонены более слабо, чем подветренные. Более грубая фракция песка находится в слабо наклоненных слоях; около вершины происходит постепенное изменение крупности зерен.

Падение слойков идет во всех направлениях. Однако при статистическом изучении направлений падения отдельно для крутых и пологих склонов в исследованных Томпсоном случаях наблюдается определенная закономерность, очевидно, связанная с преобладающим направлением.

Слойки песка, передвигаясь с наветренной стороны дюны на подветренную, откладываются концентрическими плащами наподобие скорлупы. На выпуклой, нарастающей дюне эти скорлупы имеют вид «погружающейся антиклинали», а в случае подковообразного бархана — вид «погружающейся синклинали». Горизонтальное сечение таких слойков

дает концентрические дуги. Это бывает видно в местах глубокой эрозии, доходящей до основания дюны. Слойки наветренных склонов при обилии песка будут иметь те же черты, но в случае недостатка материала они обычно не сохраняются. Горизонтальные слойки всегда отсутствуют (что является весьма существенным признаком).

Поверхности среза одних слоев другими редко протягиваются на большое расстояние и редко бывают прямолинейными и параллельными горизонту. Чаще они пересечены другими подобными криволинейными поверхностями, служащими основаниями для слойков другого направления и иных углов наклона.

Различие в углах наклона косых слоев возникает вследствие отложения их на разных склонах дюны. Различие в направлении и углах наклона срезывающих поверхностей происходит от неодинаковой силы и направления эродирующего ветра. Дугообразные формы круто падающих подветренных слойков — следствие срезания подветренных краев слоистых дюн, которые могут быть и выпуклыми и вогнутыми. Образование крутонаклонных слойков, падающих под прямым углом к основному направлению ветра, Томпсон объясняет отложением по бокам крутобоких долин между дюнами. Наложение круто падающих подветренных слойков на слабонаклонных наветренных, отделенных срезывающими поверхностями, объясняется частичной эрозией первых и погребением их при миграции гребня в направлении ветра.

В результате Томпсон предлагает следующие диагностические признаки для распознавания эоловых песчаников.

1. Заметное различие в углах и направлениях падения.
2. Чередование относительно тонкозернистых длинных круто наклоненных слойков, расположенных в виде концентрических, то выпуклых, то вогнутых скорлуп, с пачками относительно грубозернистых полого наклоненных слойков с противоположным падением.
3. Отсутствие или слабое развитие горизонтальных слоев.
4. Заметное расхождение в направлении и угле наклона срезывающих (эрозионных) поверхностей.
5. Небольшой масштаб кривизны при вершине.
6. Асимметричные знаки ряби, с большой длиной волны и небольшой амплитудой, с более грубозернистым песком на гребнях.

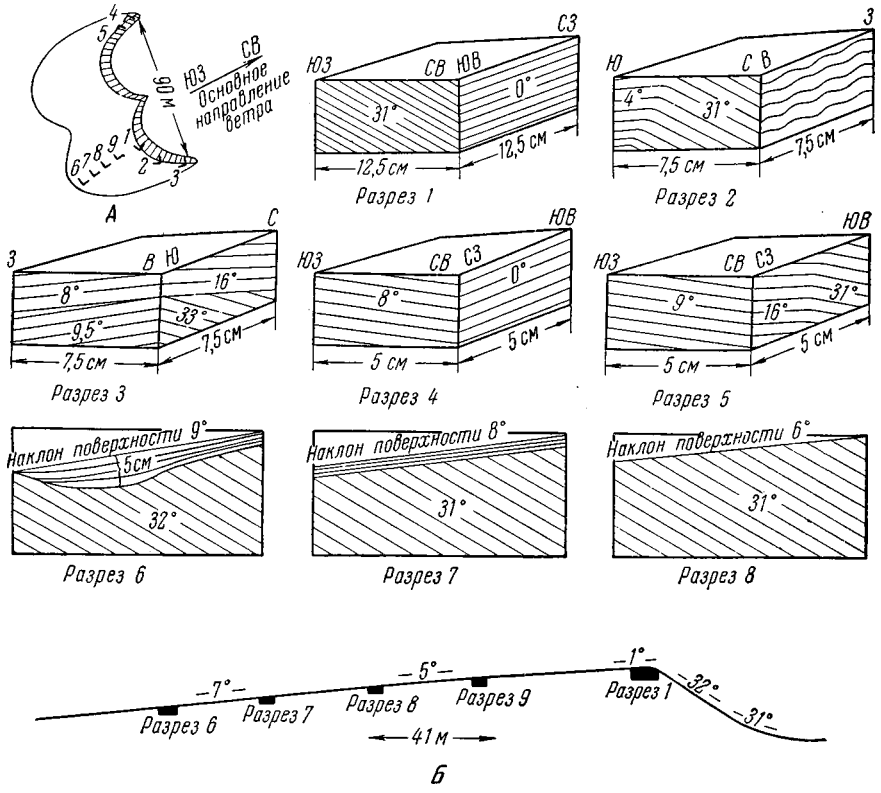
Детальные наблюдения над слоистостью дюн в пустынях были проведены Бэгнольдом (1941, 1943, 1953). Для выявления последней он использовал метод, примененный Бэднеллом в Ливийской пустыне еще в 1910 г.: дюну или бархан пропитывали водой, вливаемой на вершине гребня. После этого в теле дюны можно было сделать вертикальный разрез, на котором после некоторого обсыхания проступала первичная ее слоистость (слойчатость).

Кроме того, Бэгнольд (1953) поставил опыты по наблюдению за поведением песка в аэродинамической трубе. Он описал механизм формирования слоистости и привел ряд фотографий косослоистых дюнных песков.

Мак-Ки (1945, 1953) изучал эоловую слоистость как в ископаемых, так и в современных осадках. Он отмечает трудности рассмотрения слоистости в неустойчивых разрезах сухого сыпучего песка и малое количество сведений по этому вопросу. Теоретически Мак-Ки считает, что слоистость барханов, поперечных и параболических дюн, т. е. форм, обусловленных одним направлением ветра, должна быть очень правильной. Так как барханы были образованы главным образом передвижением дюны вперед, с оползанием на подветренном склоне, то, по всей вероятности, они состоят в значительной степени из гладких слойков, с ровной поверхностью, выдержанного направления. Нарушения этого узора слоистости являются результатом: а) неправильного оползания, б) изменения силы и направ-

ления ветра, в) изменения условий переноса отложения, 4) влияния растительности.

Мак-Ки подробно описывает слоистую текстуру типичного бархана в Леуппе, Аризона (фиг. 74). Бархан состоял из кварцевого песка, в основном мелкозернистого, хорошо отсортированного (90% песка относилось к трем ситовым фракциям). Форма бархана — двойной серп, максимальная высота — 3,3 м, с другой стороны — 2,4 м. Падение наветренного



Фиг. 74. Слоистость бархана в Леуппе, Аризона. (По Мс Кее, 1953).

А — бархан в плане. Цифры — положение разрезов и их номера. Стрелка показывает преобладающее направление ветра; *Б* — профиль через бархан в этом направлении и местоположение разрезов. Разрезы вдоль гребня; *1* — на восточной стороне, *2* — у гребня, *3* — близ окончания восточного крыла, *4* и *5* — близ конца западного крыла. Разрезы вдоль хребта бархана по наветренному склону, параллельно направлению доминирующего ветра — *6*—*8*. Разрез *9* (не приводится аналогичен разрезу *8*

склона 5—7°, подветренного 31—32° [1]. Ширина серпов 80 м. Гребень бархана перпендикулярен преобладающему направлению ветра.

Для определения текстуры был опять-таки применен «метод просачивания», для чего воду из резервуара накачивали в искусственный бассейн на гребне бархана. В насыщенных водой барханах сделали канавы, на стенках которых, после того как они начали просыхать, стала видна слоистость.

Основными чертами слоистости Мак-Ки считает ее единообразие — слойки везде падают по направлению ветра. Лишь в разрезе более низкой части наветренного склона имеется тонкая серия (до 5 см) слойков обратного падения, параллельного направлению склона (см. фиг. 74).

[1] Эти показатели углов падения, по-видимому, очень типичны для барханов, так как такие же цифры называют и другие исследователи.

На разрезе 2, расположенном на бровке между гребнем и концом крыла, слойки подветренного склона не имеют усеченной верхушки, а образуют непрерывные кривые, переходящие через бровку и затем падающие под углом 4° в противоположном направлении (этот рисунок напоминает рисунок «слоистости неподвижной дюны», приведенный Вальтером).

В сечении перпендикулярном видно, что слойки пологоволнисты. Мак-Ки объясняет эту неровность поверхности слойков небольшими оползаниями. Однако мне кажется, что это скорее может быть обусловлено наличием мелкой ряби, осложняющей основной рисунок слоистости.

В общем больше всего отклонений от нормального типа слоистости наблюдается именно на крыльях бархана. Мак-Ки объясняет это тем, что ветровой поток там наименее устойчив. Однако, с моей точки зрения, эти отклонения — появление двух серий (разрез 3), так же как и более пологие углы падения в пунктах 3, 4, 5, следует скорее связывать с тем, что они дают разрез в плоскости, расположенной косо по отношению к господствующему направлению ветра.

Интересные данные о сортировке песка приведены для разных частей бархана (табл. 20).

Таблица 20

Распределение фракций (в %) в песке бархана близ Леуппе в Аризоне (по Мак-Ки, 1953)

Местоположение	Очень крупные	Крупные	Средние	Мелкие	Очень мелкие	Ил и глина
Центральный гребень восточного бархана . .	0,1	0,1	20,9	63,2	12,9	0,8
Впадины между гребнями бархана	0,1	0,4	14,1	66,3	18,6	0,6
Восточное крыло	0,1	0,3	22,1	63,1	13,9	0,9
Западное крыло	0,1	0,7	23,1	57,7	17,2	1,1

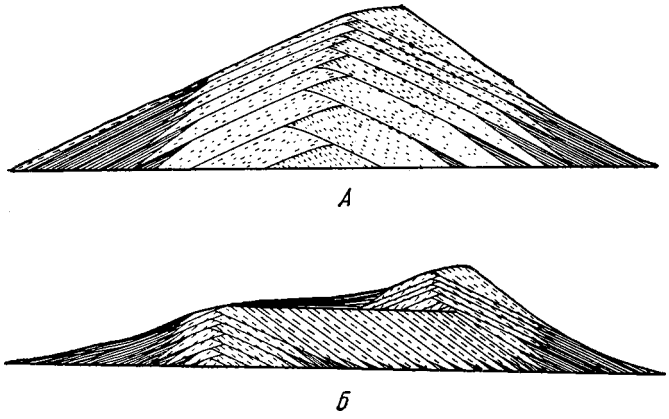
Из этой таблицы видно, что: 1) сортировка песка весьма совершенная; 2) преобладают мелкие фракции (более 60%); 3) наиболее мелкозернистый состав отмечается во впадине между гребнями; 4) боковые крылья характеризуются наиболее плохой сортировкой — ближе к ним (по сравнению с гребнем) возрастает содержание как крупной, так и тонкой, глинистой фракции.

В чрезвычайно интересных наблюдениях Мак-Ки, к сожалению, не хватает: подробного описания строения слойков, разреза во впадинах между гребнями, поперечного разреза в нижней части подветренного склона. Осталось также неясным, имеет ли бархан простое строение, т. е. состоит ли из одной серии косых слойков, мощность которой равна высоте бархана, или же в нижней его части могут быть серии с иным направлением (обусловленные перестройкой бархана), и, таким образом, неясно соотношение серий. Однако на вероятность наложения ряда серий указывает разрез 3 (см. фиг. 74).

Все сказанное в данном разделе об эоловой слоистости относится к строению поперечных дюн и барханов. Что же касается продольных дюн («сейфов», «дамб»), то данные об их внутренней текстуре отсутствуют. Однако Бэгнольд (1953), на основании теоретических соображений и анализа механизма их образования (см. фиг. 72,*3*), считает, что поперечный разрез должен «показывать своеобразную косую слоистость, в виде «елочки», приведенную на фиг. 75. В идеальном случае она должна

быть почти симметричной, причем плоскость налегания слойков в центре попеременно смещается (фиг. 75, *А*). В природе обычно эти дюны имеют более сложное строение вследствие образования новых гребней (фиг. 75, *Б*) и частичного перевевания старых. Проведенные Бэгнольдом опыты в аэродинамической трубе подтвердили его соображения.

Бэгнольд в той же работе указывает, что очень большие площади пустынь представляют собой плоские или слегка волнистые покровы песков (sand sheet). Если на их поверхности есть небольшое количество равномерно разбросанных более грубых зерен и гальки, то ряби почти



А

Б

Фиг. 75. Предположительное внутреннее строенние продольных дюн («дамб») в Египетской пустыне

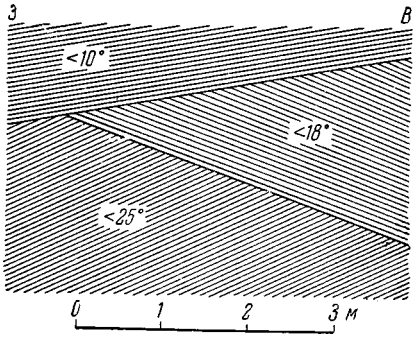
Темные слои у основания—уплотненные (аккреционные); слои с пунктирными штрихами—рыхлые. (По Bagnold, 1953). *А*—простое строние «дамбы»; *Б* — сложное строение (совмещение двух «дамб»)

не бывает. Шурфы показывают, что верхняя часть песка, небольшой мощности, состоит из тонких слойков, разделенных прослойками гальки, аналогичной встречающейся на поверхности. Глубже были отмечены красные железистые прослои, возникновение которых Бэгнольд объясняет периодическими наводнениями.

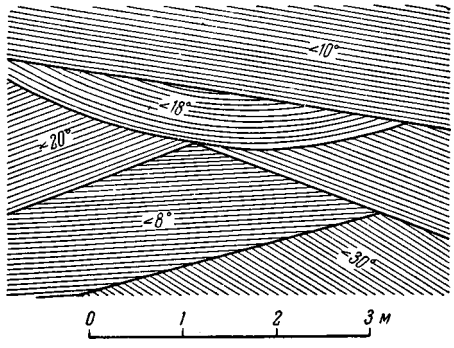
Разрез песчаного покрова был подготовлен методом просачивания сразу после того, как песчаная буря добавила на поверхности слой песка толщиной 2,5 см. Над древней поверхностью ила до этого накопилось лишь три предшествующих слоя, что указывает на неустойчивость этих форм и медленность образования закрепленных в разрезе песчаных накоплений. На приведенной Бэнгольдом фотографии видно, что в разрезе сухого песка не выявляется никаких деталей текстуры, заметных на разрезе промоченном.

С. Н. Колов (1952) сделал ряд интересных наблюдений над косой слоистостью эоловых песков в районе трассы главного Туркменского канала, к северо-северо-западу от гор. Кызыл-Арват и в юго-западных Кызыл-Кумах. Современные скопления песка имеют вид гряд и барханов. Высота их 20—25 м, склоны ориентированы в разных направлениях и оба (наветренный и подветренный) имеют угол около 33° (равный углу естественного откоса), причем на обоих склонах отмечалась рябь; индекс ряби 14—16. Древние эоловые песчаные накопления прослеживались на протяжении около 1 км в вертикальных стенках оврага, где действие ветра подчеркивает их текстуру. Слоистость обусловлена правильным чередованием слоев с плотной и рыхлой укладкой песчинок. Плотные слои выступают на поверхности обнажения на 5—7 см. Слои более или менее прямолинейны, строго параллельны друг другу. Изредка две па-

ры слойков сливаются в одну. Слойки тонкие: в 10 см было подсчитано от 28 до 45 плотных слойков, следовательно, каждая пара слойков (рыхлый+плотный) имеет мощность 2,5—3 мм. Соотношение мощности слойков внутри пары различно, более мощным является то рыхлый, то плотный слоек (это зависит от того, что рыхлые слойки на поверхности выдуваются ветром). Наклон слойков различен — от почти горизонтального до 33°. Мощность серий — от десятков сантиметров до нескольких метров. Азимуты и углы наклона слоистости в смежных сериях резко изменяются (фиг. 76). Изредка встречается слоистость однонаправленная, с вогнутыми слойками, сходящимися лишь у основания серии. С. Н. Колов считает эту слоистость эоловой, однако мне кажется, что это могли быть и осадки временных потоков, переотложивших эоловый песок в водной среде.



Фиг. 76. Эоловая слоистость песчаных отложений в вертикальном разрезе (По Колову, 1952)



Фиг. 77. Косая эоловая слоистость (По Колову, 1952)

Иногда среди нескольких прямолинейных косослоистых серий, наклоненных в разные стороны и под разными углами (перекрестных), встречается серия изогнутая (мульдообразная), также с параллельными слойками внутри серии (фиг. 77).

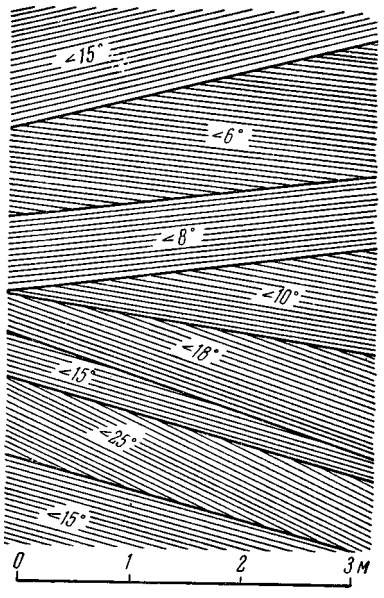
Как видно из рисунка, приведенного С. Н. Коловым (фиг. 78), косослоистые серии могут образовывать группы; внутри группы границы серии имеют сходный наклон, а в смежных группах — резко отличный, противоположный.

С. Н. Колов считает, что всякая ветровая аккумуляция песков сопровождается образованием косой слоистости, исчезновение которой может быть вызвано легкостью, с которой эоловая слоистость поддается нарушению ветром, корнями растений и роющими животными. В этом он резко расходится с А. В. Сидоренко, считающим, что для эоловых пустынь образование слоистости вообще не характерно. Признавая ценность фактических наблюдений С. Н. Колова, нельзя, однако, согласиться с его толкованием механизма возникновения слоистости эоловых отложений, которую он считает результатом захоронения нарастающей эоловой ряби.

Механизм образования эоловой косой слоистости описан многими исследователями и кратко изложен нами выше. Поэтому мы здесь укажем лишь, что если бы, как полагает С. Н. Колов, косые слойки нарастали одновременно вверх в результате роста ряби, то прежде всего захоронялись бы отложения пологого, наветренного склона, а не подветренного, в действительности же наблюдается обратное. Кроме того, при таком механизме образования слоистость обязательно получилась бы не косая, а волнистая асимметричная (так как на крутых склонах ряби тоже чередовались бы плотные и рыхлые слойки, переходящие с одного валика на другой параллельно друг другу). Наконец, для того чтобы рябь образова-

ла такую мощную косослоистую серию, необходимо очень длительное существование валиков ряби устойчиво в одном и том же положении, в то время как в природе рябь многократно перестраивается. Все это не позволяет принять точку зрения С. Н. Колова.

А. В. Сидоренко (1948, 1950, 1957), изучая строение песчаных образований пустынь Кара-Кумы и Кызыл-Кумы, не обнаружил в них слоистости. Объяснение этому он видит в том, что для речных и морских дюн характерно закрепление растительностью, и, следовательно, на них меньше сказывается сортирующее действие ветра. Что же касается дюн и барханов пустынь, то совершенная сортировка слагающих их песков не создает условий для проявления слоистости. Положение это А. В. Сидоренко иллюстрирует кривыми гранулометрического состава дюнных песков побережий и барханных песков пустынь; эти кривые показывают, что барханы пустынь более однородны. Отсюда автор делает вывод, что обнаруженная в ископаемых отложениях эоловая косая слоистость свидетельствует о накоплении осадка на побережьях в умеренных широтах, а не в условиях сухого, жаркого климата пустынь. С другой стороны, не всякая слоистость, наблюдаемая в современных песках пустынь, должна быть отнесена к эоловой; песчаный материал в пустынных условиях отлагается не только эоловым путем, но и водно-аккумулятивным (аллювиальные, аллювиально-дельтовые, пролювиальные пески).



Фиг.78. Ряд серий косой эоловой слоистости в песчаных отложениях. (По Колову, 1952)

А. В. Сидоренко считает, что «для эоловой косой слоистости характерны, как правило, волнистые линии, углы падения которых постепенно меняются» (1957, стр. 461). При этом отдельные прослои, полого извиваясь и меняя угол наклона, прослеживаются на расстоянии до 10 м, обычно же они прерываются через несколько десятков сантиметров, реже — через несколько метров. Углы падения слойков изменяются от 3—4 до 30°. Изредка наблюдается перекрещивающаяся слоистость, однако, по мнению А. В. Сидоренко, для эоловой косой слоистости более характерны волнистые линии, чем прямые. Имеет также значение, какая часть эоловой формы обнажена: волнистыми линиями показаны поверхности дюн, а круто или полого падающие слои указывают на соответствующие склоны дюн. Яснее эоловая слоистость проявляется в песках, имеющих худшую сортировку. Автор подчеркивает многообразие форм эоловой косой слоистости и считает недопустимым отнесение к ней только круто падающих параллельных слоев. Таким образом, А. В. Сидоренко сам же опровергает свое первое утверждение о типичном отсутствии слоистости в эоловых отложениях.

А. В. Сидоренко полагает, что слоистость эоловых отложений обусловливается различием гранулометрического, реже — минералогического состава или цвета зерен осадка. Но даже при разнородном составе слоистость проявляется лишь тогда, когда условия отложения осадка периодически меняются и осадкообразование сопровождается закреплением ранее отложившегося материала. Что касается эоловых песков пустынь, то, как указывает А. В. Сидоренко (1948), они приобретают очень харак-

терные черты в результате эоловой переработки, а именно: в них обычно появляется желтая окраска; преобладает фракция зерен 0,25—0,05 мм; улучшается сортировка, увеличивается количество окатанных и полуокатанных зерен, особенно для минералов менее твердых (полевые шпаты, кальцит) и для более крупных зерен; песок обогащается более стойкими и тяжелыми минералами, минералогический состав становится более однообразным, некоторые минералы (слюды) почти совсем исчезают; поверхность кварцевых зерен становится блестящей и полированной. Схему слоистости мигрирующих дюн, данную Вальтером (фиг. 71, Б), А. В. Сидоренко, как и В. Г. Ульст (1957_1), считает неверной и необоснованной.

А. Г. Доскач (1940, 1948) определяет слоистость эоловых отложений как тонкую, спутанную (очевидно, перекрестную), косую. В некоторых случаях по А. Г. Доскач (1948), попеременные отложения — глинистых такыров (весной) и песков (летом) — дают ясную сезонную ленточную слоистость. Толщина летнего слоя 0,5—1 см, глинистой корочки (весенние отложения такыра) — 0,1—0,3 см.

Д. В. Наливкин считает, что «слоистость эоловых песков мало изучена и описана не детально; изображения ее отсутствуют» (1956, стр. 202). Он указывает, что в эоловых песках иные прослои вообще редки. При этом в неподвижных песках впадины более постоянны, поэтому в них образуются песчано-глинистые прослои (иногда — углистые) линзовидной формы, горизонтально-слоистые. Эти глинистые прослои являются диагностическим признаком, позволяющим отличать неподвижные пески от подвижных. В последних вместо глинистых прослоев иногда могут быть прослои мелкогалечные. Органические остатки в эоловых песках редки. Если пески навеваются на поверхность такыра, то нижняя граница их будет или резкой, или отчетливой; боковые переходы часто также резкие.

Т. Ф. Якубов (1955) в ряде случаев отмечает слоистость в эоловых песках Северного Прикаспия. Образована она чаще всего тонкими глинистыми прослойками (мощностью от долей миллиметра до единиц сантиметров) или слабым изменением гранулометрического состава, реже — тонкими прослойками ракушек или чередованием рыхлых и плотных слоев. Наконец, в отложениях соров слоистость обусловливается также появлением корочек солей.

Таким образом, Т. Ф. Якубов указывает те же причины образования слоистости в песках пустынь и полупустынь, которые отметил ранее А. Ивченко (см. выше). Он приводит большое количество механических анализ, показывающих очень хорошую сортировку песков (фракции 0,25—0,05 мм от 90 до 99,4%, редко меньше). Т. Ф. Якубов обращает внимание на то, что барханы обычно образуются на бывших степных буграх неэолового происхождения, так что колоссальные скопления песка, мощностью до 56—100 м, обычно не сплошь эоловые, а лишь в верхней части. Он считает, что мощность эоловых песков не превышает 7—8 м.

Отсюда мы можем сделать вывод, что толща даже очень однородных, предположительно эоловых песков может иметь в верхней части типичную эоловую слоистость, а в нижней — какую-либо иную; это будет доказательством полифациальности такой толщи несмотря на ее возможный однородный состав. Кроме того, направление барханных цепей далеко не всегда совпадает с направлением гряд и увалов, на которых они развивались. Последние могут и не быть связанными с эоловыми процессами. Это наблюдение заставляет нас еще раз подчеркнуть необходимость очень осторожно делать выводы о направлении течений лишь на основании замеров азимутов косой слоистости.

Т. Ф. Якубов многократно отмечал слоистость эоловых песков, характеризуя ее как тонкую, часто слабозаметную. По форме слоистость эта либо косая, либо почти горизонтальная.

Слоистость ископаемых пустынных отложений

Слоистость в ископаемых эоловых осадках описана в работах Шухерта (Schuchert, 1931), Шоттона (1937), Рейхе (Reiche, 1938), Мак-Ки (1940), Бэгнольда (1953) и других. В советской литературе слоистость ископаемых пустынь упоминается в работах П. А. Тутковского (1910), Ю. А. Жемчужникова (1940), Е. Э. Разумовской (1940) и других. Мы остановимся только на некоторых из них.

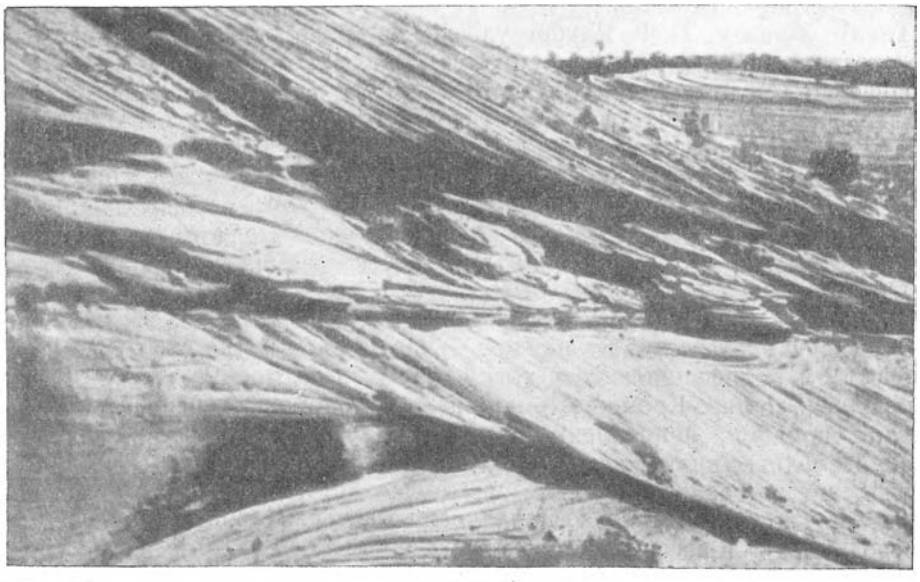
Шухерт дает очень хорошую фотографию слоистости триасовых песчаных дюн в Аризоне (фиг. 79).

Эоловое происхождение нижнего пестрого песчаника Англии было установлено Робертсоном (Robertson, 1928, стр. 21) и подтверждено многочисленными точными измерениями Шоттона (1937) по наблюдениям 1932—1934 гг. Он сделал анализ форм дюнной слоистости в зависимости от положения слойка в прежде существовавших дюне или бархане.

На фиг. 80 показана слоистость, образованная отложением на крутом, подветренном склоне бархана. Поверхности, подобные *А′Б*,— последовательные положения подветренного склона. Эрозионные поверхности *АА′*, *ББ′* и т. п.— более слабо наклоненные наветренные склоны. Высота одной серии косых слойков колеблется от 1—2 до 30 м. Мощности слойков изменяются по падению. Автор считает, что это отложения барханов пустынь с устойчивым приносом материала, так как налицо наползание песчаных гряд (см. фиг. 73).

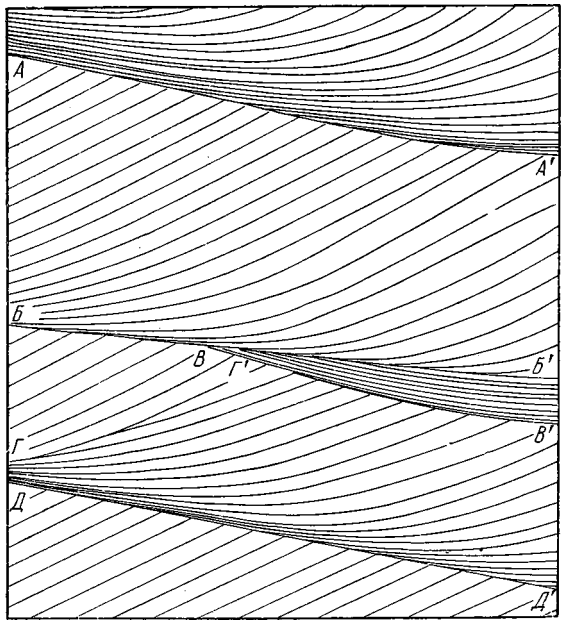
Шоттон сделал 1142 замера углов наклона слойков в 476 обнажениях. Преобладающий угол наклона равен 26°, что близко к максимальному углу наклона крутого склона бархана. Для эрозионных плоскостей наиболее частый угол наклона 11,5°.

Далее, на основании замеров азимутов падения слойков он построил для трех районов «розы ветров». Отклонения от господствующего направления следует объяснять искривлением поверхности фронта бархана. Анализ наклона эрозионных плоскостей показал их обратное направление, т. е. подтвердил, что они являлись наветренным склоном бархана.



Фиг. 79. Косая слоистость в дюнном песчанике триаса, Аризона. Фото Грегори. (По Schuchert, 1931)

Мак-Ки (1945$_2$) приводит фотографию слоистости в палеозойском песчанике Коконино. Слойки в нем только косые, максимальные углы наклона от 27—28 до 33°. Пологих и горизонтальных слойков в их кровле и почве нет. Иногда отмечаются пологие углы наклона, с падением, обратным нормальному (т. е. как у наветренного склона).



Фиг. 80. Косая слоистость ископаемых дюн. Линии *А—А'*, *Б—Б'*, *В—В'*, *Г—Г'*, *Д—Д'* — следы поверхностей перерыва, или эрозионных плоскостей.
(По Schotton, 1937)

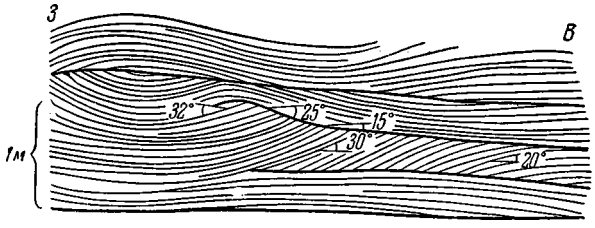
Характерны большие колебания в направлениях падения слойков. Интересную фотографию косой слоистости в нубийских эоловых песчаниках приводит Бэгнольд (1953).

Альмейда (Almeida, 1952) описывает триасовые эоловые песчаники свиты ботукату в центральной части Южной Америки. Эти песчаники образовались в результате перевевания аллювиальных и аллювиально-озерных отложений, с которыми они тесно связаны в разрезе.

Из работ советских геологов наиболее известны определения ископаемых отложений как эоловых в статьях Ю. А. Жемчужникова (1940) и Е. Э. Разумовской (1940). Эти ископаемые осадки иногда приводятся как типичные для эоловых отложений, что методически неправильно, так как эоловый генезис их не доказан, а лишь предполагается на основании детального анализа, причем авторы принимают во внимание главным образом только форму слойков и отсутствие горизонтальных серий, т. е. признаки, далеко не достаточные.

По В. И. Попову (1954), эоловые песчаники гобийских кайнозойских моласс, хорошо отсортированные (90—95% мелкозернистого песка), имеют косую слоистость, прямолинейную, иногда с антиклинальными перегибами, наклоненную во всевозможных направлениях. Мощность эоловых песчаников — от долей метра до нескольких метров, иногда возрастает до 15—20 м. Он приводит зарисовку косой слоистости бугристых песков в кайнозойских песчаниках Срединного Тянь-Шаня (фиг. 81).

В заключение необходимо упомянуть о характерной крупной косой эоловой слоистости в мезозойском красном песчанике Северного Шенси (Китай), описанной Твенхофелом (1936) и с тех пор приводимой почти всегда при характеристике эоловой косой слоистости (см. фиг. 24). Твенхофел указывает на разнообразие направлений косой слоистости эоловых отложений, получающееся вследствие разницы в направлении ветров и изогнутой формы песчаных дюн. В барханах разница в направлении наклона слойков может достигать 180°; поверхности дюн всегда наклонны. Отсюда вытекает, что и границы серий в эоловых отложениях всег-



Фиг. 81. Косая слоистость эолового типа (бугристые пески) в равномерно- и мелкозернистом песчанике кайнозойской молассовой формации Срединного Тянь-Шаня. (По Попову, 1954)

да должны быть наклонны. Серии косых слойков обычно изогнуто-клиновидные. Высота серий может достигать больших величин (десятков метров).

Пустынные отложения связаны с регрессией моря, когда, при понижении базиса эрозии, климат делается более засушливым, реки врезаются в аллювий своей долины, и последний начинает перевеваться и переотлагаться ветром. Захороняются же эти отложения при наступлении моря в начале трансгрессии.

Слоистость прибрежно-морских дюн

Современные дюны

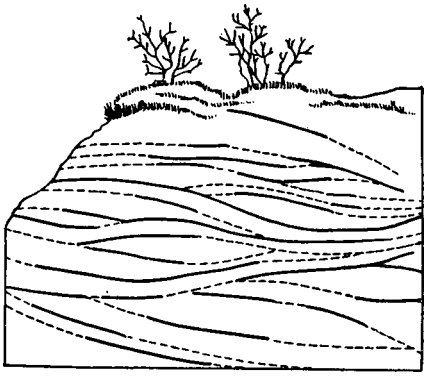
Дюнные песчаные образования широко развиты по берегам морей и океанов. Слоистость их была отмечена еще в прошлом веке (Соколов, 1884). С тех пор отдельные наблюдения над их текстурами, сделанные попутно, приводились различными исследователями, однако ни один из них не дал не только исчерпывающей, но даже хоть сколько-нибудь полной характеристики дюнной слоистости. Поэтому особенности последней долго оставались неясными, что не рез отмечалось в литературе (Хабаков, 1951, и др.).

Лишь в последние годы опубликованы результаты специально организованных наблюдений над слоистостью дюн (Мак-Ки, 1954; Ульст, $1957_{1,2}$; Ряста, 1957). В очень небольшом объеме наблюдения над слоистостью дюн были проведены мной в 1957 г. в Эстонии.

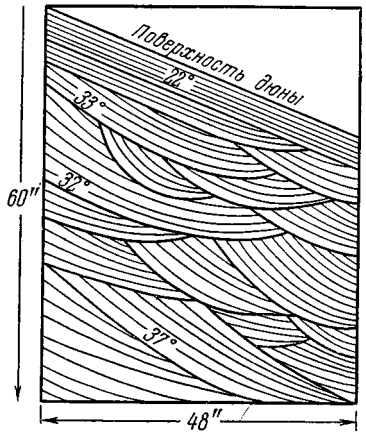
Н. А. Соколов (1884) дал зарисовку слоистости мигрирующей дюны. Этот рисунок хорошо известен, так как не раз приводился в различных работах (Наливкин, 1956; Ульст, 1957_1, и др.). Зарисовка эта дана в штрихах, так как, очевидно, слоистость дюн была неясной, прерывистой, подчеркнутой растительным детритом, и Н. А. Соколов рисовал линии лишь там, где слойки были более заметны. Однако, чтобы полностью выявить форму слоистой текстуры (что необходимо для сопоставления ее с другими, сплошными разновидностями), я позволила себе продлить границы слойков на рисунке Н. А. Соколова, т. е. показать слоистость

сплошной. В результате тип слоистости по форме стал более ясным, а существо нисколько не изменилось, в чем легко убедиться, сопоставив этот рисунок с подлинником Н. А. Соколова. Как видно на фиг. 82, слоистость эта волнистая, вогнуто-выпуклая, смещенная, более или менее симметричная и довольно пологая.

Н. А. Соколов отмечает, что большинство дюн образуется на берегах моря, испытывающих опускание, т. е. при трансгрессии. На поднимающихся берегах, при регрессии, дюны образуются очень редко.



Фиг. 82. Слоистость перемещающейся дюны. Село Куоккала (ныне Репино) на берегу Финского залива. Рисунок сделан Л. Н. Ботвинкиной по зарисовке Н. А. Соколова (1884). Сплошные штрихи—рисунок Н.А. Соколова, пунктир—соединение их для наглядности



Фиг. 83. Слоистость в разрезе поперечной высокой дюны, закрепленной растительностью. Направление ветров слева направо. Остров Мустанг, Техас. (По МсКее, 1953)

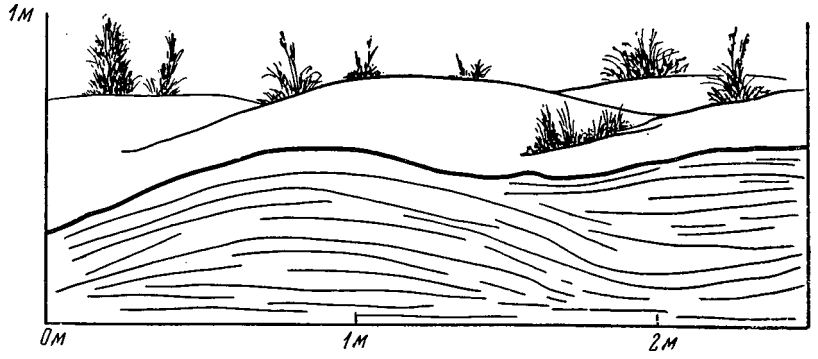
Если море наступает быстро, оно может захоронить дюнные образования, переработав их верхнюю часть. Следовательно, тогда в основании трансгрессивной толщи будут лежать типичные дюнные пески, перекрытые прибрежно-морскими отложениями, с соответствующей слоистостью в тех и других.

Зерна дюнных песков по сравнению с пляжевыми вообще более окатаны, более сортированы и меньшего размера. Однако, если пляжевые пески образовались из дюнных при трансгрессии, то это соотношение не выдерживается.

Мак-Ки (1953) наблюдал поперечные дюны на о-ве Мустанг в Техасе. Дюны эти ориентированы примерно под прямым углом к линии берега и образуют почти прямые гряды на расстоянии 60—120 м. Песок дюн сходен с песком близлежащего пляжа (см. гл. X); в основном он мелкозернистый (около 80%), хорошо сортированный. Углы падения косых слойков на наветренных склонах дюны — от 7 до 15°, на подветренных — от 30 до 34°. Наветренные склоны покрыты знаками ряби, с гребнями, параллельными бровкам дюн. На подветренных склонах во многих местах отмечены оползания.

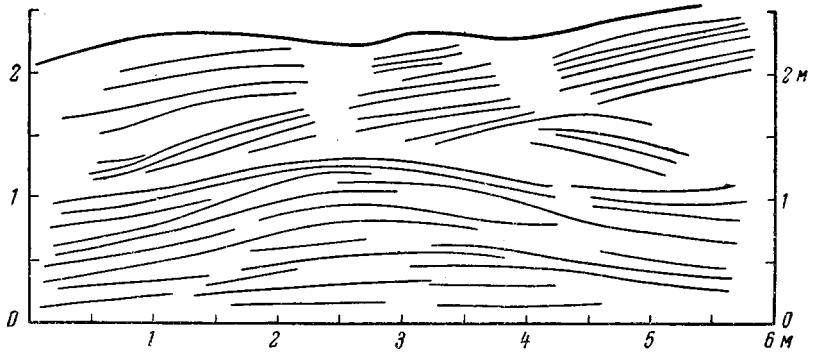
Отличие поперечных дюн от барханов состоит в том, что гребни первых остаются прямыми на значительных расстояниях: дюны не имеют формы полулуний, а идут параллельными рядами. При их исследовании Мак-Ки не смог применить метод насыщения, так что ему не удалось получить искусственных разрезов, как это было сделано для барханов. Однако некоторые естественные обнажения показали слоистость дюн в двух направлениях; на фиг. 83 приведен один такой разрез, параллель-

ный направлению ветра. На нем видна слоистость косая, сильно срезанная, изогнутая (вогнутая).



Фиг. 84. Слоистость холмиков первоначального скучивания песка в разрезе, поперечном к преобладающему направлению ветров; 0,5 км к югу от устья р. Инчупе. (По Ульсту, 1957_1)

Мак-Ки приводит фотографии разрезов также и второго направления, приближающегося к горизонтальному (срезан верх дюны). В этом сечении мы видим резко изогнутую, вогнуто-выпуклую смещенную слоистость. Высота волн — десятки сантиметров, мощность серий измеряется единицами метров.



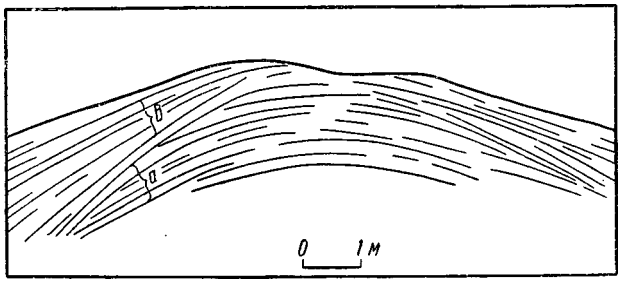
Фиг. 85. Косая слоистость авандюны в ложбине дефляции. Разрез поперек простирания авандюны (т.е.по направлению ветра). Район к югу от ст. Вецаки. (По Ульсту, 1957_1)

Богатый материал по наблюдениям над слоистостью прибрежно-морских дюн был опубликован в последние годы В. Г. Ульстом ($1957_{1,2}$). Он наблюдал слоистость песчаных эоловых накоплений на побережье Рижского залива, начиная с эмбриональных холмиков-кос, затем — в авандюне и, наконец, в настоящих крупных несимметричных дюнах, неподвижных и перемещающихся.

Мы не будем здесь останавливаться подробно на механизме и причинах формирования всех этих образований, отсылая интересующихся к первоисточникам, а приведем лишь текстуры, наблюдавшиеся в различных формах эоловых образований.

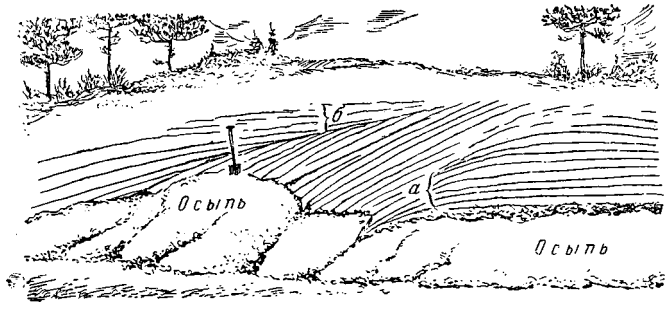
По В. Г. Ульсту ($1957_{1,2}$), на аккумулятивных участках берега верхнюю границу пляжа обычно сопровождают зачаточные формы дюн — в виде небольших бугорков или холмиков-кос, образующихся вокруг редких пучков растительности. Слоистость их показана на фиг. 84. Она пред-

ставлена двумя волнистыми сериями. Слойки внутри серии слегка клиновидно сближаются по направлению к подошве бугра. Обусловлена слоистость чередованием мелко- и среднезернистого песка с редкими прослоями мелкого гравия (то же строение и в последующем типе). Дальше от



Фиг. 86. Слоистость в северной стенке прорыва авандюны (поперек ее простирания) в 1 км к северу от порта Скултэ. (По Ульсту, 1957₁)

берега на суше идет полоса авандюн, которые на побережье Рижского залива являются главной формой аккумуляции. Это — скопление песка высотой 1—3 м и более. В отличие от полностью сформировавшейся дюны, в авандюне крутизна обоих склонов почти одинакова и колеблется в пределах 12—20°. В основании ее лежат эмбриональные холмики, что хорошо видно на зарисовке, где внизу — типичная волнистая слоистость холмиков-кос, а вверху появляются уже пологие косослоистые серии пересекающегося направления (фиг. 85).

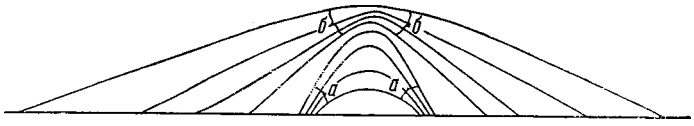


Фиг. 87. Слоистость южной стенки прорыва авандюны (поперек ее простирания) в 1 км к северу от порта Скултэ

а — клиновидная серия, обращенная острием вниз; *б* — клиновидная серия, обращенная острием вверх. (Рисунок по фото Ульста, 1957₁)

В. Г. Ульсту удалось наблюдать свежие обнажения поперек простирания дюн, образовавшиеся на протяжении около 40 м вследствие прорыва их водами временного озера во время шторма (фиг. 86, 87). Характерным для этого типа накоплений В. Г. Ульст считает слоистость, образованную концентрически налегающими одна на другую крупными волнисто изогнутыми сериями, обращенными выпуклой стороной вверх (на одном склоне эти серии кажутся косыми). Их волнообразная форма по-

вторяет профиль дюны на каком-то этапе ее формирования. Слойки постепенно клиновидно сужаются вниз или вверх по падению (см. фиг. 86, 87). Углы наклона косых слойков в центральной части авандюны равны единицам градусов, на подветренном склоне — до 18—20°. Клиновидный характер серий, по В. Г. Ульсту, вызывается неравномерностью в пространстве процесса аккумуляции: клиновидные серии, ориентированные острым окончанием вниз, отвечают росту аккумулятивной формы главным образом в высоту, в то время как серии, ориентированные кверху, соответствуют преимущественно аккумуляции на склонах, т. е. росту дюны в ширину. Это показано на схеме фиг. 88. Разрезы на фиг. 86 и 87 ориентированы параллельно направлению ветров. В ряде обнажений,



Фиг. 88. Схема роста авандюны. (По Ульсту, 1957_1)

а — клиновидные серии, ориентированные острием вниз, соответствуют росту дюны в высоту; *б*—то же, но ориентированные острием вверх, отвечают нарастанию дюны в ширину

вскрывающих авандюны в направлении, перпендикулярном ветру, В. Г. Ульст отмечает слоистость «в виде параллельных или слабо изогнутых слойков» (1957_1, стр. 82). При наличии благоприятных условий должна наступить следующая стадия развития авандюны, связанная с асимметричным изменением ее профиля — появлением пологого наветренного и крутого подветренного склонов.

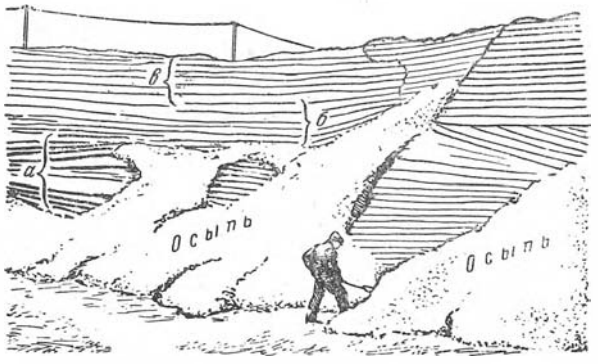
Внутреннее строение непереместившейся дюны Ульст наблюдал в стенке карьера на берегу р. Лиелупе. В нижней половине была видна серия волнистой выпуклой слоистости. Левое крыло (подветренное) наклонено под углом 18°, правое — обнажено плохо, угол падения его 2—3°. Эта серия, составляющая ядро дюны, отвечает начальной стадии ее развития (см. фиг. 84). В верхней половине обнажения косослоистая серия несогласно перекрывает нижнюю, волнисто изогнутую (сходное соотношение — внизу пологоволнистая серия, вверху — косая — наблюдалось и в авандюнах (см. фиг. 85). Слоистость обусловлена чередованием тонких миллиметровых слойков, едва отличающихся по крупности зерен. На фоне этой тонкой неотчетливой слоистости выделяются слойки мощностью 4—8 мм, окрашенные в бурый цвет гидроокислами железа.

Слоистость мигрировавших дюн, по В. Г. Ульсту,— преимущественно косая, клиновидная, перекрещивающаяся.

Характерная слоистость этого типа наблюдалась в песчаном карьере в болдерайских дюнах (фиг. 89). Слоистость здесь образуется чередованием слойков миллиметровой мощности. Сортировка осадка достигает высокой степени, поэтому в слойках не обнаруживается резких различий в размере зерен. Внутри крупных косослоистых серий могут образоваться подчиненные небольшие клиновидные косослоистые серии низшего порядка (фиг. 90). В этой слоистости В. Г. Ульст опять отмечает периодическое появление слойков (мощностью 3—4 мм), пропитанных бурыми окислами железа; они расположены на расстоянии 15—20 см один от другого и подчеркивают слоистость. Следовательно, здесь опять налицо пачечное строение косослоистых серий.

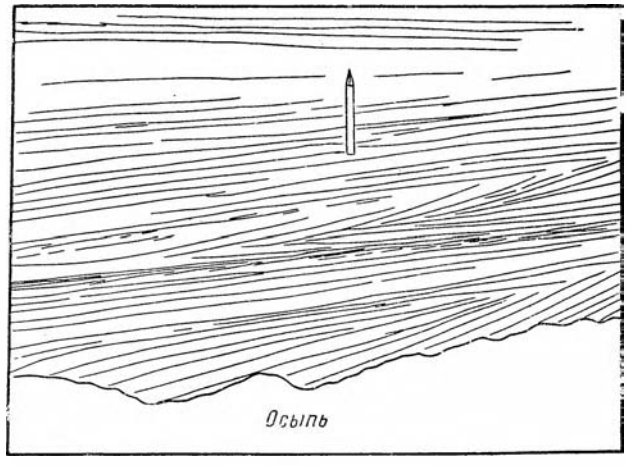
В разрезах, поперечных относительно преобладающего направления ветров, рассмотренный тип слоистости обычно представляется в виде бо-

лее или менее горизонтальных серий и, по мнению Ульста, не является характерным. Однако, с нашей точки зрения, именно это соотношение типов слоистости в двух взаимно перпендикулярных плоскостях также является весьма характерным признаком.



Фиг. 89. Косая слоистость дюнной гряды, образованная перекрещивающимися клиновидными сериями (*а*, *б*, *в*). Карьер завода силикатного кирпича в болдерайских дюнах. (Рисунок автора по фото Ульста, 1957_1)

В. Г. Ульст указывает на сходство и различие текстур в эоловых песчаных образованиях: «Эмбриональные холмики эоловой аккумуляции и авандюны характеризуются пологоволнистыми сериями, концентрически налегающими друг на друга и обычно обращенными выпуклостью



Фиг. 90. Деталь слоистости: клиновидные косослоистые мелкие серии на фоне крупной косой слоистости дюн. (Рисунок автора по фото Ульста, 1957_1)

кверху. Слойки, слагающие пологоволнистую серию, образуют слабо выраженные клиновидные формы, направленные сужающейся частью вверх или вниз по склону» (см. фиг. 84, 85).

«У небольших дюн, не испытавших значительного перемещения, слоистость представляет собою ряд пересекающихся под острыми углами пологоволнистых или слабо изогнутых серий, обращенных выпуклостью как кверху, так и книзу» (см. фиг. 82).

«Довольно типичным признаком подобных дюн является, по-видимому, наличие в центральной части пологоволнистых выпуклых кверху серий, отмечающих начальные стадии ее развития» (Ульст, 1957_2, стр. 138).

У дюн со сформировавшимся профилем, но неперемещенных, на волнистую слоистость налегают косослоистые серии.

Ульст далее указывает: «Наконец, мощные дюнные массивы, подвергавшиеся длительному перевеванию с переотложением значительных масс песка, характеризуются крупными клиновидными сериями, пересекающимися под острыми углами» (1957_1, стр. 86). Мощность их может достигать десятков метров.

На подветренном склоне дюн отлагаются круто падающие клиновидные косослоистые серии, обращенные острием вверх. Однако анализ особенностей процесса дюнообразования не позволяет считать этот вид слоистости основным, а тем более единственным (как это делают некоторые исследователи). Наиболее характерной чертой дюнной слоистости, позволяющей отличать ее от других генетических типов, В. Г. Ульст считает плавное клиновидное сужение слойков в смежных сериях попеременно то вверх, то вниз.

В. Г. Ульст резко критикует схему слоистости мигрирующих дюн, предложенную Вальтером и повторенную И. В. Мушкетовым, Ю. А. Жемчужниковым (1926) и другими, как несостоятельную и искусственно надуманную (см. фиг. 71, *Б*). Однако если мы сравним эту схему с зарисовками дюнной слоистости, то убедимся, что отличие ее не очень велико и заключается главным образом в слишком крутых углах на рисунке Вальтера и в слишком большой геометрической правильности (что, однако, допустимо для схем). Так, например, вторая серия на фиг. 71, *Б* по отношению слоев очень напоминает слоистость, показанную на фиг. 85 и 87. Кроме того, как мы уже указывали выше, такой же рисунок слоистости в некоторых случаях может быть получен в разрезах вдоль простирания гряды дюн. Поэтому нет оснований полностью отрицать возможность существования типа слоистости, указанного Вальтером. Однако следует обязательно помнить, что эоловая слоистость дюн далеко не исчерпывается этим типом,— она весьма разнообразна и представлена несколькими различными типами слоистости.

В. Г. Ульстом был прослежен переход слоистости дюн в слоистость пляжевых отложений, который мы описываем в гл. X.

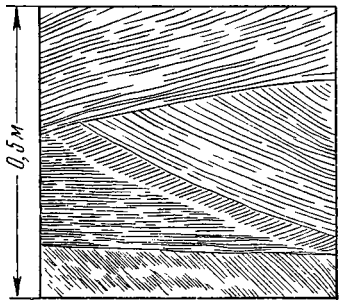
П. В. Федоров в статье (1958), разбирая работу В. Г. Ульста, отмечает, что по его мнению, авандюны — это лишь слабо переработанные ветром береговые валы, на что указывает наличие в них прослоев гравия; таким образом, они не являются чисто эоловыми образованиями.

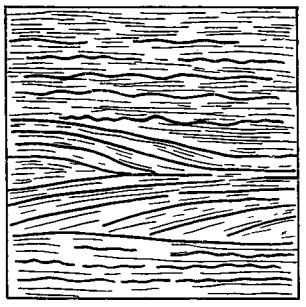
Х. Я. Ряста [1] описала строение четвертичных дюн на эстонском побережье Рижского залива. На фиг. 91 показана зарисовка косой слоистости в поперечном разрезе маленькой параболической дюны, сложенной мелкозернистым песком (высота ее 6 м); слоистость видна очень плохо, проявляясь в слабом изменении гранулометрического состава слойков. Слоистость другой параболической дюны приведена на фиг. 92. Как видно из этих зарисовок (особенно на фиг. 91), слоистость мелкой параболической дюны несколько отличается от слоистости поперечных дюн (как ее показал В. Г. Ульст) и ближе к зарисовкам, приведенным Мак-Ки и Коловым (см. выше).

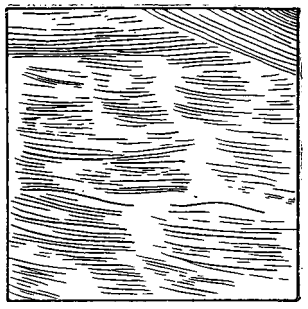
Слоистость крупной параболической дюны, зарисованная Х. Я. Ряста в Хяадэеместе, представлена почти горизонтальными слабо волнисто

---

[1] Материалы Х. Я. Ряста были любезно предоставлены мне автором из ее рукописи 1956 г.







Фиг. 91 Фиг. 92 Фиг. 93

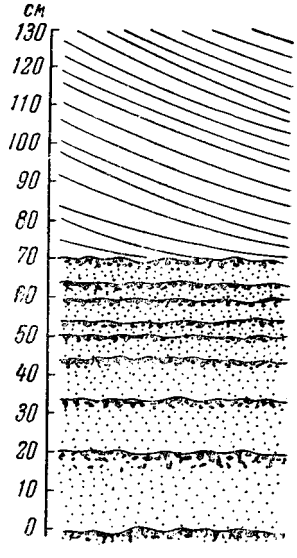
Фиг. 91. Косая слоистость маленькой параболической дюны. Тыстамаа, Эстония. (По Ряста, 1957)

Фиг. 92. Слоистость параболической дюны. Жирными линиями показаны слойки, сложенные несколько более грубозернистым материалом. (По Ряста, 1957)

Фиг. 93. Слоистость крупной параболической дюны. Хяадземесте, Эстония. (По Ряста, 1957)

изогнутыми тонкими слойками песка с очень небольшим различием в гранулометрическом составе (фиг. 93).

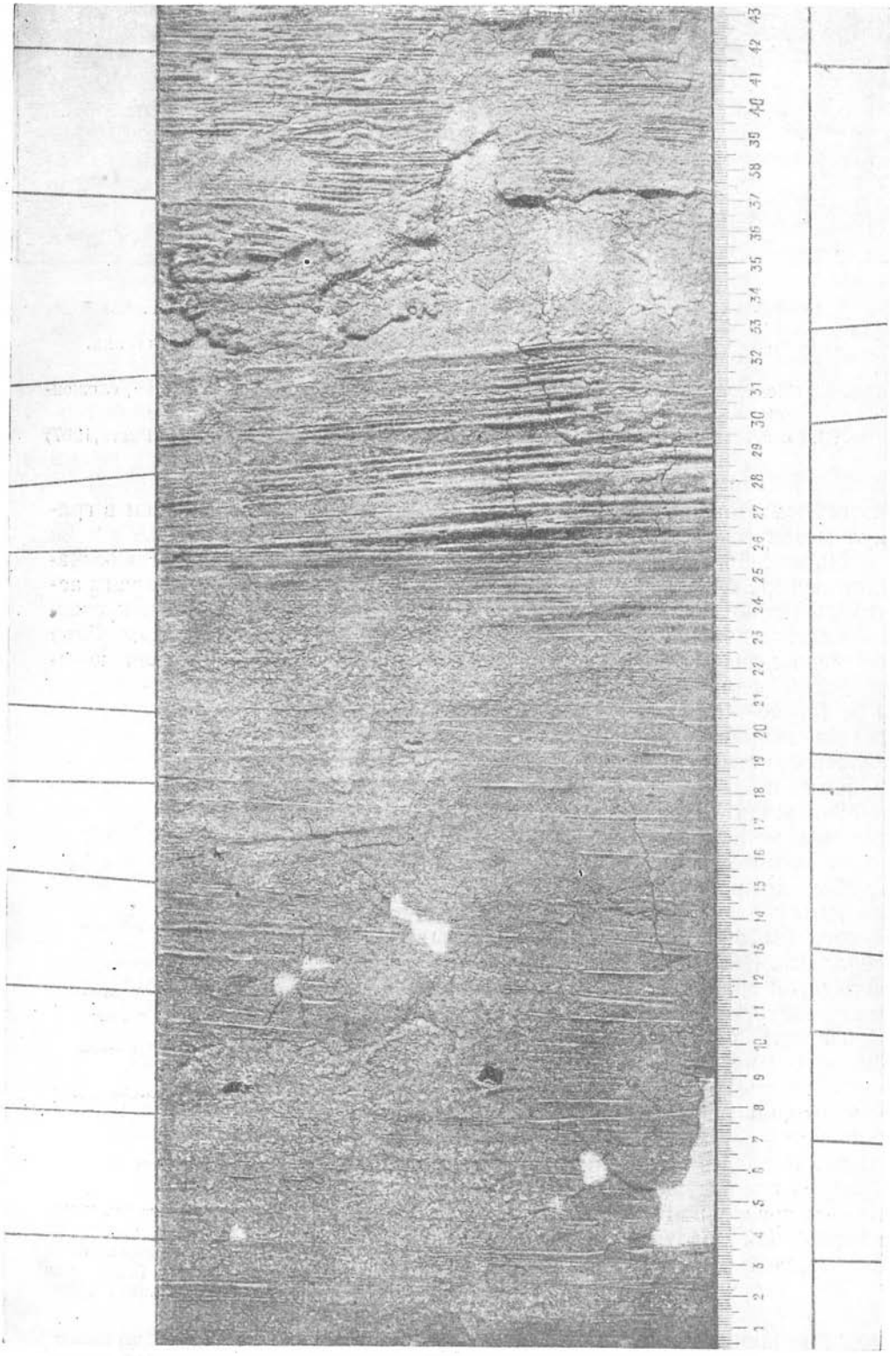
Мною в 1957 г. наблюдалась слоистость дюнных отложений в песчаном карьере близ ж.-д. станции Пааливере в Эстонии. Закрепленная растительностью дюна высотой около 15 м сложена мелкозернистым светло-желтым кварцевым песком. В обнажении, высотой около 2 м, близ основания дюны была видна в верхней части (фиг. 94) крупная косослоистая серия, прослеживаемая на высоту 1 м (выше — осыпь). Ниже нее расположены восемь неправильно-горизонтальных серий со слабоволнистыми вогнуто-выпуклыми границами и характерной обратной сортировкой; каждая серия сложена довольно однородным мелкозернистым песком. В верхней части, в интервале 1—2 см, песок становится грубее, до крупнозернистого, или среднезернистым, с отдельными гравийными зернами и некоторым обогащением темноцветными минералами. Заканчивается серия резкой слабоволнистой границей, на которую вновь налегает однородный мелкозернистый песок. Слоистости внутри серий не видно, так как она ничем не подчеркивается, поэтому, может быть, их следует считать не сериями, а слойками; однако против этого говорит слишком большая их мощность, убывающая снизу вверх. В разрезе, ориентированном перпендикулярно предыдущему, слоистость того же типа — неправильно-горизонтальная, с той же характерной обратной сортировкой в каждой серии (слойке).



Фиг.94.Строение песчаных пачек дюнной горизонтальной слоистости в песчаном карьере близ ст.Пааливере. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

Мы описали особенности текстур прибрежно-морских дюн. Однако последние часто встречаются и на побережьях крупных озер и в речных долинах.

Приозерные дюны, по существу, ничем не отличаются от морских, кроме меньшей мощности и размера занимаемой площади. Слоистость



Фиг 95. Слоистость эоловых отложений в речной долине на террасе р. Волги. Фото с пленочного монолита Ю.А. Лаврушина. Черточки за пределами фото показывают пологие границы мелких косослоистых серий

их не описана; в озерных дюнных песках местами заметна косая слоистость. Надо думать, что этот тип слоистости аналогичен слоистости прибрежно-морских дюн.

Интересны своеобразные красные пески прибрежно-морских дюн в южной части п-ова Индостан, так называемые «тери», описанные Футом (Foot, 1883) и Вальтером (1891—1894). Высота этих дюн до 50—60 м; занимаемая ими площадь протягивается вдоль побережья до 300 км. Сложены они красным железистым песком, местами с большим количеством зерен магнетита (Наливкин, 1956). Происхождение этих песков Фут объяснял тем, что в предгорьях южной Индии широко развиты латериты. Постоянные и сильные ветры дуют с гор к морю и выносят туда большое количество осадочного материала. У берега они сталкиваются с бризами, дующими с моря, и отлагают взвесь. Дальше вдоль берега идет цепь обычных светло-серых прибрежно-морских дюн, песок которых встречается и в дюнах тери. Очевидно, этот разноцветный состав песка тери должен дать отчетливую слоистость, которая, к сожалению, не описана. Подобные песчаные образования возможны и в широко развитых ископаемых красноцветных толщах разного возраста, поэтому описание слоистости в дюнах тери представляет особый интерес.

Слоистость в эоловых отложениях речных долин. Эоловые накопления в речных долинах образуются в течение длительных сухих периодов и при постоянных ветрах. По форме в речных долинах господствуют бугристые пески. Высота эоловых образований обычно меньше 10 м, хотя иногда достигает 30 м. Речные четвертичные дюны часто оказываются связанными с аллювиальными отложениями, образующимися по периферии тающего ледника. Слоистость в них выражена слабо. С исчезновением речных русел прирусловые валы могут преобразоваться в дюны и барханные цепи.

Ю. А. Лаврушин наблюдал [1] эоловые отложения на III надпойменной террасе левого берега р. Волги, у с. Белый Яр. Эти отложения свежего надува на поверхности террасы имеют кажущуюся почти параллельной и горизонтальной очень тонкую слоистость, обусловленную незначительным изменением размеров зерен осадка. Однако внимательное прослеживание слойков (особенно при помощи пленочного монолита [2]) показало, что слоистость пологая, косая, причем падение слойков, несмотря на пологие углы, направлено в разные стороны (фиг. 95). Мощность слойков колеблется от долей милиметра до нескольких миллиметров. Слоистость — одинаковая в двух взаимно перпендикулярных разрезах. Эоловые отложения в речных долинах имеют резко подчиненное значение. Нужны особо благоприятные условия для их захоронения, однако все же возможность их перехода в ископаемое состояние полностью не исключается.

Ископаемые дюны

Слоистость ископаемых прибрежно-морских дюн, точно установленных, описана не была. Надо думать, что в ряде случаев в ископаемые отложения прибрежно-морского генезиса бывают включены отдельные горизонты, образовавшиеся эоловым путем. Однако выделение их без последовательного детального анализа слоистости всей толщи и без знания особенностей эоловой слоистости весьма затруднительно, поэтому они и не выделялись до сих пор. В некоторых случаях эоловое происхождение приписывается ископаемым известковым и гипсовым отложениям, которые мы рассмотрим в следующем разделе.

---

[1] Материалы наблюдений, переданные мне Ю. А. Лаврушиным, не опубликованы.
[2] См. гл. XV.

Слоистость известковых и гипсовых дюн и барханов

Современные карбонатные и гипсовые дюны

Слоистость карбонатных и гипсовых отложений, образованных ветром, наблюдается в настоящее время на некоторых морских побережьях в засушливой зоне. Ивэнсом (Evans, 1900), Чепменом (Chapman, 1900), Грабау (1932) описаны такие дюнные известковые отложения с косой слоистостью на Бермудских и Багамских островах, на Канарских островах и о-ве св. Елены, на южном берегу Африки, на берегу Большого Соленого озера и во Флориде. Дарвин наблюдал подобные же образования в Западной Австралии. Имеются описания эоловых карбонатных пород и из других мест. Такие дюны обычно сложены оолитовыми или псевдооолитовыми зернами; иногда в них содержится много раковин фораминифер.

Механически отложенными ветром бывают и гипсы, образующие дюны из гипсового песка, являющегося продуктом разрушения более древних гипсовых пород. Крупные дюнные накопления гипса описаны Герриком (Herrick, 1900) из Нью-Мексико, где они образуют на протяжении десятков тысяч квадратных километров дюнный ландшафт. Меньшие площади таких гипсовых дюн, но все же значительные, известны из штатов Юта, Оклахома и других мест (Wilder, 1922).

Ископаемые карбонатные дюны

Ивэнс (1900) приписывает эоловое происхождение юрским известнякам Индии, ссылаясь на частые находки таких отложений в настоящее время на коралловых островах тропических морей, причем они всегда обнаруживают косую слоистость.

Юрские косослоистые карбонатные породы часто описывались как оолиты, но в большинстве случаев это были обломки раковин, облеченные с поверхности концентрическими слоями извести.

Случаи обнаружения косослоистого известняка, связанного с рифовыми отложениями, приводит Вальтер (1904). Он описывает его так. В прекрасных обнажениях, вблизи Шнайтгейма риф замирает. Развитую здесь породу часто именуют оолитом, хотя она представляет собой типичный «коралловый песок», аналогичный современному. Детритогенное происхождение известняка легко может быть обнаружено, так как песком сцементированы остатки морских животных в условиях прибоя. Порода разбита на толстые пласты с развитой отдельностью по пластовым швам. Высокие скалы обнаруживают превосходную диагональную слоистость, континентальное эоловое происхождение которой не вызывает сомнения.

В современных отложениях на Багамских и Бермудских рифовых островах также развиты дюны из кораллового песка с подобной же слоистостью.

И. В. Хворова (1949) описала своеобразные косослоистые обломочные известняки близ ст. Пески, среди известняков мячковского горизонта среднего карбона. Она приписывает им эоловое происхождение, тогда как раньше они считались «коралловыми песками», скоплявшимися на склоне рифа.

По словам И. В. Хворовой, описываемая порода «представляет белый некрепкий зернистый или, вернее, мелкокомковатый оолитоподобный, как его часто определяют, известняк, совершенно лишенный органических остатков. Характерной особенностью породы является своеобразная, всюду отчетливо выраженная косая слоистость. В южной ка-

меноломне известняки отличаются тонкой, правильной слоистостью и плитчатостью, причем в южной части этой каменоломни, где видимая мощность их достигает 4 м, они образуют серию моноклинально падающих параллельных слоев, наклоненных к западу под углом в 15—20°. В юго-восточном углу той же каменоломни падение изменяется на северо-северо-западное, так что создается впечатление, что слои образуют здесь периклинальное окончание антиклинальной складки. Однако горизонтальное залегание вышележащих пластов не оставляет сомнения в том, что наклон этот не тектонический, а первичный, связанный с особыми условиями седиментации. В каменоломне, расположенной в нескольких стах метрах от первой, те же породы обладают уже ясно выраженной косой слоистостью. Последняя характеризуется неправильным срезыванием косых слоев одного направления слоями другого направления и значительной мощностью отдельных косых серий. Углы наклона слоев иногда достигают 15—20°, хотя чаще они менее 10°» (Хворова, 1949, стр. 26—27).

Вероятно, периклинальное падение слоев в одной из каменоломен и послужило поводом для определения кораллового (атоллового) происхождения известняка прежними исследователями. Это лишний раз говорит о необходимости исследовать текстуры пород не в одном, а в нескольких обнажениях, если хотят извлечь из особенностей слоистости генетические выводы.

По микроскопическому строению эти известняки оказываются состоящими из мелких (0,075—0,2 мм), хорошо окатанных, округлых обломков кальцита или из остатков органического происхождения. Хорошая сортировка выражается в том, что в одном прослое резко преобладают зерна одного и того же размера.

Исследование показало, что имеются две залежи описываемого известняка, разделенные полосой в 200 м, где они отсутствуют. Форма залежи его пластообразная (но не пластовая). На построенных профилях видно, что косослоистые породы лежат на неровной поверхности вторичных доломитов, причем мощность первых изменяется от 0 до 6,5 м. Обе залежи выклиниваются навстречу друг другу, что обусловлено куполообразным подъемом нижележащих доломитов и размывом обломочных известняков на вершине широкого возвышения их.

Таким образом, изучение обломочных известняков обнаруживает следующие признаки: 1) весьма мелкозернистый известковый песок, почти без цемента (0,075—0,2 мм); 2) хорошую окатанность; 3) прекрасную сортировку (одноразмерная изометричность зерен в слое); 4) резко выраженную косую слоистость с углами наклона до 30°; 5) разнообразие направлений наклона; 6) причудливую форму залежей на склонах пологого возвышения; 7) отсутствие остатков фауны и флоры.

Эти данные позволили И. В. Хворовой обосновать свое представление об эоловом происхождении описанного своеобразного известняка. Скорее всего, пологая возвышенность была островом среди неглубокого эпиконтинентального моря. Отсутствие органических остатков, более крупных, чем размеры зерен, слагающих породу (т. е. таких, которые могут переноситься ветром), является одним из убедительных доказательств их эолового происхождения. Все другие признаки также соответствуют этому генетическому типу. По представлениям И. В. Хворовой происхождение этих известняков относится ко времени некоторого обмеления. Морской прибой выбрасывал на берег острова измельченный известковый песок, остатки раковин и копролитов. Они транспортировались на сушу, причем зерна сортировались и окатывались, образуя береговые дюны.

Общие характерные черты слоистости отложений, формируемых действием ветра

Обобщая все наблюдения над эоловой слоистостью, образующейся поступательным движением воздуха, можно дать ей следующую характеристику.

1. Вследствие очень хорошей сортировки материала слоистость чаще видна слабо или же почти не видна и выявляется лишь применением особых методов (промачивание песчаной формы).

2. Слоистость в прибрежно-морских дюнах видна лучше, чем в пустынных отложениях, так как в последних сортировка материала более совершенна.

3. Проявляется слоистость различными признаками, в первую очередь небольшим изменением гранулометрического состава (в дюнах) и часто — различной степенью упаковки зерен (чередование слойков рыхлых и плотных), что особенно характерно для пустынь. Реже она проявляется также железистыми и гумусовыми прослойками и др.

4. Для слойков эоловых отложений характерна обратная сортировка песчаного материала (погрубение зерен по направлению снизу вверх).

5. Форма эоловой слоистости дюн и барханов преимущественно косая, в более недоразвитых песчаных формах — крупная волнистая; горизонтальная почти не встречается. Наблюдающиеся иногда в разрезе горизонтально-слоистые серии могут быть результатом сечения песчаной формы поперек направлению ветра и, следовательно, поперек направлению ее передвижения (как это видно из работы Мак-Ки 1954 г.). В этом направлении слоистость бывает также пологоволнистая, вогнуто-выпуклая.

6. Разрезы группы мигрирующих дюн и барханов в поперечном сечении, сделанные на большом протяжении, могут дать крупную волнистую («синклинально-антиклинальную») слоистость, сходную со схемой, приведенной Вальтером. Причиной появления такого рисунка слоистости является «скорлуповатое» сложение дюн и их изогнутая, серпообразная форма.

7. Размер слоистости бывает различным. Для крупных песчаных форм высота серий достигает метров и даже десятков метров, что отличает ее от всех остальных генетических типов.

8. Мощность смежных серий может очень сильно варьировать (например, за счет развития вторичных форм: на крупном бархане — мелкие барханы).

Ниже приводится сравнительное описание слоистости прибрежно-морских и пустынных дюн по основным типам свойственной им слоистости — косой и волнистой.

Общее определение слоистости поперечных и параболических дюн и барханов следующее.

Слоистость косая, очень крупная и крупная, редко мелкая; могут чередоваться более и менее крупные серии. Очень мелкая слоистость в эоловых отложениях никем не отмечена. Слоистость непараллельная, резко перекрестная, клиновидная; клинья в дюнных отложениях направлены попеременно то вверх, то вниз. Форма серийных швов чаще изогнутая, вогнутая, но может быть и выпуклой, реже вогнуто-выпуклая, еще реже — прямая. Слойки вогнутые, реже выпуклые и прямолинейные, чаще разнонаправленные в смежных сериях.

Выявляется слоистость слабым изменением гранулометрического состава (более характерно для дюн), упаковкой, т. е. чередованием более плотных и более рыхлых слойков (характерно для барханов пустынь), железистыми прослоями, реже — прослоями гумуса, солей и др. Слойки внутри серии параллельные или сходящиеся, строение их однородное или обратно-сортированное. Включения редки, иногда более крупные компо-

ненты породы приурочены к верхним границам слойков. Распределение их в серии равномерное, иногда железистые прослои образуют границы пачек.

Мощность слойков очень невелика — доли миллиметра и миллиметры, т. е. слойки тонкие и очень тонкие, реже — средние (до 2 см), еще реже — толстые (до 3—5 см). Углы наклона слойков около 31—33° (равны углу подветренного склона) и редко 5—12° (наклон наветренного склона). Наклон слойков выдерживается на протяжении всей серии. Исключение составляет слоистость сейфов, в поперечном разрезе которых слойки внутри одной серии перекрестные (текстура «елочкой»). Границы слойков выдержанные и правильные, но часто неотчетливые и проявляются при выветривании. Наклон серийных швов различен — от нескольких градусов (что отвечает углу наветренного склона) до крутых углов наклона, образующихся вследствие «срезания» верхушек серий при изменении направления ветра. Границы серий также выдержанные и правильные, отчетливость их различна. Строение серий однородное, включения почти не встречаются; размер их может быть различным; они иногда образуют группы с резким изменением наклона на границе групп.

Волнистая слоистость для этих отложений не характерна, но все же может быть встречена крупная и мелкая, а иногда и очень крупная (мощность серий — единицы метров). По форме она симметричная, реже — слабоасимметричная, вогнуто-выпуклая (дюны), иногда только выпуклая (кучевые пески) или (реже) только вогнутая. Выражена слоистость слабым изменением гранулометрического состава слойков, реже — упаковкой. Слойки — однородные, параллельны друг другу и основанию серии или сходятся к бортам серии; распределены в серии равномерно. Включения редки. Иногда на границах серий в небольшом количестве встречается растительный детрит (в дюнах); мощность слойков малая — преобладают тонкие и очень тонкие, реже — средние. Индекс волны — 14—16 (индекс эоловой ряби — 20—40). Границы слойков бывают отчетливые, но чаще — неотчетливые, прерывистые, правильные. Иногда они подчеркиваются растительным детритом (в небольшом количестве). Серийные швы неотчетливые, часто невыдержанные, прерывистые. Форма их волнистая, правильная, наклон серийных швов бывает различным. Состав серий однороден, включений обычно нет; размер серий бывает различным.

Для дюн характерно присутствие волнистой слоистости в основании песчаной толщи и переход ее кверху в косую. Слоистость продольных дюн не изучена, предположительно она косая, попеременно-перекрестная в сечении поперек ветра и приближается к горизонтальной в направлении, параллельном ветру. Обусловлена она чередованием более рыхлых и более плотных слойков. Наветренный склон песчаных валов бывает покрыт эоловой рябью, иногда захороняющейся и переходящей в ископаемое состояние (особенно в дюнах).

Учитывая форму образований: у параболических дюн — выпуклую по направлению ветра, а у барханов — вогнутую,— можно думать, что поперечные разрезы переходящих в ископаемое состояние крутых подветренных склонов дадут преобладание выпуклых форм для дюн и преобладание вогнутых форм для барханов. При образовании мигрирующих форм, наползающих друг на друга, можно в этом разрезе увидеть вогнуто-выпуклую слоистость, для дюн с крутыми синклиналями и пологими, растянутыми антиклиналями, а для барханов, наоборот, с крутыми антиклиналями и пологими синклиналями. Пологие формы будут отвечать поперечным промежуткам между песчаными валами. Поперечные дюны, а иногда и дюнные и барханные гряды в срезе, перпендикулярном к направлению ветра, могут дать параллельную, почти горизонтальную, иногда слабоволнистую слоистость, нарушение форм которой будет улав-

ливаться лишь на значительном расстоянии (большем, чем ширина дюны).

К этой характеристике текстур следует добавить структурные особенности эоловых (перевеянных) песков (Сидоренко, 1948): подавляющее преобладание мелкозернистой фракции (0,25—0,05 мм), совершенная сортировка (особенно в песках пустынь), увеличение хорошо окатанного материала (особенно среди менее твердых и более крупных зерен), обогащение стойкими и тяжелыми минералами по сравнению с исходным песком; полированная блестящая поверхность кварцевых зерен, хорошая окатанность зерен полевых шпатов (часто выветрелых) и кальцита; почти полное отсутствие слюд, отмечаемое всеми исследователями (вследствие их легкой истираемости и уноса во вне); характерное окрашивание песка в желтый цвет (особенно для пустынных отложений).

Более тонкая примесь — алевритовая и особенно глинистая — почти отсутствуют в песчаных слойках. Иногда глинистые пленки, образуемые в результате прилипания глинистой пыли к влажной поверхности песка, разделяют границы слойков (Ивченко, 1908), особенно — в неподвижных песках.

Все эти текстурные и структурные признаки эоловых песчаных отложений позволяют определить их генезис.

Следует добавить, что так как эоловые пески обычно образуются от развевания либо прибрежно-морских, либо аллювиальных отложений, то при изучении ископаемых толщ эти исходные пески могут быть обнаружены в отложениях, подстилающих явно эоловые, или же в переходящих в них по простиранию. Особенно это характерно для прибрежно-морских дюнных песков, с которыми граничат морские отложения. Что же касается отложений пустынь, то можно допустить, что исходные пески окажутся перевеянными полностью и в ископаемое состояние не перейдут. Однако в других случаях пустынные эоловые отложения имеют в своей основе речные осадки, которые могут быть ошибочно приняты также за эоловые, особенно в ископаемых толщах. Между прочим, нубийские песчаники, приведенные на фотографии Бэгнольда, по характеру слоистости (форме серий) скорее напоминают отложения рек или временных потоков, а не эоловые. Надо думать, что анализ слоистости даст возможность геологам по чередованию типов слоистости (речной и эоловой) определять периодическую смену засушливых и дождливых периодов формирования континентальных ископаемых осадков даже в случае однородности их структуры.

В ряде случаев отмечается смешение эоловых песков двух генетических типов — дюнного и пустынного. Так, например, пески Северного Прикаспия, по мнению некоторых исследователей, образовались от частичного перевевания прибрежно-морских дюн, занимавших эту площадь в периоды расширения (трансгрессии) Каспийского моря. По мнению И. В. Мушкетова (1895), иногда летучие пески и барханы формируются на старых дюнах, имеющих вид отдельных гряд или групп гряд [1].

В ископаемом состоянии в регрессивном ряду фаций выше типичных морских отложений можно встретить отложения с эоловой слоистостью дюн, потом — с эоловой слоистостью песчаных образований пустынь, а затем — снова морские отложения, знаменующие начало новой трансгрессии.

Области пустынь в настоящее время занимают значительные площади суши; так же широко развиты и дюнные отложения. Нет никаких оснований считать, что в предыдущие геологические эпохи они были

---

[1] Вместе с тем И. В. Мушкетов отмечал, что сыпучие эоловые пески образуются также в результате перевевания речных отложений.

развиты намного меньше. Следовательно, можно ожидать, что они встретятся в ископаемом состоянии, особенно в отложениях древних эпох, когда отсутствие растительности создавало весьма благоприятные условия для перемещения больших масс песка под действием ветра. Однако для того, чтобы захорониться, они обязательно должны были перекрыться субаквальными (преимущественно — морскими) отложениями. Отсюда можно сделать вывод, что эоловую слоистость следует ожидать в песчаных отложениях, либо завершающих регрессивный ряд фаций, на которые налегают отложения фаций уже трансгрессивного ряда, либо же в отложениях начинающих трансгрессивный ряд.

3. СЛОИСТОСТЬ ЭОЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ ПУТЕМ ВЫПАДЕНИЯ МАТЕРИАЛА ИЗ ВОЗДУШНОЙ ВЗВЕСИ

Слоистость лёссов

По поводу происхождения лёсса существует множество гипотез. Споры о его генезисе продолжаются и до сих пор [1]. Мысль об эоловом его происхождении была высказана Рихтгофеном при путешествии его по Китаю в 1878 г. Гипотезу об эоловом происхождении лёссов поддерживали И. В. Мушкетов и В. А. Обручев (ряд работ). Для большинства типичных тонкозернистых и неслоистых лёссов она является, по-видимому, наиболее правильной. И. В. Мушкетов (1886) указывал на возможность двух процессов образования лёсса, причем второй — водный — создает слоистый лёсс, носящий следы известного переотложения. Дальнейшее изучение позволило выделить флювиогляциальные, террасовые и другие лёссовидные породы, которые характеризуются более или менее выраженной слоистостью.

Настоящий, типичный эоловый лёсс, как это отмечают почти все исследователи,— неслоистый (может быть, иногда, скрытослоистый).

Однако В. А. Обручев в примечании к статье Н. И. Кригера и В. С. Федотова (1954) отмечает, что лёссы на водоразделах, имеющие слабо выраженную слоистость, следует считать эоловыми. Очевидно, в некоторых случаях и эоловые лёссы могут все же иметь слабо выраженную слоистость (по-видимому, горизонтальную?). Надо думать, что изучение тестур лёссовых толщ может в какой-то степени помочь в разрешения этой спорной и сложной проблемы происхождения лёссов.

Ветровая дифференциация в составе лёсса сказывается не в вертикальном разрезе, а на площади: в увеличении глинистости лёсса в направлении от равнины к горам и в увеличении песчанистости в обратном направлении. Мощность лёссовых толщ — от долей метра до нескольких десятков метров, но может достигать 100—200 м (например, в Китае). Иногда отмечается полосчатость лёсса, обусловленная окраской и не связанная со слоистостью. В лёссовидных породах встречается горизонтальная слоистость, образующаяся вследствие изменения размера слагающих породу частиц.

Толщи лёсса часто разделяются на отдельные горизонты прослоями погребенных почв или гумусовыми. При этом правильное, параллельное их расположение, выдержанная мощность и прямолинейность контактов, по мнению Б. П. Булавина (1954), указывают на их неэоловый генезис. Мне, однако, думается, что при очень выровненном рельефе эти признаки не противоречат мнению об эоловом происхождении лёссов.

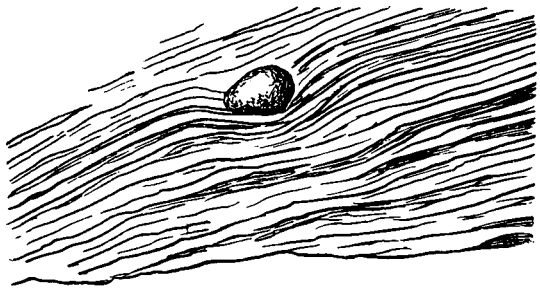
---

[1] О лёссе существует огромная литература, которую мы здесь не приводим, так как в ней даются только самые краткие определения текстуры — слоистая или неслоистая.

А. С. Рябченков (1954) приводит наличие гумусовых прослоев в лёссе как одно из доказательств его эолового происхождения. А. Н. Вознесенский (1954) выделяет ритмы лёссовой толще на севере Причерноморской впадины, основываясь на наличии прослоев погребенных почв. Исходя из литературных данных (хотя и весьма скудных), я считаю, что слоистость лёссов (и, в частности, эоловых), обусловленную почвенными горизонтами, надо считать уже слоистостью толщ, а не пород, т. е. не слойчатостью. Что же касается последней, то, по-видимому, для эоловых лёссов следует признать типичной неслойчатую текстуру.

Слоистость эоловых пирокластических отложений

Тонкие продукты извержения вулканов в виде вулканического пепла или вулканический пыли могут переноситься на большие расстояния (тысячи километров) и выпадать из взвеси в сухом виде или в виде грязи вместе с дождем. Осаждаются они либо на суше, либо под водой, часто переслаиваясь с другими осадками и приобретая слоистость



Фиг. 96. Прогиб слоев под вулканической бомбой в туфе Коко на южном берегу р. Оаху. Диаметр бомбы около 20 см. В нижних слоях прогиб не заметен; выше бомбы — отложения пепла без нарушения слоистости. (Рисунок автора по фото из Шрока, 1950)

соответствующую динамике среды отложения существовавшей во время их осаждения. По размеру частиц вулканическая пыль соответствует алевриту или глине. Вулканический пепел состоит из угловатых частиц, имеющих такой же размер, как мелкозернистый и даже среднезернистый песок.

При каждом выбросе из вулкана образуется пласт, начинающийся с грубого туфового материала в базальной части и постепенно сменяющийся кверху более тонким пеплом. После перерыва в отложении новый пароксизм извержения новый выброс образуют на параллельной поверхности (если не было размыва) новый слой, опять начинающийся с грубого материала и кончающийся более тонким (см. фиг. 10). Так образуется сортированная слоистость, которую мы встречали во многих других отложениях.

В верхней части каждого слоя иногда попадаются грязевые шарики, сфероидальные и эллипсоидальные, диаметром 1 см или более. Они обнаружены и в современных отложениях действующих вулканов. Их происхождение объясняется сцеплением зерен вулканического пепла (вулканический пыли) водяным паром, выходящим из жерла вулкана вместе с пеплом, или дождевой водой и т. д.

Сортированность каждого слоя нарушается иногда (особенно вблизи вулкана) вулканическими бомбами (фиг. 96), которые вдавливаются в рыхлые отложения пепла и туфа, а последние облекают бомбы. Этим

можно пользоваться для определения истинного залегания опрокинутых слоев. Разумеется, определять залегание можно и по уменьшению размера частиц в сортированной слоистости.

В пирокластических породах нередко развивается полосчатость, иногда довольно правильно ритмичная, иногда менее отчетливая, обусловленная чередованием более тонкозернистого пеплового материала с более грубым туфовым или смесью туфа и пепла. Эта полосчатость вызвана изменением цвета. Пепел обычно создает белые полосы, а смешанный материал — серые и более темные. Темные полосы могут получаться и от примеси иного материала.

Колебания в размере зерен и их составе отражаются и в микроструктуре. Переслаивание вулканического пепла с вулканическим песком может создавать своеобразную ритмическую слоистость, причем прослои вулканического пепла сложены сероватым легким порошком. Под микроскопом они состоят из мелких осколков вулканического стекла, обломков горных пород и др. Вулканический песок или щебень состоит из более крупных обломков вулканических горных пород и содержит еще большее количество посторонних обломков. Замечено, что чем дальше от вулкана, тем пепел тоньше, однороднее и слоистость в нем заметна хуже.

Слоистость вулканических пеплов и туфов, как и всяких осадков, выпадающих из взвеси, по форме либо горизонтальная, либо наклонная, заполнения или облекания.

По-видимому, трудно различить горизонтальную слоистость пеплов собственно эоловых, т. е. пеплов, осевших из воздуха на суше, от слоистости пеплов, отложившихся в стоячей воде мелких наземных водоемов. Подобные наблюдения не производились, однако можно думать, что в последнем случае сортировка будет более совершенной, так как к сортировке воздушной добавится еще сортировка в водной среде.

4. НЕКОТОРЫЕ СЛОИСТЫЕ ТЕКСТУРЫ В ЭЛЮВИИ И КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кора выветривания, как правило, сама по себе не обладает слоистостью, в ней либо заметна первичная слоистость, присущая тем породам, на которых она развивается, и, следовательно, соответствующего генезиса и характера, либо же эта первичная слоистость утрачена. Однако встречаются случаи, когда геолог невольно называет кору выветривания «слоистой», видя в ней слои разного состава, появление которых обусловлено различием и глубиной проявления химических процессов, происходивших в стадию выветривания. Такой слоистостью обладают почвы, в том числе и погребенные; слоистость в них может образоваться в результате процессов почвообразования (горизонты: гумусовый — тёмный, подзолистый — осветленный, или горизонт вымывания, иллювиальный — бурый, или горизонт вмывания, и, наконец, постепенный переход к материнской породе). В торфяных почвах выделяется горизонт торфяной (углистый), глеевый (часто зеленоватого цвета). Такая «элювиальная» слоистость частично сохраняется и в ископаемых отложениях; она особенно интересна для геологов-угольщиков, так как появление слоев «почвы» и «подпочвы» свидетельствует о месте залегания угольного пласта.

Кроме того, погребенные почвы всегда указывают на перерыв в осадконакоплении, что весьма существенно при стратиграфических построениях. Однако гумусовый темный прослой может образоваться и вследствие перемыва и переотложения гумусового материала. И только когда имеется определенная последовательность чередования элювиальной слоистости, можно с уверенностью говорить о протекавших именно здесь процессах почвообразования, а следовательно, и о перерыве в осадконакоплении.

Глава VIII

СЛОИСТОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СУБАКВАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Континентальные отложения наиболее доступны для изучения в современных осадках, и для них имеется наиболее дробная классификация фаций и генетических типов [1] осадков. Однако слоистость этих отложений охарактеризована далеко не равномерно: по некоторым фациям имеется очень большой материал наблюдений, по другим он весьма скуден.

В данной главе выделяются две большие группы отложений — водные и водно-ледниковые. В первой группе, по различию условий образования слоистости, выделены две основные подгруппы:

1) Слоистость отложений, формируемых текучими водами,— аллювиальных, пролювиальных и делювиальных. Из них наиболее разнообразно и полно охарактеризована слоистость речных отложений. Слоистость осадков этой подгруппы образуется в результате перемещения материала. Преобладают типы — косая и косоволнистая слоистость.

2) Слоистость осадков, образуемых выпадением из взвеси в спокойных условиях седиментации — в озерах, застойных водоемах и болотах; по форме она преимущественно горизонтальная.

В группе водно-ледниковых отложений выделяются слоистость в осадках флювиогляциальных — зандрах, озах, камах, а также текстуры морен и друмлинов.

Флювиогляциальные отложения, хотя и формируются текучей водой, но очень тесно связаны с другими ледниковыми образованиями и со всем режимом седиментации, обусловленным движением ледника, поэтому их текстуры рассматриваются в одной группе с другими ледниковыми образованиями, а не с осадками, формируемыми текучими водами в других фациях. Механизм образования озов и камов до сих пор точно не установлен, несмотря на большое количество существующих по этому вопросу гипотез. Условия их образованя могли быть и сложными. Поэтому слоистость водно-ледниковых отложений рассматривается без разделения на две основные подгруппы (слоистость, связанная с перераспределением осадка, и слоистость, формируемая непосредственным оседанием), как это сделно для эоловых, водных континентальных и водных морских отложений.

---

[1] Термин «генетический тип» впервые предложен А. П. Павловым (1888).

2. СЛОИСТОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕКУЧИХ ВОД

Слоистость речных отложений

Речные отложения слагаются разнообразным кластическим материалом, от галечника с валунами до мелкозернистого алеврита. Слоистость речных отложений весьма разнообразна и обладает рядом специфических черт, позволяющих отличить ее от типов слоистости, присущих отложениям иных фаций.

Признаки косой слоистости речных отложений в нашей литературе впервые были сформулированы Ю. А. Жемчужниковым (1923, 1926): это — изменяющийся угол наклона слойков в серии, чаще от 0 до 20°; выклинивающиеся поверхности серий; резкое несогласие косых слойков и в кровле и в подошве серии; тенденция косых слойков к наклону в одном направлении, а изменение их направления на обратное — как исключение; необязательная параллельность косых слойков внутри серии; ограниченная мощность серий (до 1 м) и отсутствие разделяющих их горизонтальных слоев; отсутствие (или редкость) знаков ряби. Таблица признаков, составленная еще в 1926 г., впоследствии в почти неизменном виде была приведена во вводной статье к сборнику «Косая слоистость» (Жемчужников, 1940$_1$).

Установление этих признаков стало возможным благодаря накоплению определенной суммы знаний и наблюдений, которые, однако, далеко не исчерпывали всех характерных черт слоистости речных отложений в целом, как они выявились в настоящее время после работ ряда исследователей. В некоторых случаях они были неточными, а иногда и неправильными (например, резкое несогласие косых слойков и в кровле и в подошве серии).

Сходную характеристику дал А. В. Хабаков (1951). Он указал, что в речных отложениях для косослоистых пачек характерна средняя величина и мощность серий — от дециметров до нескольких метров (в действительности — обычно не более 1—2 м), и более или менее горизонтальное или плоско-пластообразное расположение косых серий. Резкое несогласие между косыми и горизонтальными слоями, по А. В. Хабакову, обычно наблюдается в почве серий, однако это утверждение совершенно неверно, так как, наоборот, в большинстве случаев видно постепенное выполаживание косых слойков к подошве серии.

Наблюдения над особенностями речной слоистости в современных отложениях были проведены Мак-Ки (1953). Большое значение для понимания текстуры речных отложений имели работы по изучению современного аллювия и описание особенностей седиментации в основных элементах речной долины (Шанцер, 1951; Николаев, 1947, и др.). Установлено, что образование аллювия происходит параллельно с формированием речной долины и состоит из нескольких этапов: 1) в основном — врезание речной долины; осадки только в русле и все время перемещаются; 2) усиление бокового смещения русла и расширение долины. Русло меандрирует, перемещается, и, как след его, сбоку образуется постоянный русловой аллювий; 3) дальнейшее расширение речной долины. Во время паводков воды разливаются по всей долине, и пойменные отложения перекрывают русловые.

Из предложенных Н. И. Николаевым и Е. В. Шанцером (1951) схем видно, что наибольшая мощность и наиболее полный набор субфаций аллювиальных отложений свойственны последнему этапу — образованию разработанных широкими речными долинами равнинных областей. Типичная мощность «нормального» аллювия одного эрозионного цикла — порядка 10—20 и до 30 м. Большие мощности его вызываются уже тектоническими движениями земной коры.

В результате появления этих исследований стали ясны механизм и динамика формирования осадков в речном русле, на прирусловой отмели и в пойме, а это дало основание для понимания комплексов различных типов слоистости. Особенно большой материал дала монография Е. В. Шанцера (1950$_2$, 1951). К сожалению, в ней приведено мало зарисовок конкретных примеров слоистой текстуры и не дано описания внутреннего строения слойков и косослоистых серий.

В период 1940—1950 гг. при изучении угленосных толщ разных бассейнов были проведены многочисленные наблюдения над слоистостью речных отложений. Большую роль в развитии этого направления сыграли работы Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1947, 1949), посвященные исследованию условий образования угленосной толщи Буреинского бассейна. Эти авторы очень подробно описали текстуры паводковых отложений, указав на основной их признак — чередование осадков собственно паводковых вод (более грубозернистых, песчаных, с косоволнистой и мелкой косой слоистостью) с прослоями заиления, образующимися в меженный период (преимущественно горизонтально-слоистыми), и выделили несколько их разновидностей в зависимости от преобладания тех или иных осадков. Они описали слоистость в отложениях заиливавшихся озер и стариц и привели ряд примеров косой слоистости русловых отложений (менее детально описанных). Очень интересно сравнительное параллельное описание этих фаций (и свойственных им текстур) в различных фациальных обстановках — в плоских долинах и конусах выноса межгорной низменности, а также в низовьях дряхлеющих рек. В этой работе (Давыдова и Гольдштейн, 1949) содержатся богатый фактический материал и очень интересные обобщения по методике фациального анализа.

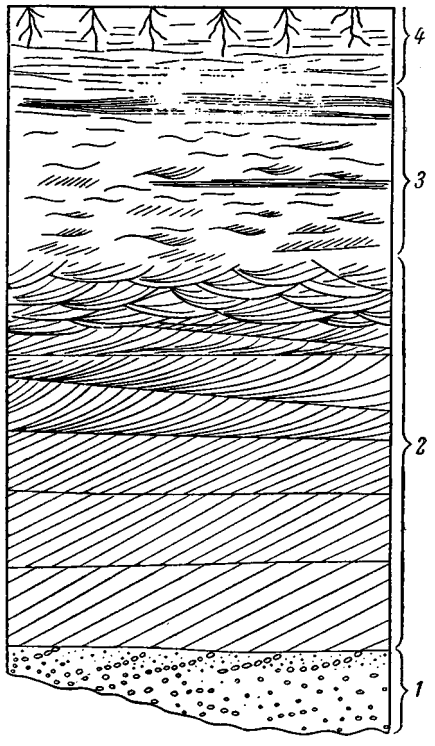
Следует отметить также работы Е. П. Брунс (1940$_{1, 2, 3}$, 1948), Ю. А. Жемчужникова и Е. П. Брунс (1940), изучавших угленосные отложения Кузбасса, Подмосковного бассейна, месторождений Средней Азии и Челябинского бассейна. Посвященные вопросам фациального анализа, они в большей или меньшей степени затрагивали текстуры пород, и в том числе отложений, относимых авторами к речным.

Однако во многих работах, содержащих богатый фактический материал наблюдений над угленосными отложениями, заключение о генезисе пород делается преимущественно на основании характера слоистости, и поэтому я не считаю возможным приводить их как пример текстуры в несомненно речных отложениях, так как при этом получается как бы «замкнутый круг»: слоистость описывается как характерная для речных отложений, а речной генезис, в свою очередь, устанавливается на основании изучения слоистости. Более надежными в этом смысле являются работы, в которых речное происхождение ископаемых осадков определяется на основании не только характера слоистости, но и условий залегания и линейного распространения на площади, прослеженного по многочисленным буровым скважинам (например, работа по Подмосковному бассейну Е. П. Брунс, 1940).

Изучение условий образования угленосных толщ и описание слоистости, в том числе речной, проводилось в Кузнецком и Донецком угольных бассейнах коллективом сотрудников Геологического института АН СССР под руководством Ю. А. Жемчужникова и В. С. Яблокова (Ботвинкина, 1953; Колотухина, 1948, 1952; Тимофеев, 1954, и др.). По инициативе Ю. А. Жемчужникова (который придавал очень большое значение наличию речных континентальных отложений в ископаемых толщах и возможности их выделения) и под его редакцией был выпущен специальный сборник, посвященный аллювиальным отложениям в угленосной толще Донбасса (Аллювиальные отложения..., 1954). В этом сборнике помещена статья Л. Н. Ботвинкиной, А. П. Феофиловой и В. С. Яблокова, в которой описаны наблюдения, предпринятые авторами со-

специальной целью изучить особенности слоистых текстур в современных и четвертичных отложениях, главным образом в речных (Дон, Маныч, Сал и др.). Эти специальные исследования, организованные В. С. Яблоковым, дали чрезвычайно большой и, главное, систематический и детальный материал, позволяющий уверенно говорить о типичных признаках слоистости разнообразных речных отложений.

Кроме описания современных отложений, приводятся наблюдения над слоистостью в относимых к речным отложениях угленосной толщи Донецкого бассейна, которые в ряде случаев можно с уверенностью считать именно речными, так как на такой генезис этих пород указывает, кроме текстуры, еще и ряд других признаков; в числе последних — распространение этих отложений на площади, видное на многочисленных детальных палеогеографических картах, построенных для одного седиментационного цикла. На этих картах отчетливо вырисовываются речные системы, отвечающие одному эрозионному циклу.



Фиг. 97. Схема слоистости аллювиальной толщи и типов слоистости, характерной для разных ее частей:
1 — стержневая, *2* — русловая (вверху — прирусловая отмель), *3* — пойма, *4* — почва (зарастание)

Такой детальный материал, основанный на сопоставлении многих признаков, позволяет считать эти отложения несомненно речными, а следовательно, и их слоистость — текстурой именно речных отложений. Материал этих наблюдений, кроме статей в упомянутом выше сборнике, суммирован в «Атласе литогенетических типов...», 1956 (Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев и др.) и в монографии «Строение и условия накопления...», 1959 (Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. И. Боголюбова, Л. Н. Ботвинкина и др.).

После выхода в свет этих работ речные отложения и характерные для них текстуры, сходные с текстурами, выделенными ранее, были описаны в угленосных отложениях Караганды, о-ва Сахалин, Подмосковного бассейна, в нижнем карбоне Донецкого бассейна и других (Коперина, 1956; Слатвинская, 1954; Ишина, 1955; Посыльный и Сальников, 1956; Шульга, 1954; Сокольская и Хмарский, 1957, и др.).

Кроме упомянутых работ, в которых были даны описания текстур аллювиальных отложений во всем их объеме, в различных статьях были затронуты те или иные частные черты этих текстур; например, в статье В. П. Маслова (1953), описавшего специфику формы крупных рябей (вернее — песчаных волн), образующихся в речном русле.

Вследствие многочисленности материалов о слоистости речных отложений невозможно привести данные каждого автора, да в этом нет и необходимости, так как выделение признаков в общем повторяется и весьма однотипно у всех исследователей. Это обстоятельство, а также детальные наши наблюдения позволили дать здесь обобщенную сводку особенностей слоистости речных отложений, главным образом для рав-

нинных рек. Предварительная сводка уже была дана ранее (Ботвинкина, 1957 [2]); здесь дается более подробная и развернутая характеристика текстур по основным элементам речной долины, а именно — слоистости русловых и пойменных отложений, причем в русловых отложениях выделяются особенности текстур в нижней и верхней части и в прирусловой отмели, а в пойменном комплексе — специфические текстуры осадков, образующихся в старицах.

В целом аллювиальная толща характеризуется комплексом типов слоистости, *сменяющихся в определенной последовательности* [1]. Этот характерный комплекс присущ аллювиальным отложениям независимо от их возраста и хорошо различается в ископаемых толщах. На фиг. 97 приведена общая схема изменения типов слоистости в разрезе аллювия равнинной реки в умеренном поясе.

Слоистость русловых отложений

Русловые отложения обычно ложатся на подстилающие породы с более или менее отчетливо видным размывом. Для нижней части их, сложенной, как правило, более грубозернистым материалом — галечником, гравием, крупнозернистым песком, характерна неотчетливая косая слоистость, иногда выявляющаяся в плохо отсортированном грубообломочном материале лишь ориентировкой удлиненных галек (фиг. 98, 99), причем последние располагаются длинной своей осью вдоль направления слойков, т. е. по направлению течения.

Иногда слоистость подчеркивается послойным расположением грубых растительных остатков, обугленных или минерализованных (фиг. 100), или расположением линз более грубозернистого материала (фиг. 101). Границы серий чаще неотчетливые; мощность серий сильно варьирует. Такая текстура характеризует осадконакопление в стрежневой части потока или начальную, молодую стадию формирования речной долины. Часто в низах аллювиальной толщи грубозернистая порода кажется неслоистой (фиг. 102), иногда — беспорядочно-изогнутой (фиг. 103, 104).

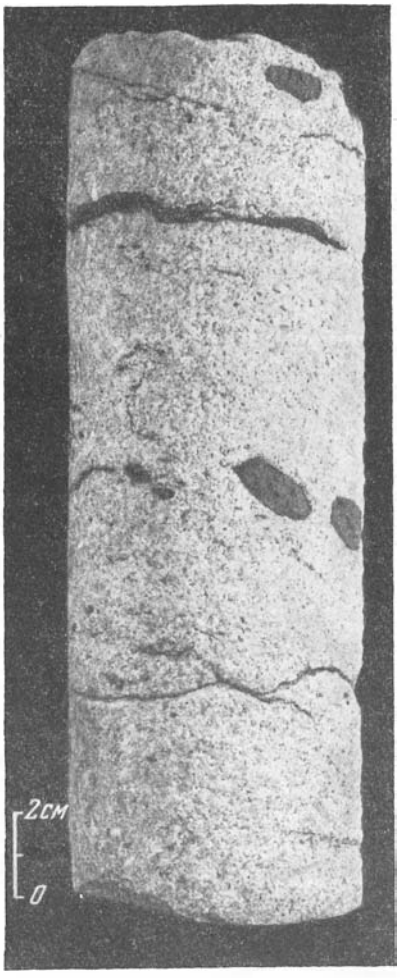
Далее идет толща большей или меньшей мощности, представленная рядом налегающих друг на друга косослоистых серий. Если сила течения, несшего обломочный материал, была достаточно велика, а течение — выдержанного направления, то образуются серии более мощные, с почти параллельными границами (фиг. 27). Менее мощный поток дает серии меньшей протяженности и мощности. Некоторое смещение его направления влечет образование смещенной (клиновидной) слоистости (фиг. 105).

Слойки в сериях либо параллельные друг другу и как бы «упираются» в верхнюю и нижнюю границы серии (фиг. 106), либо же подстилают друг друга у нижней границы и несогласно срезаются верхним серийным швом (фиг. 107). Если толща содержит много косослоистых серий, то чаще параллельные слойки встречаются в более нижних горизонтах, а подстилающие — в верхних. Такое изменение связано с формированием подстилающих слойков в условиях более слабых движений воды, что более характерно для верхней части аллювиальной толщи, формирующейся на более зрелой стадии развития речной долины, когда скорость течения падает.

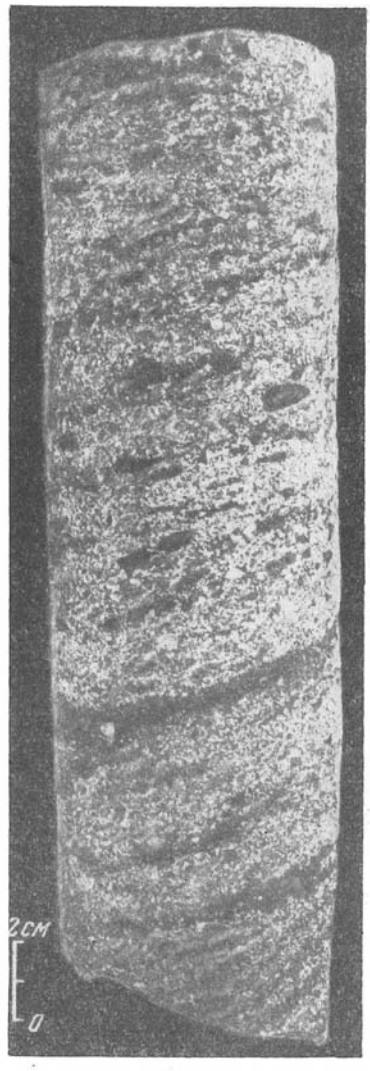
Среди косослоистых серий встречаются серии с горизонтальной слоистостью, происхождение которых может быть различным: иногда это просто поперечное сечение [2] выдержанной на площади косослоистой серии

[1] Это особенно характерно именно для комплекса отложений речной долины, соответствующих одному эрозионному циклу.

[2] Однонаправленная косая слоистость в некоторых случаях в поперечном сечении дает ряд полого-косослоистых серий с кажущимся беспорядочно направленным падением слойков, так как даже однонаправленное течение все же несколько меняет направление — в пределах около 90°.



Фиг. 98. Неслоистые песчаные отложения низов аллювиальной толщи. Крупная косая слоистость намечается в керне ориентированным расположением галек и обугленных растительных осадков Донбасс, свита C^5_2. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

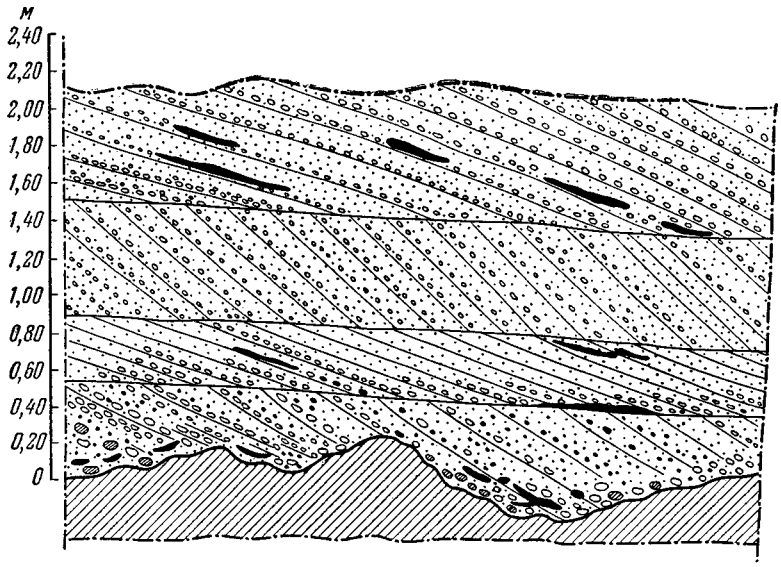


Фиг. 99. Крупная косая слоистость в нижней части русловых отложений, подчеркнутая расположением мелких галек (керн). Донбасс, свита C^5_2.(Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

(фиг. 108), в других случаях это след перемещающегося подвалья (механизм их образования разбирается в гл. IV). Временами создается впечатление, что косослоистые серии разделены неслоистыми прослоями. Это бывает тогда, когда слойки подчеркиваются чем-либо в верхней части серии и «пропадают» книзу. Однако при внимательном рассмотрении этих «неслоистых» участков всегда обнаруживается продолжение слойков и намечается граница серий (серийный шов).

Очень характерно для низов аллювиальной толщи появление в довольно грубозернистом (песчано-гравийном) материале среди нормальных косослоистых серий — серий с заворотом верхней части слойков в обратную сторону (фиг. 109 и 110). Возможно, это явление вызвано небольшими подводными оползаниями верхней части нижней косослоистой серии

при надвигании на нее серии, лежащей выше (т. е. верхнего песчаного вала). При этом обычно такие серии имеют клиновидную форму. Очевидно, верхний косослоистый вал, наползая под некоторым уклоном на ниж-

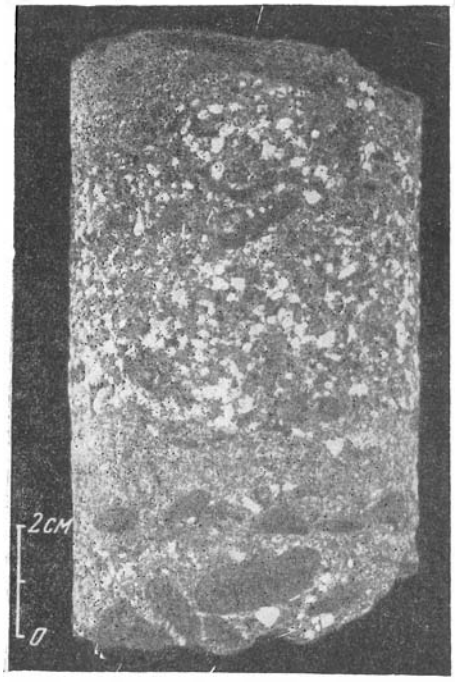


Фиг. 100. Косая слоистость в нижней части русловых отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Виден контакт размыва; в нижней косослоистой серии наиболее грубозернистый состав, слоистость менее отчетлива. В ряде мест видно (черные пятна) послойное расположение растительных остатков. (Рисунок П. П. Тимофеева)

нюю косослоистую серию, сминает и заворачивает уже несколько слежавшиеся слои в верхней ее части и постепенно уничтожает их, направляясь вниз по склону.

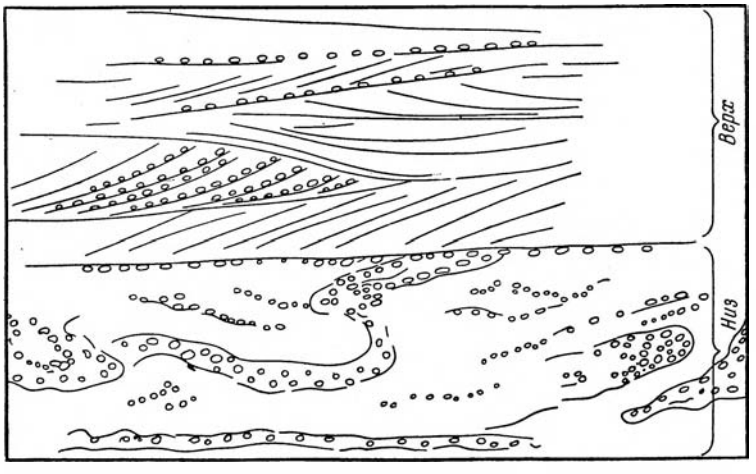
Фиг. 101. Косослоистая серия в основании речных отложений у с. Большие Можары. Слоистость в среднезернистом песке подчеркнута линзами крупнозернистого песка с галькой. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

Ближе к верхней части русловых отложений, а также при переходе к отложениям прирусловой отмели, косослоистые серии приобретают более клиновидную форму, чаще появляются серии, имеющие обратное падение. Углы наклона становятся более пологими, постепенно уменьшается мощность косослоистых серий наряду с уменьшением размеров слагающих породу частиц и улучшением сортировки.

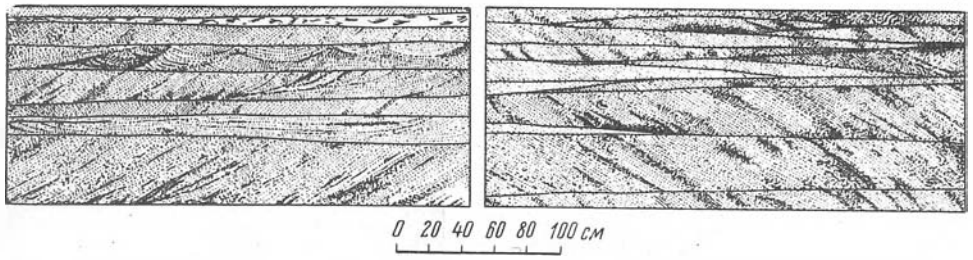


Фиг. 102. Неслоистые грубозернистые отложения низов аллювиальной толщи (керн). Донбасс, свита C_2^5. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 103. Неотчетливая косая слоистость в низах речных отложений. В верхней части керна виден крупный минерализованный обломок древесины. Кузбасс, ерунаковская свита. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

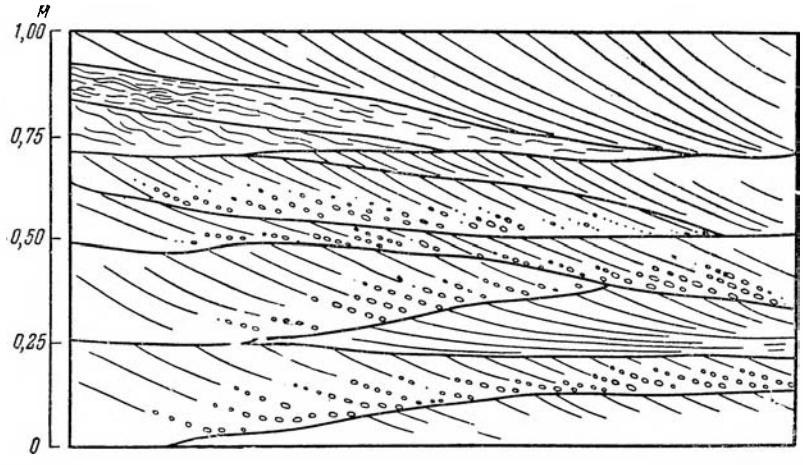


Фиг. 104. Беспорядочно изогнутая слоистость в низах аллювиальной толщи, подчеркнутая распределением более грубозернистого материала (гравийные прослои в песке). Третичные отложения у с. Большие Можары. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



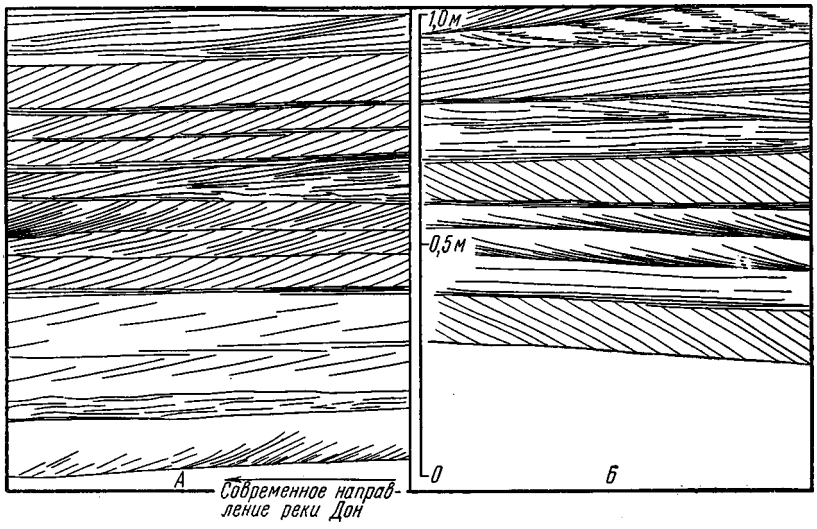
Фиг. 105. Косая слоистость русловых песков в обнажениях волжской поймы. (По Шанцеру, 1951). Видны более мощные субпараллельные косослоистые серии внизу и менее мощные клиновидные серии вверху. Слева — обнажение ниже г. Ульяновска, справа — обнажения ниже г. Сызрани

Фиг. 106. Косая слоистость в третичных речных песках. Крупные косослоистые серии. Слойки несогласно упираются как в верхний, так и в нижний серийный шов. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 107. Косая слоистость в песках с гальками зеленой глины. Речные отложения, нижний карбон, Подмосковный бассейн. (По Брунс, 1940)

Еще выше, при переходе в прирусловую отмель, слоистость часто становится косоволнистой и даже перекрестной — мульдообразной, серийный шов ее принимает криволинейную вогнутую форму, слойки в серии тоже криволинейные, косые, подстилающие (фиг. 111). Для этой части, связанной с прирусловой отмелью, очень характерно наличие прослоев со слоистостью ряби (фиг. 112), однако такие прослои встречаются и ниже в типичных русловых отложениях (фиг. 113). Кроме того, в отложениях



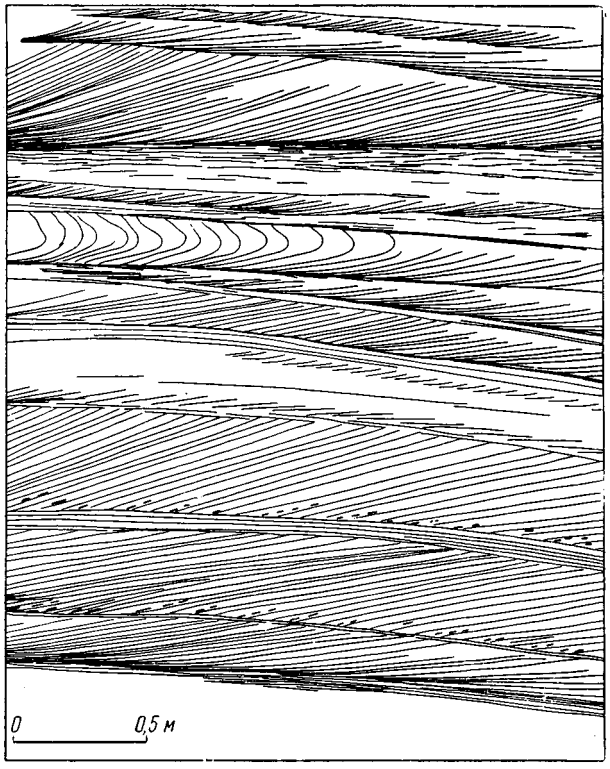
Фиг. 108. Русловые отложения четвертичной террасы р. Дон:

А — зарисовка в плоскости, параллельной современному течению Дона; *Б* —плоскость, к ней перпендикулярная. Направление древнего течения Дона было между ними. (Зарисовка А. П. Феофиловой, 1954)

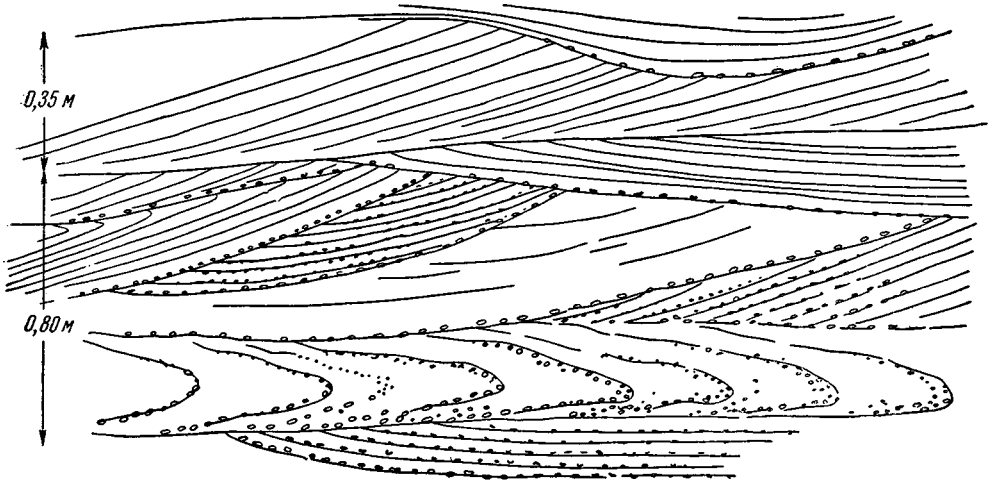
прирусловой отмели часты такие же косослоистые серии, какие отмечаются и в нижней части, но значительно менее мощные (фиг. 115); в поперечном срезе слойки в них не параллельные (как в крупных валах), а имеют мульдообразную косоволнистую форму. Часто в отложениях верхней части руслового аллювия и в прирусловой отмели встречается косоволнистая слоистость (фиг. 116), более вытянутая и слабо смещенная в срезе вдоль направления течения и сильно срезанная, почти перекрестная в срезе поперечном.

Наконец необходимо указать, что в отложениях прирусловой отмели могут быть встречены отдельные очень полого-косослоистые серии (с углами наклона слойков в единицы градусов), представляющие собой, по существу, наклонную слоистость, образуемую наращиванием осадочного материала параллельно склону отмели. Особенно характерна она для отложений в полузамкнутых рукавах крупной реки. Такая слоистость была отмечена и в древних речных отложениях выше типичной косой слоистости руслового аллювия.

Соотношение описанных основных типов слоистости русловых отложений бывает различным в зависимости от ряда причин и в первую очередь определяется характером той речной долины, где происходит аккумуляция. Так, например, для равнинных рек характерно развитие средней и верхней части аллювиальной толщи, а для горных рек — большее развитие нижней части русловых отложений и соответствующая ей слоистость. Для рек, формирующих долину в условиях тектонических прогибаний, характерно развитие третьего, верхнего члена, и следовательно,



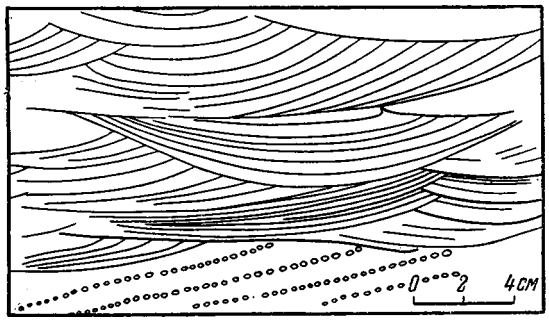
Фиг. 109. Ряд косослоистых серий в речных отложениях у ст. Аксай. Слойки в серии параллельны, несогласно упираются в верхнюю и нижнюю границу серий. В верхней части обнажения — слойки слабо сходящиеся. В одной из косослоистых серий виден заворот верхних частей слойков в обратную сторону. Некоторые косослоистые серии разделены маломощными горизонтально-слоистыми сериями. Видна однонаправленность косых слойков во всех сериях. Течение в плоскости рисунка справа налево



Фиг. 110. Косослоистые серии в третичных речных отложениях у с. Большие Можары. Песок от среднезернистого до гравелитового, в более грубозернистых слоях — разнозернистый, плохо сортированный; в верхней части серий сортировка лучше, чем в нижней. В верхней косослоистой серии, мощностью 0,35 м, песок среднезернистый, довольно однородный. В двух сериях виден заворот слойков в обратную сторону, особенно хорошо прослеживаемый по более грубозернистым слойкам. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

в этом случае чаще будет встречаться косоволнистая и мелкая косая слоистость.

Мощность косослоистых серий бывает весьма различной, от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, редко до метра и более. Однако всегда отмечается общая тенденция к уменьшению мощности серий снизу вверх по разрезу, что является одним из характерных признаков, позволяющих отличать косослоистые речные отложения от морских, в которых такой закономерности нет. Другой весьма характерный признак русловых отложений — однонаправленность слойков: в обнажении в большинстве косослоистых серий косые слойки падают

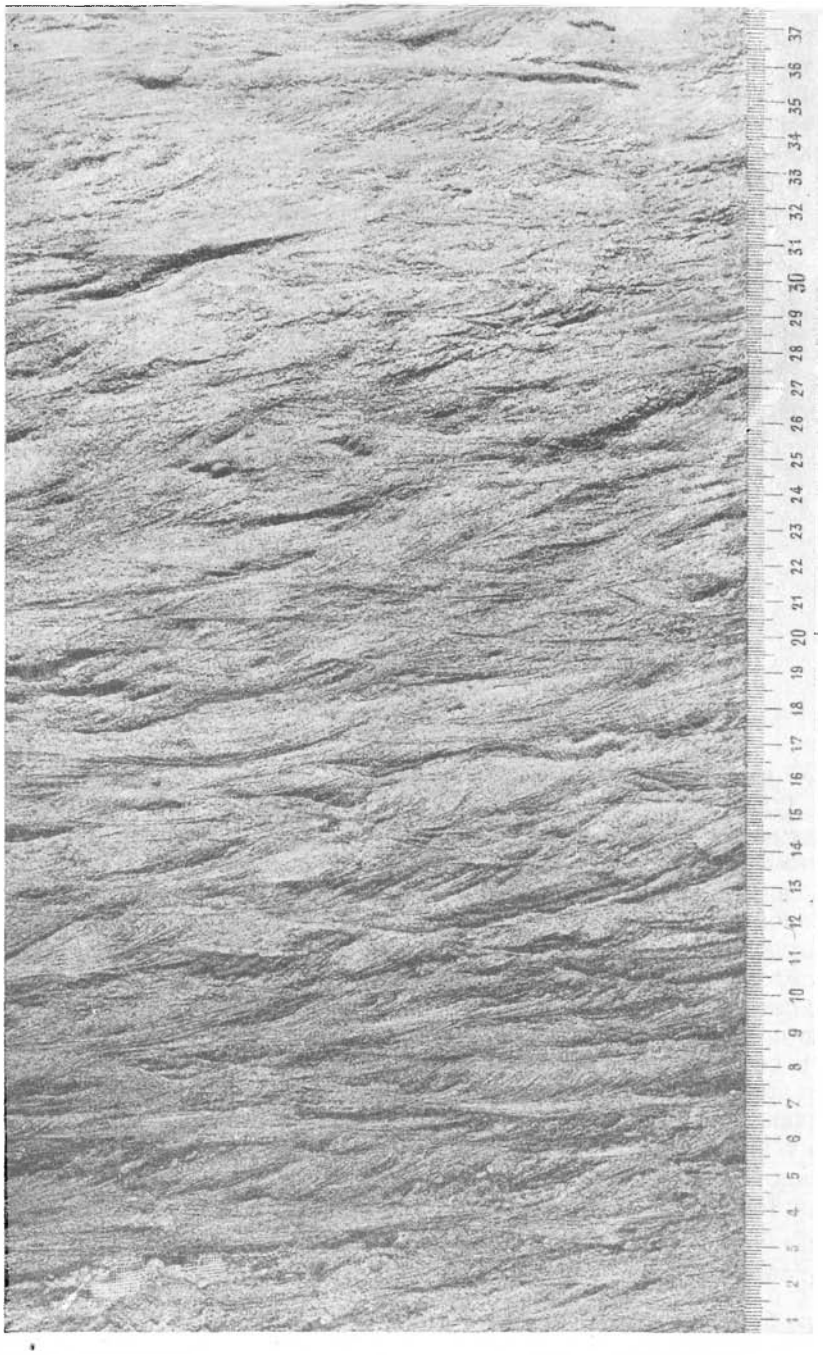


Фиг. 111. Косоволнистая (мульдообразная) слоистость в мелкозернистом песке прирусловой отмели. Современные отложения р. Дон у станицы Цимлянской. Внизу видна часть серии косослоистого среднезернистого песка русловых отложений. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

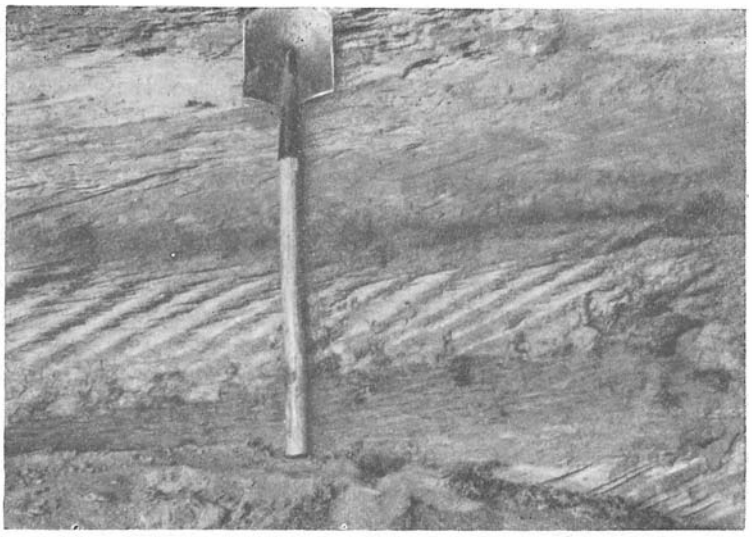
в одну сторону (с изменением азимутов наклона обычно в пределах не более 90°). Это объясняется тем, что речной поток всегда течет однонаправленно и для каждой данной точки никогда «не поворачивает вспять».

В связи с этим необходимо упомянуть статью В. И. Радушева (1958), в которой он утверждает, что обратное падение косых слойков характерно для аллювиальных осадков и получается при образовании отложений на пологом склоне вала, обращенном навстречу течению, в результате либо вихревых движений воды, либо выпадения из взвеси в межень. В. И. Радушев приходит к выводу, что обратное падение слойков является «следствием сезонных колебаний динамики водного режима реки» (стр. 128).

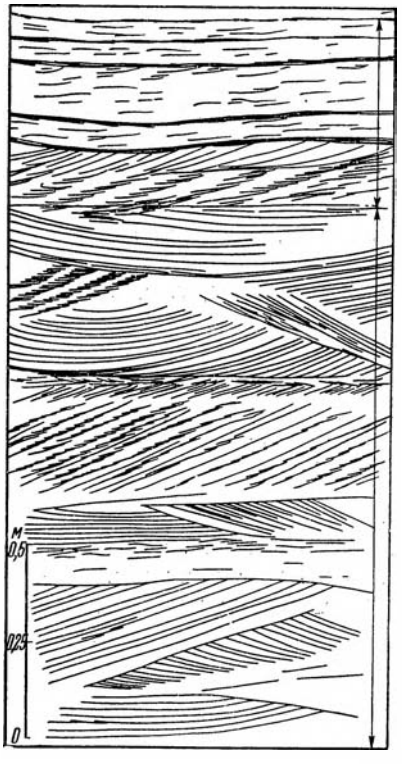
Утверждения В. И. Радушева с начала и до конца неправильны и свидетельствуют о полном незнании автором механизма формирования донных песчаных отложений речного русла. Во-первых, слойки на пологом склоне песчаного вала вихревыми движениями воды обычно не образуются (см. гл. IV), что доказано многочисленными наблюдениями (это иногда, да и то редко, имеет место в эоловых отложениях). Если же слойки будут формироваться путем выпадения из взвеси, то они дадут не косую, а облекающую слоистость, вогнуто-выпуклую по форме, причем слойки будут параллельны друг другу и основанию серии (чего мы в аллювии никогда не видим). Сезонные колебания (какие — суточные? годовые? — неясно) не влияют на формирование косых слойков, образование которых есть следствие изменений мгновенных скоростей потока. Что же касается приведенных автором примеров из наших работ, то они все относятся к переходящей в прирусловую отмель верхней части русловых отложений, формирование которых происходит в условиях широкой речной долины и медленного течения, когда плоский поток разбивается на ряд отдельных струй, причем каждая из них передвигает свой небольшой



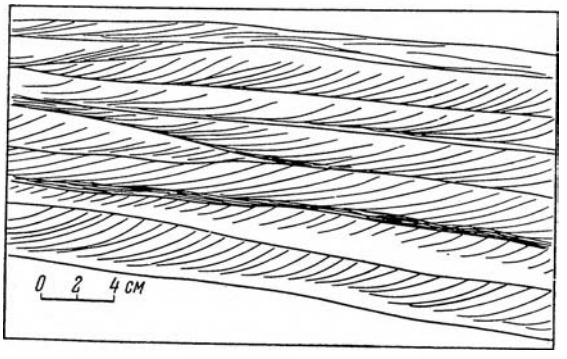
Фиг. 112. Прослой ряби течения в речных отложениях. III надпойменная терраса р. Волги у с. Спасского, верхняя часть разреза. (Фото с пленочного монолита Ю. А. Лаврушина)



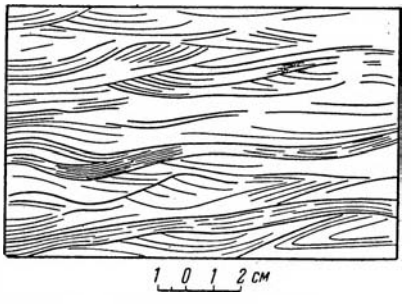
Фиг. 113. Прослои ряби среди косослоистых серий в русловых отложениях у с. Большие Можары. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 114. Косая слоистость в верхней части русловых отложений подчеркивается темным глинистым материалом, приуроченным к верхней части серий. Разнонаправленность слойков в смежных сериях связана с их мульдообразной формой, что подтверждается формой двух серий, полностью видных в верхней части слоя. Песчаная толща речных отложений (Tr) на левом берегу р. Дона у хутора Кривского



Фиг. 115. Косая слоистость в верхней части русловых отложений. Слоистость параллельная, однонаправленная, с подстилающими вогнутыми слойками, но мелкая (мощность серий 3—4 см), проявляется слабым глинистым налетом на поверхности слойков. Песчаный карьер в четвертичных песках близ ж. -д. станции Алексин. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 116. Косоволнистая слоистость в верхней части русловых отложений. Кузбасс, ерунаковская свита. (По Ю. А. Жемчужникову)

песчаный вал. Эти потоки часто меняют направление в пределах одного и того же русла, и, таким образом, направление движения валов может колебаться в пределах до 90° и даже немного более. В разрезе подобной песчаной толщи образуется несколько косослоистых серий с встречным направлением слойков, но при этом слойки, как правило, падают под разными углами, и встречные направления обычно более пологи, что указывает на очень косой срез данной серии. Эти частные перемещения отдельных струй отнюдь не то же самое, что изменение общего направления потока (как это кажется В. И. Радушеву). Наконец, разное направление падения видно в местах налегания друг на друга крупных мульдообразных серий (см. фиг. 114), что, особенно при ограниченной площади обнажения, создает впечатление разнонаправленного падения слойков в смежных сериях. Изменение наклона слойков в смежных сериях в одном пункте (обнажении) не следует смешивать с изменением азимута падения косых слойков на больших расстояниях в одной серии, но в разных пунктах, вызванным меандрированием речных русел. Замеры азимута падения слойков от обнажения к обнажению в ископаемых толщах речного генезиса иногда помогают выявить направление речных долин и характер их меандрирования.

Углы наклона в речных отложениях различны, но обычно колеблются (для максимального угла) в пределах 20—30°, редко больше, причем угол наклона не связан с мощностью серии; в мелких косослоистых сериях, мощностью 1—2 см, может быть угол 25°, так же как и в мощной полуметровой серии.

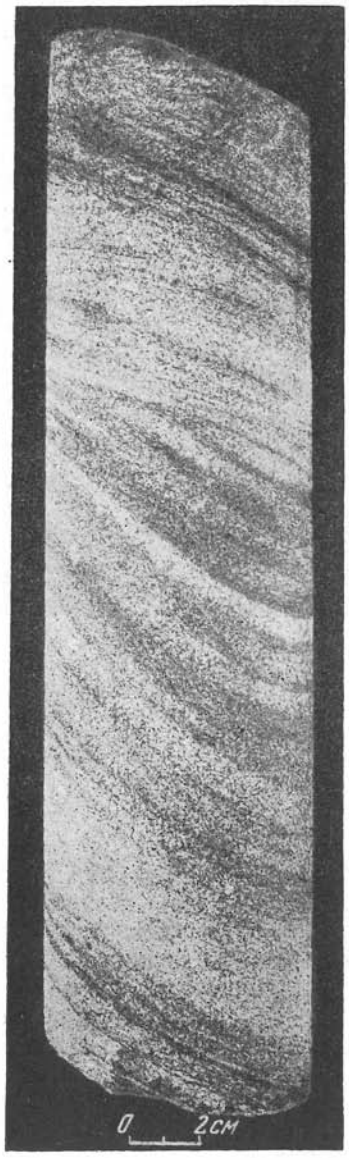
Весьма характерно, что в речных отложениях слоистость очень часто подчеркивается растительными остатками, легко переносимыми в речной воде и располагающимися на плоскостях наслоения. При этом, в то время как в нижних частях аллювиальной толщи присутствуют более грубые включения,— для средней и особенно для верхней части очень типично подчеркивание слоистости растительным детритом, дающим на плоскостях сечения в ископаемых отложениях черные штрихи, отчетливо вырисовывающие характер слоистой текстуры.

Растительный детрит, представленный остатками листьев, т. е. легких частей растений, оседает в первую очередь в верхней части слойков и, если его сравнительно немного, может наблюдаться только там. В конечном результате в породе мы видим прерывистую слоистость, подчеркнутую черными штрихами лишь в верхней части серий и как бы «исчезающую» в нижней части (нижние серии на фиг. 114). Иногда то же положение занимают глинистые частицы.

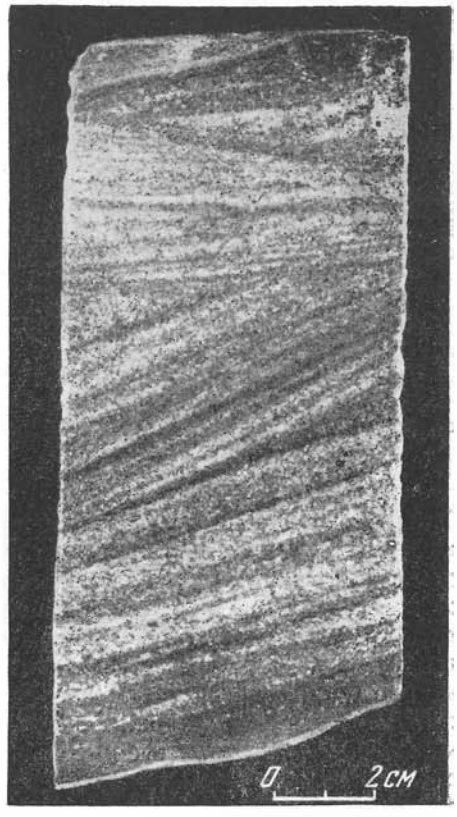
Детрит более крупный, представленный различными растительными остатками, может располагаться по всему слою (фиг. 117 и 118), а иногда в середине его и даже скопляться внизу, подчеркивая слоистость в основании серии (фиг. 119). Однако применять этот признак при изучении ископаемых толщ можно лишь для пород не старше карбона, так как в более ранние геологические эпохи наземная растительность еще не существовала (хотя реки, безусловно, были).

Наконец, одним из характерных признаков текстуры речных русловых отложений является прямая ритмическая сортировка, т. е. постепенное изменение слагающего материала от более грубого до более тонкого, причем такое изменение отмечается как для самих слойков мощностью 1—2 см (фиг. 120), так и для серий слойков, и для групп серий, и для всей толщи в целом.

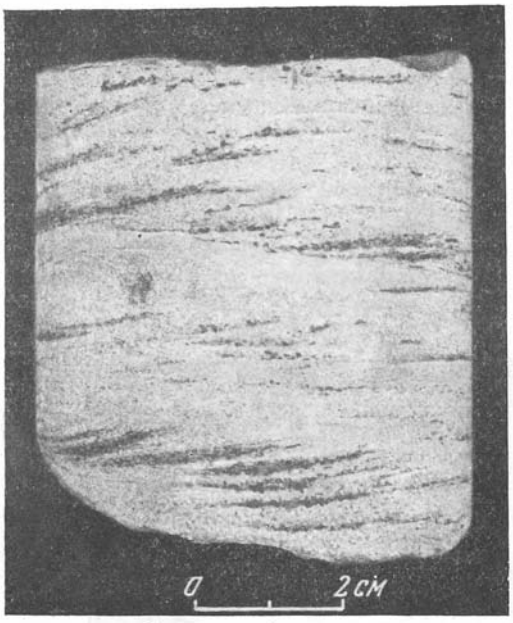
Многостепенная ритмическая сортировка речных отложений представляет настолько своеобразное явление, что на нем следует остановиться подробнее. На фиг. 121, *А* изображена деталь строения двух косослоистых серий *а* и *б*. Каждая серия состоит из косых, подстилающих друг друга слойков (*с*), в которых отмечается сортировка зерен по размеру: низ



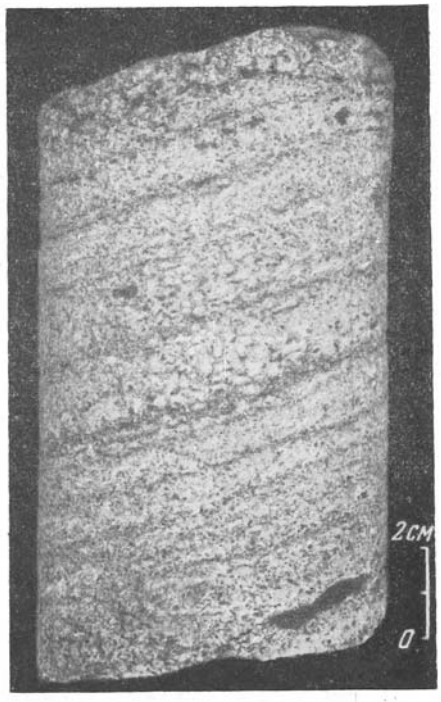
Фиг. 117. Крупная косая слоистость русловых отложений, подчеркнутая растительным детритом. Видны части трех налегающих друг на друга косослоистых серий и несогласное залегание слойков смежных серий, на основании чего мы делаем вывод о наличии косой слоистости. Донбасс, свита C_2^5. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 118. Крупная косая слоистость речных отложений, подчеркнутая растительным детритом, расположенным по всей длине слойков. Видны части четырех косослоистых серий. Средний карбон, Донбасс. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 119. Мелкая косая слоистость в речных отложениях, подчеркнутая крупным растительным детритом, приуроченным к нижним частям серий. Слойки в сериях подстилающие. Кузбасс, ерунаковская свита. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 120. Ритмическая сортировка зерен в русловых песчаниках. Слоистость крупная, косая. Внизу керна — плоская галька аргиллита. Донецкий бассейн, свита C_2^5. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

слойка представлен наиболее грубозернистым материалом, расположенным параллельно слоевому шву; вверх по нормали этот материал становится все тоньше. Сортировка намечается не только по нормали слойка снизу вверх, но и по направлению падения слойка от верха косослоистой серии к ее основанию, параллельно плоскости наслоения, что объясняется условиями формирования песчаного вала (см. гл. IV), когда струя воды, перемещая песчаный материал, переносит его с пологого склона и отлагает на противоположном, крутом склоне, причем под влиянием силы тяжести более тяжелые (чаще крупные) частицы скатываются вниз, к основанию склона, убывая, снизу вверх, а более легкие располагаются по склону. Так, формируется второй слоек, третий и т. д.

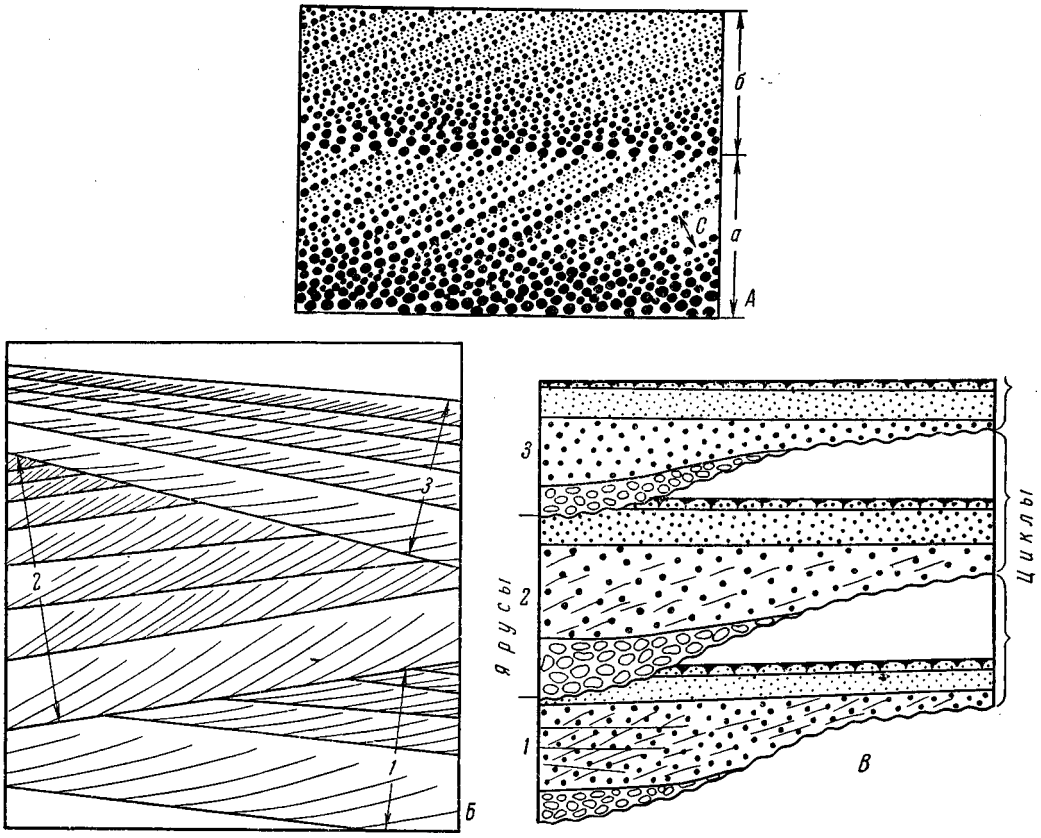
Вследствие «пульсирующего» характера струй и изменения мгновенных скоростей в потоке каждая порция отлагаемых песчинок будет содержать все более мелкозернистый материал, расположенный по склону в порядке убывания снизу вверх, пока новое резкое увеличение скорости не повлечет отложения новой порции более грубозернистого материала, служащей основанием для нового слойка.

Такой механизм формирования зернистого осадка в косослоистой серии создает сортировку: первого порядка — в одном косом слойке (c), от его подошвы к кровле, и второго порядка — в серии таких слойков (a), снизу вверх, от нижней границы серии к верхней. В основании новой налегающей серии отмечается новое погрубение материала.

Сравнение налегающих одна на другую серий показывает, что от серии к серии отмечается направленность изменения (сортировка третьего

порядка); в общем постепенно изменяется как мощность серий, уменьшающаяся снизу вверх, так и размер слагающих их обломочных частиц. На фиг. 121,*А* показано, что основание каждого слойка серии *б* представлено более мелкозернистым материалом, чем основание слойков лежащей ниже серии *а*.

На зарисовке обнажения современных речных русловых отложений в низовьях р. Дон (фиг. 121, *Б*) отчетливо видно налегание друг на друга трех групп серий — *1, 2, 3*. Уменьшение мощности серий и утонение слагающего материала от серии к серии внутри каждой группы указывает на общую тенденцию к ослаблению силы течения. На границе двух групп серий произошло новое резкое его нарастание, сопровождаемое, очевидно, и некоторым изменением направления, так как одна группа серии слоев залегает на другой с отчетливым несогласием. Если сравнить между собой группы *1, 2* и *3*, то можно сделать вывод, что в целом от группы к группе происходит то же закономерное ослабевание силы потока, так как мощность нижней серии первой группы больше и состав ее более грубозернистый, чем первой серии второй группы, а эта, в свою очередь, больше первой серии третьей группы. Это — проявление третьего порядка



Фиг. 121. Ритмическая сортировка в речных отложениях. (Рисунок Л. Н. Ботвинкиной)

А—две косослоистые серии (*а*, *б*). Видна сортировка трех порядков: в каждом слойке; внутри серии снизу вверх; от нижней серии к верхней; *с*—сортированный слоек; *Б* — три налегающие друг на друга группы серий в русловых отложениях (современные пески р. Дон). Заметно уменьшение мощности серий снизу вверх внутри групп (*1*, *2*, *3*), а также от группы к группе; *В*—многоярусное строение песчаной толщи, в левой части разреза связанное с налеганием речных отложений различных седиментационных циклов, что видно из сопоставления с правой частью разреза, где мощность аллювия меньше

ритмичности в сортировке и распределении материала. Группы серий слагают толщу, относимую к одному литогенетическому типу русловых отложений, отвечающему субфации.

Три субфации русловых отложений располагаются в разрезе в одном и том же порядке: внизу — субфация наиболее грубозернистых отложений (правелиты, конгломераты), образовавшихся в условиях наиболее интенсивного течения, выше — песчаные отложения, сформировавшиеся при еще достаточно интенсивном, но более спокойном течении (типичные русловые), и еще выше — песчано-алевритовые осадки, отложившиеся в условиях ослабленного течения (верхняя часть русловых отложений, прирусловая отмель). На такую смену указывает и постепенное направленное изменение слагающего материала[1]. Уменьшение грубозернистости осадка от одной субфации к другой является выражением четвертого порядка сортировки осадочного материала.

Вся эта многостепенная сортировка осадочного материала вызвана сложным изменением силы и скорости текущей воды, имеющих, с одной стороны, пульсирующий характер, с другой — общую тенденцию к затуханию. Сортировка четвертого порядка связана, по существу, уже с эрозионным циклом, с фазами молодости, зрелости и старости в развитии речной системы. В некоторых случаях в циклически построенных осадочных толщах можно отметить еще ярусное налегание речных отложений на речные же, но уже обусловленные налеганием одного цикла на другой, т. е. зависящие от перестройки ландшафта в результате тектонических движений; в последнем случае далеко не всегда наблюдается уменьшение грубости зерен в песчаном материале верхнего яруса по сравнению с нижним; может быть и так (фиг. 121, *В*, ярусы *2* и *3*), но может быть и наоборот погрубение в вышележащем ярусе (фиг. 121, *В*, ярусы *1* и *2*). Это связано уже с закономерностями развития циклов высших порядков и разобрано нами в другой работе (Ботвинкина, 1954).

Отмеченная общая тенденция к изменению структуры аллювиальной толщи параллельно с изменением текстуры осложняется местным (и довольно частым) погрублением материала, сопровождающимся и соответствующим изменением характера слоистости. Эти периодически появляющиеся изменения бывают вызваны миграцией русла и перемещением его основных элементов (стрежня, плёсов, перекатов). Однако при изучении разреза на небольшом участке их появление в верхней части разреза может быть ошибочно принято за тенденцию к погрублению вверх всей толщи в целом.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что для русловых отложений (включая и прирусловую отмель) наиболее типична косая слоистость, обычно — крупная, реже — мелкая параллельная или смещенная, однонаправленная, значительно реже — беспорядочно разнонаправленная, с ритмической сортировкой материала, часто подчеркнутая наличием растительных остатков по плоскостям наслоения. Углы наклона слойков 25—30°. По форме серий, их мощности и взаимоотношению слойков может быть выделен ряд разновидностей. Мощности серий чаще всего изменяются в пределах от 5—10 см до 1—1,5 м. Как правило, наблюдается уменьшение мощности серий снизу вверх наряду с уменьшением грубости материала. Эта слоистость хорошо видна в обнажениях, однако она может быть прослежена и по керну. В последнем случае в дислоцированных толщах иногда трудно отличить крупную косую слоистость от горизонтальной,

[1] Иное соотношение возможно, когда размыву рекой подвергается сначала кора выветривания, а потом более глубокие, менее разрушенные горизонты изверженных пород. В этом случае материал в нижней части руслового аллювия более тонкозернистый, выше он становится более грубым. Однако такое соотношение является исключением из общего правила и может быть установлено по составу зерен, слагающих речные отложения.

принявшей наклонное положение в результате складчатости. При этом следует проследить изменение угла наклона косых слойков в связи с переходом от серии к серии (см. гл. III). На фиг. 117 и 118 видно в керне изменение угла наклона падения косых слойков и налегание одной (более маломощной) серии на другую. Таким образом, просмотр наклона слойков в керне на протяжении, большем, чем мощность серий [1], позволит отличить косую слоистость от горизонтальной.

Ритмическая сортировка материала и подчеркивание слойков растительным детритом выявляются в керне очень отчетливо, чаще даже лучше, чем в обнажении, вследствие невыветрелости пород. Более трудно различить в керне разновидности косослоистых серий, в частности — установить, являются ли слойки подстилающими или же параллельными, однако в ряде случаев возможно и это. Таким образом, несмотря на обычно крупный масштаб слоистости русловых отложений, их генетический характер может быть установлен как в обнажении, так и по керну.

Слоистость пойменных отложений

Пойменные отложения, преимущественно песчано-алевритового состава, образуются в основном в периоды половодий, когда воды выходят за пределы русла и заливают речную долину. Наличие растительности на поверхности поймы и неровности рельефа создают обстановку, усложняющую движение водного потока,— плоский поток разбивается на ряд отдельных мелких струй.

Разнообразие мелких элементов ландшафта, а также различные гидродинамические условия речного потока во время половодья вызывают появление разнообразных же типов слоистости, обычно — мелкой (так как движение воды на пойме относительно медленное), в большинстве случаев связанных с образованием ряби течения.

Для пойменных отложений характерно частое чередование нескольких разновидностей волнистой слоистости — прерывистой пологоволнистой и косоволнистой с мелкой косой и горизонтальной (как правильной, так и неправильно-горизонтальной), чаще — неравномерной.

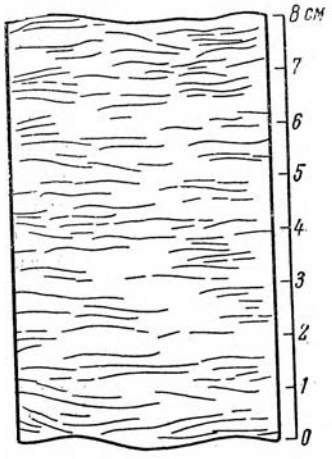
Мелкая косая слоистость образуется вследствие передвижения песчаных валиков по дну под действием течения. Мощность ее серий невелика, обычно — единицы сантиметров. Широкое развитие косоволнистой слоистости обусловлено появлением ряби при медленном течении воды.

Отдельные небольшие впадины создают на пойме условия для длительной задержки воды в виде небольших озерков, в которых седиментация происходит в уже почти неподвижной среде, давая горизонтальную или очень пологую волнистую слоистость.

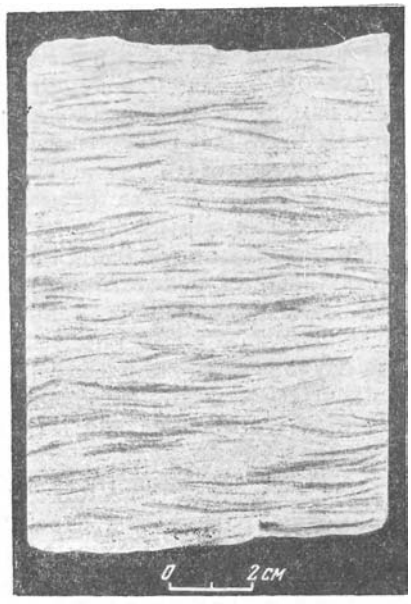
Большое количество обрывков растительности, переносимых во взвешенном состоянии и выпадающих в осадок, является причиной очень характерного подчеркивания слоистости пойменных отложений растительным материалом, скопляющимся в большем или меньшем количестве на поверхности слойков. Если детрита мало, то в породе видна не сплошная граница слоя, а лишь прерывистые штрихи (особенно это характерно для пологоволнистой слоистости).

Чередование перечисленных видов слоистых текстур происходит довольно часто и в различном порядке, однако в нижней части пойменных отложений в общем чаще встречаются косослоистые и волнистослоистые серии, а в верхней части — горизонтально-слоистые прослои. В целом преобладает мелкая слоистость. Характерные типы слоистости поймы приведены на фиг. 122—132.

[1] Так, например, если мощность серий в среднем 30—40 см, то просмотр керна в пределах 0,5 м уже позволит выявить углы наклона минимум в двух смежных сериях и таким образом отметить границу между сериями, а в большинстве случаев и признаки несогласного налегания одной серии на другую.



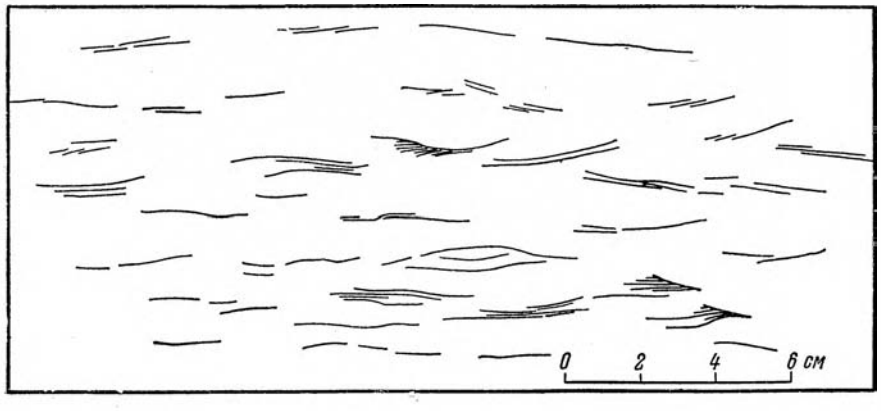
Фиг. 122. Пологоволнистая прерывистая слоистость поймы в мелкозернистом песчанике, подчеркнутая растительным детритом. Кузбасс, ерунаковская свита. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 123. Пологоволнистая прерывистая слоистость поймы в мелкозернистом песчанике, подчеркнутая растительным детритом. Донбасс, свита C_2^5. (Фото Л.Н. Ботвинкиной)

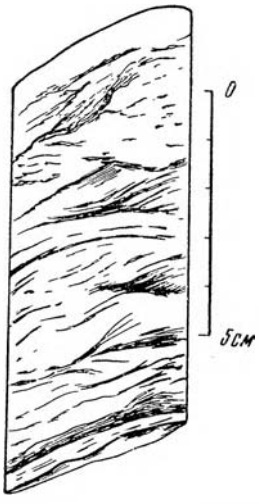
Слоистость пойменных отложений в общем сходна, как мы увидим ниже, со слоистостью водоемов в зоне мелководья. Некоторым отличием может служить очень частое чередование разных типов в пойменных осадках и преобладание в них слоистости мелкой косой и косоволнистой, в то время как в зоне мелководья большую роль играют различные виды слоистости волнистой (в том числе — симметричной).

Контакт пойменных отложений с русловыми выражается не только в смене материала на более тонкозернистый, но в еще большей степени — в изменении текстуры осадка, часто близкого по гранулометрическому составу (мелкозернистый песок). Изменение это проявляется, во-первых, в заметном уменьшении масштаба слоистости, во-вторых, в преобладании

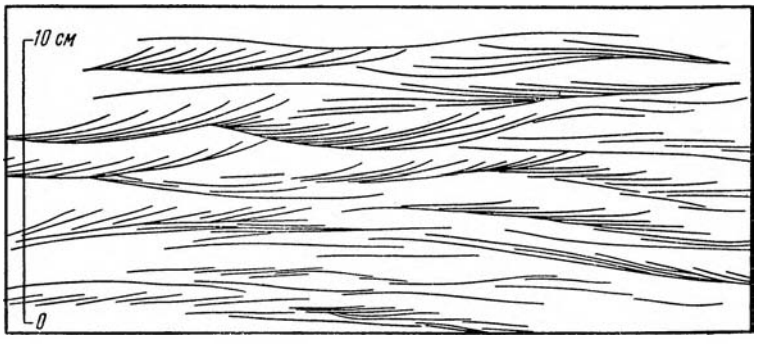


Фиг. 124. Прерывистая пологоволнистая, местами косоволнистая пойменная слоистость (паводкового типа) в тонкозернистом песке (Тг). Карьер у ст. Хапры. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

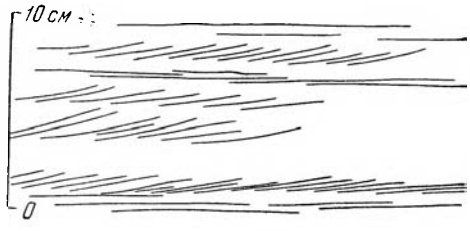
Фиг. 125. Косоволнистая слоистость поймы, подчеркнутая растительным детритом. Кузбасс, ерунаковская свита. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 126. Косоволнистая прерывистая слоистость в крупнозернистом алевролите, подчеркнутая растительным детритом. Фация поймы, Кузбасс, ерунаковская свита. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

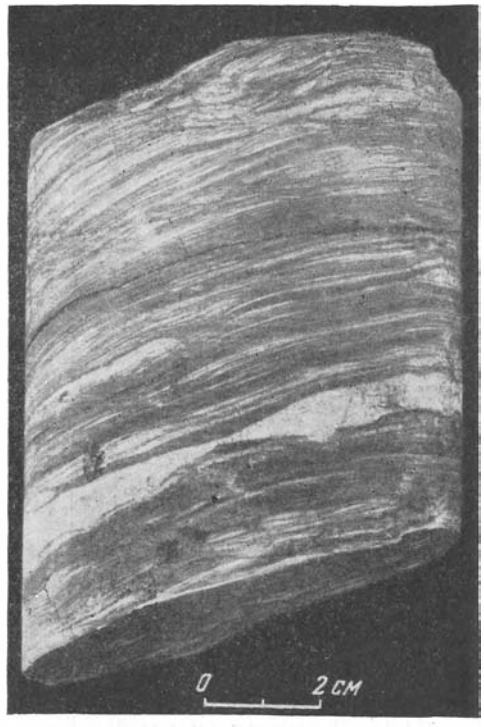


Фиг. 127. Косоволнистая слоистость в тонкозернистом пойменном песке (Tr). Карьер у ст. Аксай. (Зарисовка А. П. Феофиловой)



Фиг. 128. Мелкая косая слоистость пойменных отложений в тонкозернистом песке (Tr). Слойки подчеркнуты послойным бурым окрашиванием. Границы серий неотчетливы, местами не видны. Слойки в сериях слабосходящиеся. Карьер у ст. Аксай. (Зарисовка А. П. Феофиловой)

Фиг. 129. Волнистая асимметричная мульдообразная слоистость в мелкозернистом пойменном песчанике. Слоистость подчеркнута бурыми штрихами в результате послойного обогащения железистыми минералами. В нижней части образца виден резкий (но ровный) контакт с прослоем заиления, представленным тонкогоризонтально-слоистым аргиллитом. Выше порода сменяется отложениями, показанными на фиг. 130. Донбасс, свита C_2^5. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 130. Тонкое переслаивание аргиллита и алевролита с прослоями мелкозернистого песчаника. Слоистость неправильно-горизонтальная, местами слабоволнистая, проявляется чередованием слойков разного гранулометрического состава. Отложения поймы, возможно, — пойменного озера. Тот же слой, что на фиг. 129, но выше по разрезу. Донбасс, свита C_2^5. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

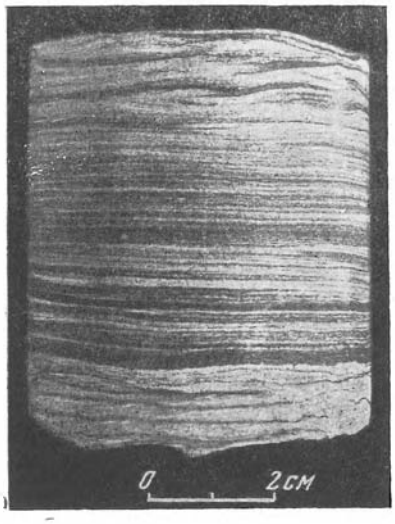
типов косоволнистой и волнистой слоистости (в то время как в русловых отложениях явно преобладают косослоистые серии).

Контакт пойменных отложений с русловыми отчетливо виден как в обнажении (фиг. 133), так и в керне (фиг. 134).

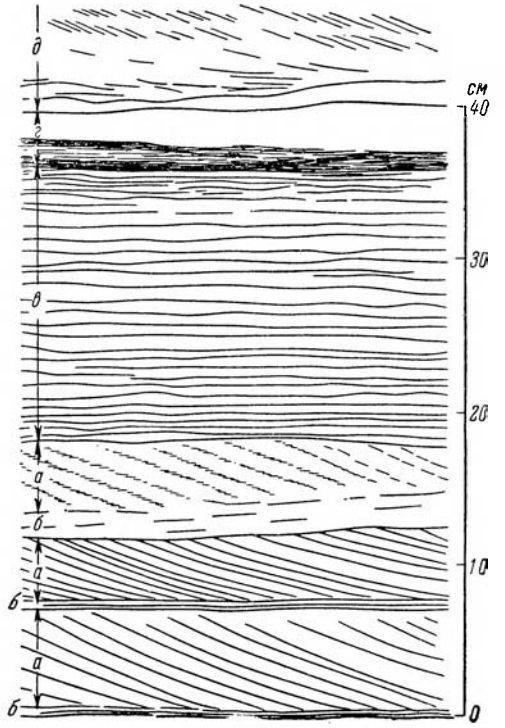
Завершаются пойменные отложения обычно развитием почв. Прослои ископаемой почвы очень часто встречаются также среди типичных отложений паводков (фиг. 135) наряду с прослоями заиления и горизонтально-слоистыми глинисто-алевритовыми прослоями (фиг. 136), часто содержащими отпечатки и остатки листьев и других частей растений, хорошо сохранившиеся.

В общем комплексе пойменных отложений можно выделить различные субфации, большинство которых также имеет текстурные отличия.

Иногда правильное параллельное чередование песчаных и алевритовых прослоев, мощностью от 0,5—1 до 5—10 см, создает сложную горизонтальную слоистость, так как эти полоски имеют свою внутреннюю текстуру, причем в песчаных прослоях часто слоистость косоволнистая, а в более тонкозернистых, мелкоалевритовых — горизонтальная или неправильно-горизонтальная (фиг. 137). Эта слоистость характерна для ленточной



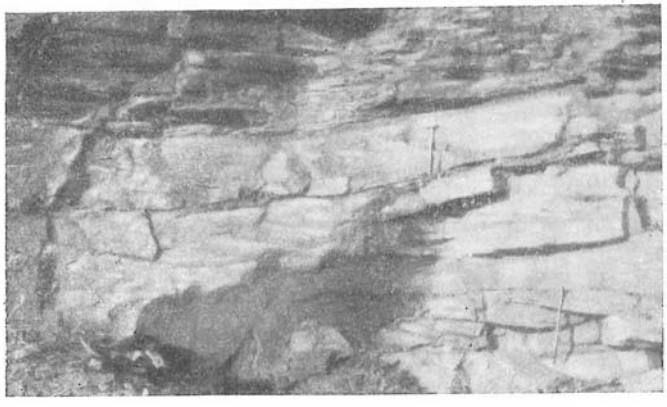
Фиг. 131



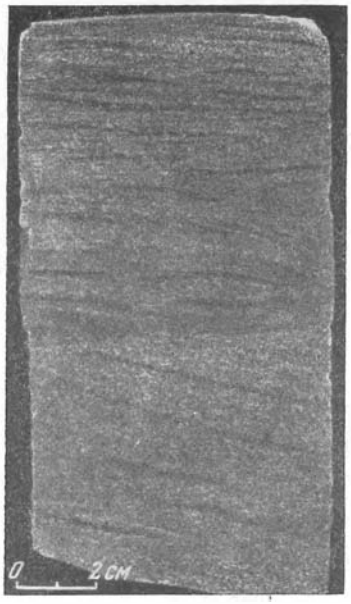
Фиг. 132

Фиг. 131. Неравномерная горизонтальная слоистость в мелкозернистом песчанике, образованная послойным отложением растительного детрита в значительном количестве. В верхней и в нижней части керна слоистость пологоволнистая. Фация поймы, возможно, — пойменного озера. Кузбасс, ерунаковская свита. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

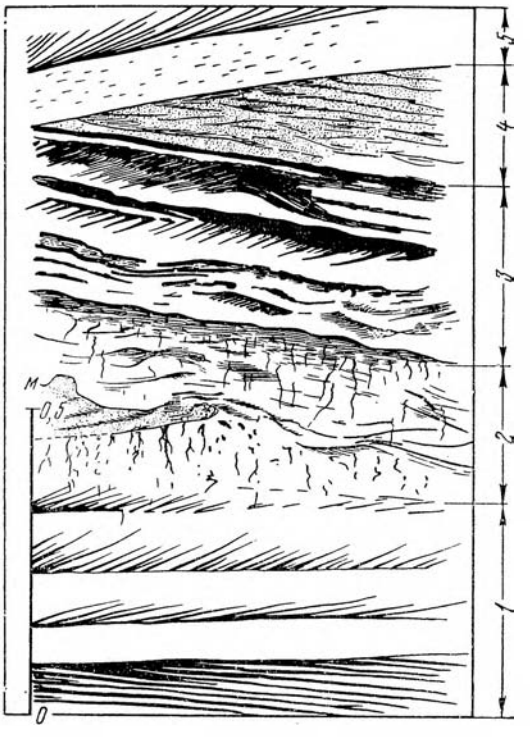
Фиг. 132. Сложно построенный комплекс перехода от отложений прирусловой отмели к пойменным (Тг). Внизу — три косослоистые серии тонкозернистого песка (*а*), разделенные по резкой границе маломощными горизонтально-слоистыми сериями (*б*), несколько более глинистыми. Выше — тонко-горизонтально-слоистая серия того же песка (*в*). Слоистость обусловлена очень слабой сортировкой песчаного материала и подчеркнута тонким налетом черного растительного детрита. Вверху — темный глинистый прослой заиления (*г*). Выше идет прослой песка (*д*) — того же, что и внизу, состоящий из ряда мелких неотчетливых косослоистых серий мощностью около 1 см. Карьер у ст. Аксай. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 133. Контакт речных отложений, представленных крупными косослоистыми сериями (внизу), с пойменными сериями, имеющими мелкую разнообразную слоистость (вверху). Донбасс, свита C_3^5. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 134

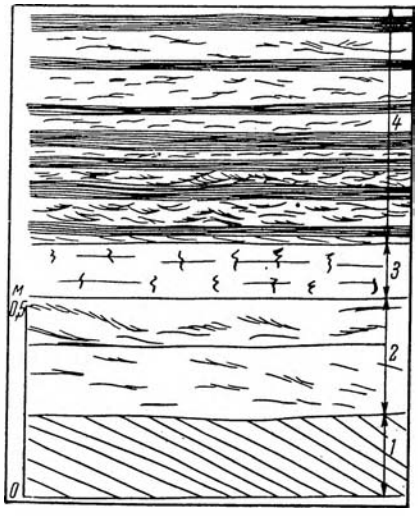


Фиг. 135

Фиг. 134. Отчетливо видный в керне контакт руслового мелкозернистого косослоистого песчаника (внизу) с пойменным крупнозернистым, преимущественно пологоволнисто-слоистым алевролитом (вверху). Донбасс, свита C^5_2. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

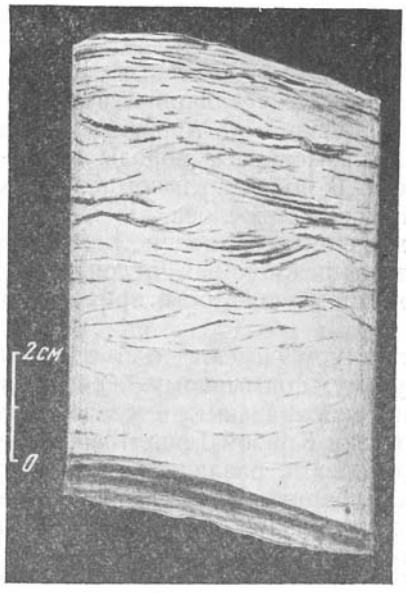
Фиг. 135. Ископаемые прослои почвы в современных пойменных отложениях р. Дон

1 — мелкозернистый косослоистый песок верхней части прирусловой отмели; *2* — песок тонкозернистый, глинистый, обогащенный гумусом, с большим количеством вертикальных корневых остатков — погребенная почва, разделяющаяся на два слоя неравным контактом размыва; *3* — песчано-глинистые отложения, залегающие со слабым размывом; слоистость косоволнистая и косая, подчеркнута обильной глинистой примесью, вверху слоя — преобладающей; *4* — песок мелкозернистый, глинистый, внизу косоволнистый, вверху — с неясной слоистостью ряби; *5* — светлый мелкозернистый песок, несогласно залегающий на предыдущем слое. Слоистость внизу неясная горизонтальная (возможно, — перпендикулярный срез косослоистой серии), вверху — косая. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

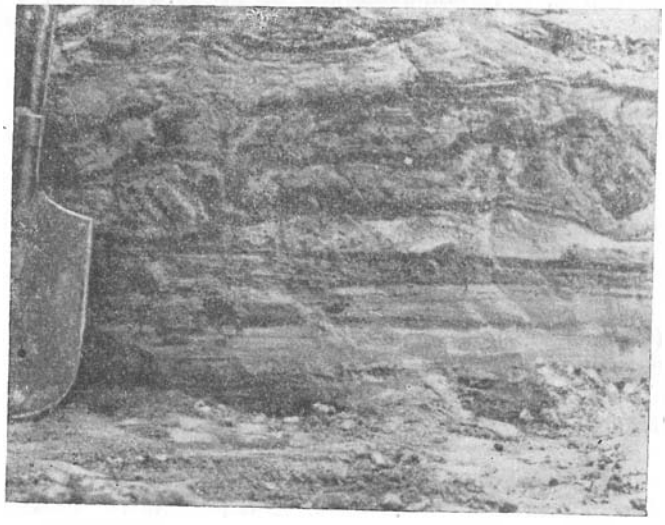


Фиг. 136. Комплекс пойменных отложений в карьере у ст. Хапры (верхний плиоцен).

1 — косослоистый мелкозернистый песок прирусловой отмели; *2* — песок тонкозернистый, довольно хорошо отсортированный, с прерывистой косоволнистой слоистостью (отложения паводковых вод); *3* — песок тонкозернистый, глинистый, с неясно-горизонтальной слоистостью, с вертикальными остатками корешков (погребенная почва); *4* — чередование прослоев тонкозернистого песка (или крупнозернистого алевролита) и глины — результат чередования отложений паводков и прослоев заиления межени. В песке — тонкая косоволнистая слоистость, подчеркнутая растительным детритом. Глины неясно-тонко-горизонтально-слоистые. Мощность слоев — не в масштабе: песчаные от 5—8 до 15 см, глинистые — 2—5 см. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 137. Слоистость пойменных отложений. Внизу прослой заиления, представленный мелкозернистым алевролитом. На нем с резким контактом залегает мелкозернистый светлый пойменный песчаник, внизу косослоистый, выше косоволнистый, переходящий в пологоволнистый, почти горизонтальный. Изменение слоистости снизу вверх указывает на постепенное падение динамики водной среды и ослабевание роли течений. Кузбасс, ерунаковская свита. (Зарисовка по керну Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 138. Отложения узкой поймы у коренного крутого берега, с включением обломков коренных пород. Современная пойма р. Дон. (Фото В. С. Яблокова)

субфации поймы. Иногда сложная волнистая слоистость образует линзовидную слоистость, отвечающую субфации линзовидно-слоистых суглинков поймы (Шанцер, 1951).

Преобладание в современной пойме горизонтально-слоистых алевритовых отложений, переходящих в глинистые, часто недостаточно отчетливо слоистые, Е. В. Шанцер (1951) относит к фации (по-нашему,— субфации) скрытослоистых суглинков и супесей. Неотчетливость слоистости в этом случае вызвана не только однородностью механического состава, но и сильным изменением породы под воздействием почвообразовательных процессов. В пойменный комплекс входят также уже упоминавшиеся выше отложения прослоев заиления со следами зарастания образовавшихся в меженный период пойменных озер, застойных водоемов. Пример анализа ископаемых отложений и выделения в них субфаций поймы по типам слоистости приведен в работе Л. Н. Ботвинкиной (1953).

Своеобразную текстуру имеют отложения узкой поймы, прислоненной к крутому, подмывному берегу реки, сложенному коренными породами. Она описана нами в современных отложениях поймы р. Дон выше устья балки Кривой (фиг. 138). Мы отметили здесь чередование песчаных прослоев с различной крупностью зерна (преимущественно мелко- и тонкозернистых, реже — с примесью среднезернистой фракции), обладающих разнообразной слоистостью. В тонкозернистых песках слоистость горизонтально-волнистая, местами — характерная для отложений паводковых вод. В прослоях более крупнозернистых, плохо сортированных песков различаются пологие косые серии. Слоистость обусловлена присутствием более тонкозернистого материала. Среди этой переслаивающейся толщи наблюдаются многочисленные включения крупных и мелких неокатанных глыб, представляющих собой, несомненно, погребенную осыпь подмываемого крутого коренного берега. Слоистость в этой части неправильная, как бы «закрученная», отдельные слои дают прихотливые изгибы, местами повторяющие контуры глыб. Широко развиты здесь текстуры оползания.

Отсутствие площади для разлива паводковых вод, сложные движения водяных струй, отталкивающихся от крутого берега, создают здесь своеобразные условия потока с резко изменяющимися скоростью и направлением течения. Это обстоятельство, а также наличие делювиального материала, поступающего с крутого берега, вызывает появление неправильной, часто деформированной слоистости и придает отложениям узкой поймы у крутого берега характер делювия, что необходимо иметь в виду при анализе генезиса ископаемых осадков.

При достаточно детальных наблюдениях можно выделить очень много мелких пойменных субфаций. Однако при изучении ископаемых отложений, когда невозможно проследить непрерывный переход отложений одной субфации в другую, это дробное разделение становится весьма условным, тем более, что многие субфации имеют сходные текстурные признаки (например, пойменное озеро и старица в межень). В то же время существенно важный комплекс пойменных отложений в целом, тесно связанный с русловым, выделяется по текстурным признакам совершенно четко и дает представление об условиях осадконакопления данной толщи.

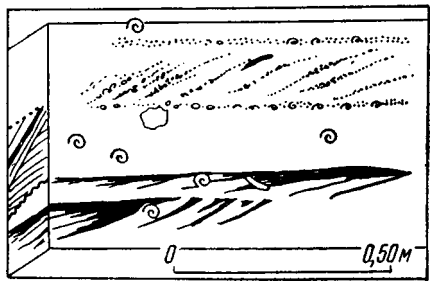
Развитие пойменных отложений не одинаково для рек разного типа. Оно характерно для рек равнинных, с переменным режимом питания (сезонное таяние снега и льда, сезонные ливни) и не слишком быстрым течением. Реки, имеющие регулированный сток, так же как реки, текущие в узких межгорных долинах, не имеют широко развитой поймы. Таким образом, то или иное развитие комплекса типов слоистости, характеризующих пойму, не только позволяет определить характер

данных отложений, но и в какой-то степени сделать выводы о режиме реки, в пойме которой они образовались.

В заключение остановимся на описании старичного аллювия, который некоторые исследователи выделяют даже в самостоятельную группу, наравне с русловым и пойменным. Текстурные черты старичного аллювия весьма своеобразны, что и позволяет его в ряде случаев отличить от генетически иных отложений и выделить из общего пойменного комплекса, с которым он теснейшим образом связан.

Слоистость отложений стариц

Слоистость старичного аллювия изучена недостаточно детально, и в нашем распоряжении были лишь некоторые единичные описания, в частности, наши собственные наблюдения над речными отложениями в террасе р. Дон (фиг. 139), на основании которых можно указать некоторые специфические черты текстур старицы. Для старичных отложений прежде всего характерно резкое чередование грубозернистого материала, отложившегося в период половодья, когда старица действует как русло, и значительно более тонкозернистых глинистых прослоев заиления, образовавшихся в меженный период, когда осадкообразование происходит в изолированных от основного течения старицах, аналогично осадкообразованию в более или менее застойном водоеме или небольшом озере.



Фиг. 139. Песчаные косослоистые отложения старицы. Слоистость внизу подчеркнута большим количеством глинистого материала, вверху — грубозернистым материалом. Горизонтальные слойки более грубозернистые, чем косые. Современная пойма р. Дон. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

В более грубозернистых прослоях отмечается косая слоистость, сходная со слоистостью русловых отложений, но отличающаяся тем, что здесь грубозернистый материал (даже с примесью гальки) образует мелкие косослоистые серии, в то время как в русловых отложениях с погрублением материала, как правило, связано увеличение мощности серий. В косослоистых сериях наряду с грубозернистым песчаным материалом имеется большая примесь глинистых прослоев, что, очевидно, вызвано размывом во время половодий глинистых прослоев заиления, образовавшихся в предшествующий меженный период.

Количество косослоистых серий в старичных отложениях обычно невелико, и они быстро вновь сменяются горизонтально-слоистыми иловыми прослоями зеленоватого или сизо-серого цвета, что указывает на восстановительные условия среды отложения. В старицах встречаются в большом количестве скопления растительных остатков, а иногда и обильная пресноводная фауна.

Кроме слоистых текстур, в старичных отложениях встречаются специфические неслоистые текстуры проникновения одной породы в другую в виде затеков и отторженцев (выше лежащая темная глина протекает в лежащий ниже песок, образуя зону, в которой отторженцы песка заключены в глине, а участки глины — в песке). Причины появления таких «текстур втекания» не совсем ясны.

Забегая вперед, укажем, что морфологически сходные явления отмечаются для ледниковых отложений, связанных с мерзлотой, с образованием ледниковых клиньев и подобными явлениями. Подробнее об этом будет изложено в соответствующем разделе (см. гл. XI).

Особенности аллювия разных типов

Выше описаны особенности аллювия, характерные для крупных равнинных рек, осадки которых переходят в ископаемое состояние чаще, чем другие виды аллювиальных отложений. Однако, в зависимости от режима реки, отдельные признаки ее отложений, и в частности слоистость, несколько варьируют.

Так, например, соотношение субфаций в разных типах рек бывает различным: как уже говорилось выше, пойменные осадки могут занимать очень значительную часть разреза (Кузбасс) или же, наоборот, мощность их может быть очень незначительной по сравнению с мощностью русловых отложений (Донбасс).

В областях, где отсутствует снежный покров, пойменные осадки равнинных рек, получающих постоянное питание за счет ледников горных областей, имеют особые черты; в горных реках пойма практически отсутствует.

С. К. Горелов приводит интересные данные об изменении строения поймы в зависимости от структуры района и от тектонических движений. В поймах, развивающихся в областях погружений с более значительной мощностью осадков, развиты горизонтально-слоистые суглинки; в области поднятий и молодых тектонических движений поймы маломощные, песчаные и супесчаные, по текстурам, по-видимому, близкие к русловому аллювию. Отсюда вытекает важный вывод, что по строению поймы ископаемого аллювия можно косвенно судить и о характере тектонических движений.

Отдельные признаки слоистости речных отложений также значительно варьируют. Так, например, мощность серий русловых отложений обычно измеряется десятками сантиметров и даже до 1—1,5 м. Однако иногда, когда аллювий более грубозернистый, мощность косослоистых серий может достигать 5 м (фиг. 140). Горный аллювий также дает более мощные косослоистые серии (фиг. 141). Ритмическая сортировка, вообще столь характерная для русловых отложений, проявляется далеко не всегда, особенно в более тонкозернистом аллювии. Все это необходимо учитывать при изучении ископаемого аллювия, который рассматривается в комплексе с различными другими фациями.

Фиг. 140. Аллювиальные отложения р. Енисей, обнажающиеся в выемке под устоем моста близ г. Красноярска. Видна мощная косослоистая серия грубозернистого аллювия. (Фото Г. И. Бушинского)

Фиг. 141. Конгломерато-гравелито-песчаная толща — горный аллювий (по И. В. Хворовой). Южный Урал, сакмарский ярус

Кроме физико-географических различий, некоторое отличие признаков связано с геологическим возрастом аллювиальной толщи; например, слоистость древнего аллювия (докарбонового возраста) не может подчеркиваться растительными остатками и, по-видимому, будет иметь черты, сближающие ее со слоистостью временных потоков пустынных областей.

Слоистость отложений временных потоков, конусов выноса и сухих дельт (пролювия)

Временные потоки и их деятельность присущи различным фациальным обстановкам: 1) равнинным пустынным областям, где в условиях аридного климата водные потоки действуют периодически, только в сезоны дождей; 2) горным областям, где ливни создают особый тип мутных временных потоков — силей; 3) равнинным областям с умеренным климатом, в тех местах, где развит овражно-балочный рельеф; 4) флювиогляциальным потокам, питаемым периодически тающим ледником.

Понятно, что слоистость отложений временных потоков будет различной в зависимости от общей обстановки седиментации. Между тем до сих пор в литературе существует твердо установившееся представление о едином генетическом типе слоистости временных потоков, характеризующейся обязательным чередованием серий косослоистых, более грубозернистых с горизонтально-слоистыми, тонкозернистыми.

Впервые этот тип был описан Гоббсом (1906), который в современных отложениях периодических потоков в Калабрии отметил чередование грубозернистых косослоистых серий, с однообразным падением и довольно большим углом наклона косых слойков — до 45°, и горизонтально-слоистых, состоящих из более тонкого материала (тонкий песок и гравий). Длина косых слойков обычно невелика, не более 2 м (фиг. 97, *3*). Аналогичную текстуру Гоббс описал в формации Гадикс в Гренаде. Грабау (1913_1) называет такую слоистость диагональной, или перекрещивающейся.

Ю. А. Жемчужников (1926), на основании рабсты Гоббса, четко сформулировал характерные признаки слоистости временных потоков, которые он почти полностью повторил позднее (1940_1), указав следующие признаки слоистости временных потоков (в то же время он отметил, что этот тип еще мало изучен): 1) многоэтажное чередование наклонных и горизонтальных серий; 2) крутой угол падения слоев (до 40°); 3) прямо-

линейность и параллельность наклонных слоев; 4) одно направление уклона; 5) малая мощность серий (не больше 2 м); 6) более тонкий материал горизонтальных слоев по сравнению с наклонными, что соответствует периодам покоя (озерная фаза); 7) только грубая сортировка и обработка материала; 8) значительные структурные различия (от валунов до ила). Эта характеристика, очевидно, правильна для периодических потоков в жарком климате, притом если осадочный материал поступает из близлежащей горной страны.

Слоистость отложений временных потоков в равнинных пустынных областях, а тем более слоистые текстуры временных потоков в гумидном климате будут обладать уже несколько иными признаками. Признаки, сформулированные Ю. А. Жемчужниковым, легли в основу целого ряда последующих генетических определений, однако отсутствие наблюдений над многими другими генетическими типами слоистости привело к тому, что в некоторых случаях эти определения не совсем правильны.

А. С. Корженевская и О. Н. Бахвалова (1940) в толще гравийных песков (относимых к мезозою и залегающих непосредственно под четвертичными) выделили слоистость, которую они, на основании указанных выше признаков, отнесли к типу периодических потоков. В этих песках мощность косых и горизонтальных серий весьма постоянна (соответственно 15—25 и 2—5 см); границы серий резкие. Косые слойки прямолинейны, параллельны и срезаются несогласно в верхней и нижней части серии (однако, судя по приведенным рисункам, все же наблюдается некоторое выклинивание слойков к основанию косослоистых серий).

Слоистость определяется по различию механического состава слагающего материала, причем в верхней части серии имеются прослои гравия, исчезающие книзу. Падение слоев постоянное к северу, под углом 20°. Сортировка песка очень несовершенная; особенно плохо отсортирована нижняя часть толщи, где размеры зерен колеблются от тонкого песка до крупного (5 мм) гравия; в верхней части песчаных слойков состав их более однороден. Основной материал кварц, есть примесь черных непрозрачных зерен, а в верхней толще — слюды (мусковита) в виде пластинок до 2—3 мм в диаметре.

Горизонтальные серии, как отмечают авторы, несколько более тонкозернисты. Однако из приведенных данных механического анализа видно, что наиболее грубозернистой является верхняя часть серии. Следующая по грубости — горизонтально-слоистая серия, и наиболее тонкозерниста нижняя часть косослоистой серии. В общем же размеры песчаных зерен во всех слоях составляют в основном (98%) 0,5—0,05 мм. Во втором сечении, перпендикулярном к описанному, вся толща представляется почти горизонтально-слоистой (что несомненно указывает на отложения в условиях однонаправленного течения). В других разрезах из той же толщи отмечается вогнутость косых слойков у основания некоторых серий и не наблюдается резкого различия в крупности зерен косых и горизонтальных слойков, в некоторых пунктах даже наоборот — горизонтальные слойки сложены гравием и грубее косых (хотя и с более совершенной сортировкой). Иногда горизонтально-слоистые серии просто отсутствуют. Приведенное выше описание не соответствует третьему и шестому, а частично первому и восьмому признакам, указанным в таблице Ю. А. Жемчужникова.

Описанные пески лежат на размытой поверхности подстилающих отложений. Происхождение их авторы, на основании изучения слоистости, объясняют действием периодических потоков. Однако для потоков не характерно погрубение материала в верхней части серии. Периодическое действие потоков, как мы уже указывали, связано либо с близостью горной страны, либо с засушливым климатом. Однако ни того ни другого нельзя предположить как по характеру этих осадков, так и смежных с

ними. Неясной остается причина разнозернистости материала (для равнинных потоков она не характерна).

Таким образом, мы видим, что правильность выводов авторов разобранной статьи весьма сомнительна. В то же время их характеристика слоистости очень напоминает признаки слоистости флювиогляциальных отложений (см. ниже). Кстати, последние также наблюдались этими авторами в других разрезах, причем описание их почти буквально совпадает с данным ранее для слоистости периодических потоков. Это наводит на мысль о том, что изученные пески имеют флювиогляциальное происхождение и четвертичный возраст. В других пунктах (по указанию тех же авторов) место песков в разрезе занимает морена, что также подтверждает их флювиогляциальный характер. Грубые, но более хорошо отсортированные слои, отмеченные в верхних частях косослоистых серий, возможно, являются результатом периодического выдувания более тонких частиц (см. гл. VII). Из сказанного ясно, что неправы те исследователи, которые приводят рисунок слоистости описанных песков как характерный для отложений временных потоков. Правильнее считать их флювиогляциальными.

Я так подробно остановилась на разборе этого примера, так как хотела показать, что *только всесторонний анализ признаков слоистости позволит сделать выводы об их генезисе.*

А. В. Хабаков (1940) описал слоистость временных потоков в красноцветных толщах пермского возраста на Южном Урале. Мощность отдельных серий доходит до 3—6 м. Наклон косых слойков прямолинейный и поразительно однообразный. Однако из приводимых им примеров совершенно неясно, в чем же именно проявлялась периодичность действия потоков, несших осадочный материал. Горизонтально-слоистые пачки имеют подчиненное значение, часто отсутствуют. Слойки нередко выполаживаются к основанию. Косые серии имеют вид плоских пластообразных линз, срезающих друг друга. Длина их достигает 10 м, мощность — от 0,5 до 2 м. А. В. Хабаков пишет: «По всем описываемым признакам, мы, очевидно, имеем дело с типичным случаем косой слоистости типа периодических потоков или так называемых сухих дельт, т. е. рек без постоянного русла» (1940, стр. 82). Как мы увидим ниже, для дельтовых отложений, наоборот, характерны разнонаправленность косых слойков и резкое срезание серий. Кроме того, для временных потоков вовсе не обязательно отсутствие постоянного русла.

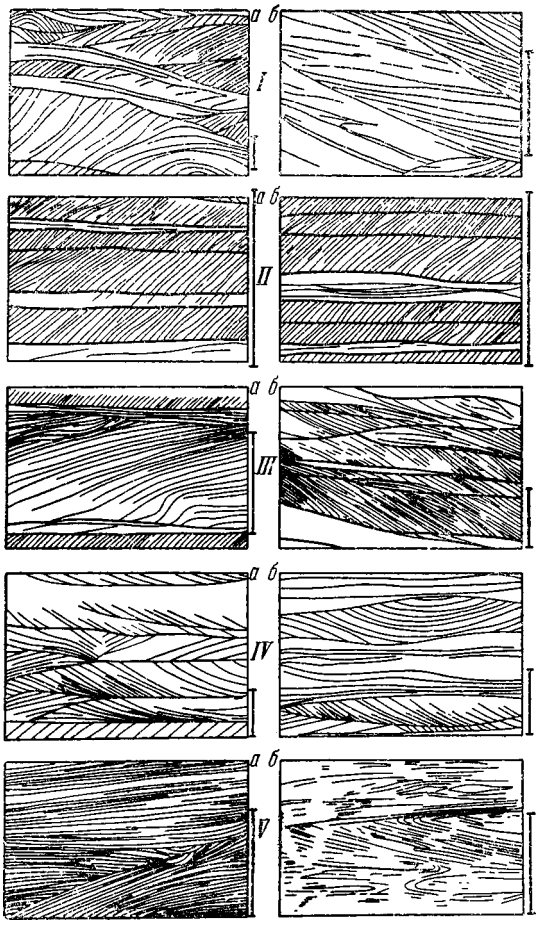
Приводимые А. В. Хабаковым примеры скорее указывают на отложения речных русел, но в особой, аридной обстановке. Сформулированные позже А. В. Хабаковым (1951) признаки слоистости периодических (пересыхающих) водных потоков следующие: мощность и размеры косых серий незначительны и измеряются немногими десятками сантиметров; границы серий, расположенных одна над другой в виде очень резко ограниченных плоскопараллельных пропласток [1], плоско-горизонтальны; очень резкие несогласия обыкновенно наблюдаются как в кровле, так и в почве косых серий. Косые слои более слоисты, менее сортированы и более грубозернисты, чем горизонтальные, так как последние формировались в спокойной обстановке, в период спада воды. Очень характерным признаком он считает параллельность косых слоев, а также крутизну и однообразие их наклона.

Эту характеристику повторяет и Е. П. Брунс. Однако она добавляет, что «отложения временных потоков горных стран нередко (например, в Средней Азии) характеризуются более или менее правильным линзовидно-горизонтальным наслоением плохо отсортированного щебенчатого материала с цепочковидным расположением крупных обломков. Плоско-

[1] Терминология А. В. Хабакова.

сти наслоения при этом наклонены сообразно с наклоном дна потока (всего до 5—10°)» (1954, стр. 103—104).

На рисунке, приведенном для сравнения А. В. Хабаковым (1951) и повторенном Е. П. Брунс (1954), изображена косая слоистость периодических потоков из современных песков в пойме реки в пустыне (фиг. 142).



Фиг. 142. Примеры косой слоистости в современных и древних осадочных толщах различного генезиса. (По А. В. Хабакову, 1951)

I — дюнные эоловые отложения: *а* — современные (по Томпсону), *б* — красноцветной толщи нижнего карбона (по Разумовской); *II* —отложения периодических потоков: *а* — современные пески в пойме реки в пустыне (по Хабакову), *б* — верхнепермские пески в Чкаловской области (по Хабакову); *III* — речные отложения: *а*— современные пески р. Волги (по Лопатину), *б*— нижний карбон Боровичского района (по Брунс); *IV*— дельтовые отложения: *а*— современные пески подводной части дельты на норвежском побережье (по Хессланду), *б* — дельтово-речные пестроцветные девонские пески и глины (по Д. В. Обручеву); *V* — прибрежно-морские отложения: *а* — современные литоральные пески на калифорнийском побережье (по Томпсону), *б*— триасовые литоральные песчаники Германии (по Франтцену). Масштабная линейка у рисунков — 1 м

Это подтверждает нашу мысль о том, что описанные текстуры песчаников красноцветной толщи также имеют речное происхождение.

На основании признаков, указанных выше (Жемчужников, 1926, 1940_2), была выделена слоистость временных потоков в угленосной толще Донбасса (Ли, 1939; Логвиненко, 1952). Однако более поздние работы (Атлас литологических типов... 1956; Аллювиальные отложения..., 1955;

Колотухина, 1952, и др.) показали, что большинство этих текстур следует считать речными — русловыми, образовавшимися на более раннем этапе формирования аллювия.

Некоторый материал по текстурам временных потоков горных областей имеется в работах, посвященых описанию молассовых отложений (Гриднев, 1955; В. И. Попов, 1954, и др.) Однако, к сожалению, В. И. Попов при разборе типов слоистости приводит материал не своих наблюдений, а ссылается на работы по ископаемым же отложениям А. В. Хабакова.

Итак, можно резюмировать, что по существу, слоистость осадков временных потоков разных областей пока мало изучена и что фациальная обстановка должна сильно сказываться на особенностях этой слоистости.

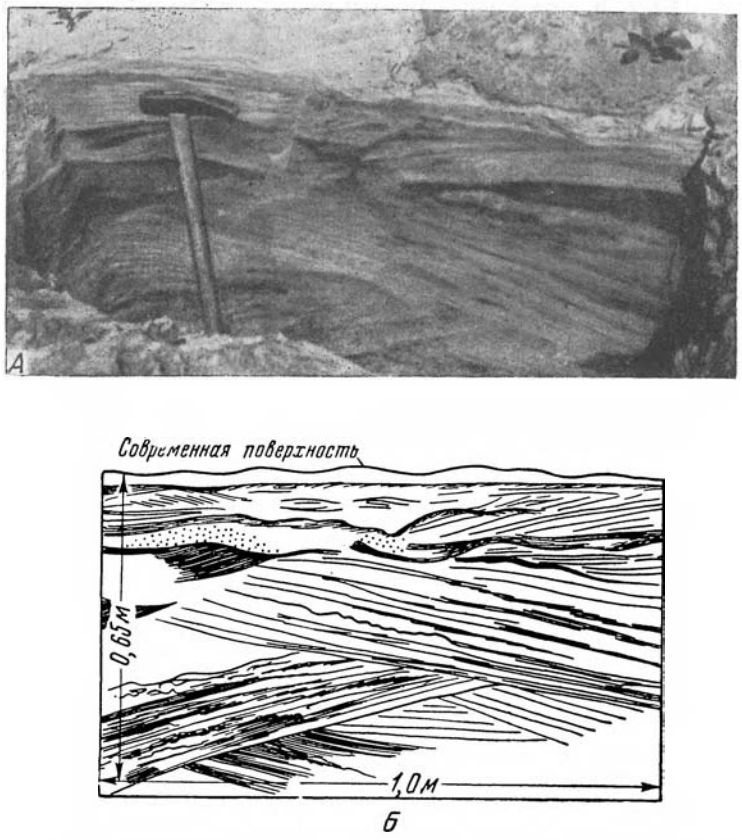
Весьма вероятно, что сложную диагональную слоистость (см. гл. V) можно считать характерной для отложений временных потоков в полупустынных и пустынных условиях. Ее характеристика, данная еще Гоббсом, в общем отвечает приведенной выше формулировке Ю. А. Жемчужникова (1940_2). Однако если временный поток, протекая по равнине, подхватывает и передвигает по дну эоловые пески пустыни, переоткладывая их, то зерна не должны быть грубыми и плохо сортированными (так как исходный материал ранее уже был отсортирован ветром), а механический состав горизонтально-слоистой и косослоистой серий будет близким и в них может содержаться немного глинистого материала.

Следовательно, из признаков отложений временных потоков, указанных Ю. А. Жемчужниковым (1940_2), несомненными остаются лишь наличие сложной диагональной слоистости, крутой угол наклона косых слойков и, может быть, выдержанность их направления и углов наклона.

Временные потоки горных областей и особенно потоки типа силей, по Д. В. Наливкину (1956) и другим авторам, обычно дают неслоистые, очень плохо сортированные осадки с включением, наряду с тонким глинистым материалом, крупных обломков — галек, валунов и даже глыб до нескольких метров в поперечнике. Иногда они могут давать грубую, почти горизонтальную (слабо наклонную) слоистость (Брунс, 1954). По преобладающему механическому составу отложения силевых временных потоков могут быть очень разнообразными — от грубых валунных до песчано-глинистых. Их особенности, в зависимости от структуры, безусловно должны выразиться в специфических текстурах, но последние, к сожалению, никем не описаны. Есть указания на то, что глины, отложенные горными потоками, неслоисты (неслойчаты), но залегают линзами и прослоями в виде клиньев в более грубообломочном материале и, в свою очередь, включают в себя прослои последнего.

В ископаемом виде отложения собственно силевых потоков, очевидно, довольно редки, так как они оседают в основном не в русле потока, а уже на выходе его из гор в виде конусов выноса или сухих дельт, покрывая большие площади плащом пролювиальных отложений (описаны ниже). Ископаемые отложения силевых потоков сходны с моренами.

Я наблюдала механизм формирования осадков в небольшом временном ручье, образовавшемся на довольно крутом склоне после сильного ливня. Вдоль русла было отчетливо видно чередование участков трех типов: *А* — участок более пологих уклонов, по-видимому, с более равномерной скоростью течения, где отлагался песчаный материал; *Б* — участки несколько приподнятые и в плане часто расширенные, где сгружался более грубый, гравийный материал (самый грубый на бровке); *В* — впадины, заполненные глинистым наилком. Очевидно, здесь во время действия потока происходит не отложение, а скорее даже вымывание и вынос осадка; после прекращения потока в этих впадинах остается вода, содержащая тонкую взвесь, которая и выпадает в осадок по мере высыхания этих маленьких водоемчиков. Нарастание осадка, вероятно, может дать



Фиг. 143. Косая слоистость временных потоков овражного типа. Современные отложения в овраге близ дер. Ламино

А — фотография слоистости; *Б* — зарисовка того же разреза Л. Н. Ботвинкиной

чередование более грубозернистых — косослоистых — и более тонкозернистых — горизонтально-слоистых — отложений, но накопление их будет происходить почти одновременно, а не последовательно. Этот случай разбирается как один из возможных вариантов возникновения диагональной слистости, но он, конечно, не исключает других, описанных выше.

Слоистость мелких временных потоков овражного типа наблюдалась мной в 1955 г. в большом овраге у дер. Ламино Рязанской области. Дно оврага широкое (несколько десятков метров), плоское и незадернованное (лишь кое-где видна слабая травянистая растительность). В крутых бортах оврага обнажаются чистые белые неогеновые пески, а выше, под бровкой,— бурые суглинистые четвертичные пески небольшой мощности. Эти пески и являются основным материалом, переносимым по дну оврага ливневыми потоками. Боковые промоины в бортах очень крутые; вливаясь в овраг, они образуют у подножия овражных склонов небольшие конусы выноса.

Наблюдения проводились вскоре после спада воды от прошедших перед этим сильных ливней. По тальвегу оврага повсюду были видны следы рябей течения очень разнообразной формы. Для изучения текстур были вырыты небольшие канавы, как поперек дна большого оврага, так и в боковом конусе выноса промоины.

В поперечном разрезе на дне большого оврага виден ряд косослоистых, резко срезающих друг друга серий (фиг. 143). Слоистость косая, крупная, перекрестная, прямолинейная, беспорядочно-разнонаправлен-

ная. Видимая мощность серий 10—40 см. Определяется слоистость послойным распределением примеси глинистого материала в светлом песке. Слойки в серии параллельны. Материал в слойках и в сериях неравнозернистый, местами имеется мелкая глинистая галька, образующаяся из подсыхающих глинистых слойков. Мощность слойков средняя, углы наклона изменчивы — от почти горизонтальных до 30° и более. Слоистость выступает с разной степенью отчетливости; местами, если глинистого материала мало, она почти не заметна (см. рисунок). Серийные швы прямые, резко наклонные, видны довольно отчетливо, чему способствует и резкое различие направлений наклона слойков в смежных сериях. В сечении, перпендикулярном описанному, отмечался тот же тип косой слоистости.

Таким образом, мы видим, что слоистость, образуемая овражными временными потоками, не имеет ни одного признака, указанного для временных потоков пустынь, и скорее похожа на слоистость верхних горизонтов речной (прирусловой) отмели.

По-видимому, текстуры временных потоков не следует рассматривать как обобщенный тип, так как они ближе к текстурам аллювия в той же обстановке, чем к текстурам временного же потока, но образовавшегося в иных фациальных условиях.

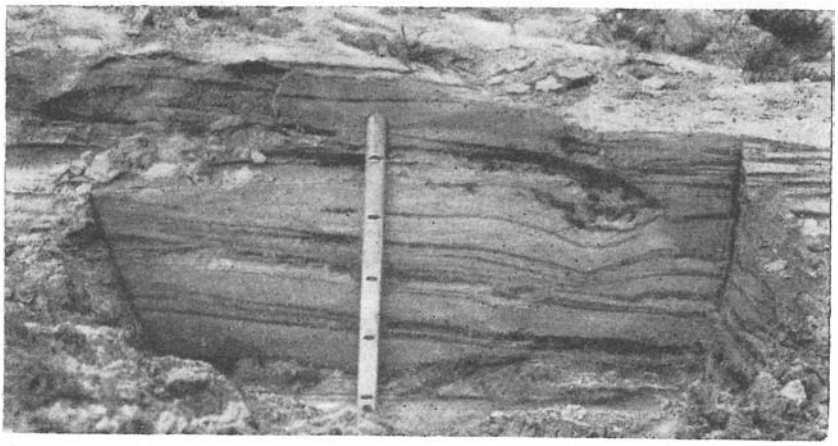
В разрезах конуса выноса промоины видна неправильно-горизонтальная неравномерная слоистость, местами слегка волнистая, обусловленная теми же причинами, что и слоистость отложений в основном овраге. Мощности слойков изменчивы (от средних до толстых; фиг. 144). Местами встречаются линзы белого песка, ложащиеся на размытую поверхность подстилающих отложений (фиг. 145). Эти линзы были отмечены в разрезах, расположенных ближе к устью промоины. Кое-где наблюдаются прослои с текстурами взмучивания или оползания. Иногда преобладание то белого неогенового, то бурого четвертичного песка в переотложенном промоиной осадке создает более крупную слоистость, заметную по чередованию белых и бурых песчаных прослоев, каждый из которых имеет внутреннюю слойчатость.

В поперечном разрезе окраины конуса выноса (параллельном двум описанным выше разрезам) отмечена своеобразная пучковидная косая слоистость (фиг. 146). Основной материал — белый неогеновый песок из борта оврага. Слоистость образуется намывами коричневой глины, наносимой, по-видимому, из верховьев основного оврага потоком, направленным поперек течения промоины. Это скрещивание двух течений и создает такое пучковидное строение слоистости, как бы «раздваивание». Сходная текстура, как увидим ниже, мной была отмечена в дельтовых отложениях, но в более крупном масштабе.

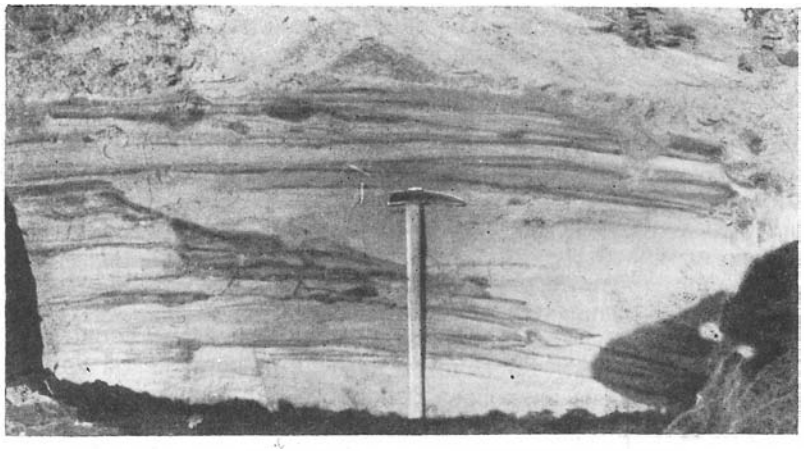
В конусах выноса, образуемых аллювиальными потоками у подножия гор, выделяются зоны в зависимости от близости к устью потока, с чем связаны состав и характер осадков. Обстоятельством, благоприятным для образования конусов выноса (но не обязательным), является кроме резкого рельефа, аридный и полуаридный климат, хотя они образуются и во влажном климате. Изучением аллювиальных конусов выноса с различных точек зрения занимались многие исследователи, однако текстуры их почти описаны.

Блиссенбах (Blissenbach, 1954), изучавший аллювиальные конусы выноса в полупустынных областях Аризоны, указывал на характерное чередование водопроницаемых и водонепроницаемых слоев. Отложения, образующие конусы, располагаются слоями, примерно параллельными поверхности; мощность слоев — от 25 мм до 5 м. Уклоны: плоский — менее 2°; пологий — от 2 до 5°, крутой — более 5°. Длина конуса до 6 км, мощность до 300 м и более.

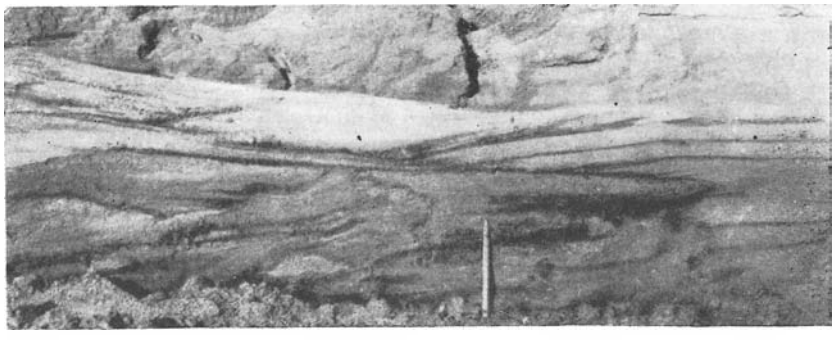
Отложения плоскостных потоков дают плоские слои, а отложения линейных потоков имеют линзовидную форму. Сортировка в первых сла-



Фиг. 144. Горизонтальная слоистость в поперечном разрезе конуса выноса из боковой промоины в основной овраг. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 145. То же, что на фиг. 144, но разрез ближе к борту оврага. Видна неправильная горизонтальная слоистость в середине конуса и линза белого песка, лежащего с размывом. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 146. Пучковидная косая слоистость в месте скрещивания двух течений на окраине конуса выноса в овраг. Разрез поперек конуса. Основное течение главного оврага слева направо. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

бая, в линейных потоках материал сортирован значительно лучше. Эти определения относятся скорее к текстуре толщ и наслоению, а не к слойчатости пород.

Специально изучением слоистости аллювиальных конусов выноса (alluvial fans) занимался Мак-Ки (1953, 1957) в южной Аризоне, в местностях с резким рельефом и аридным и полуаридным климатом. В отложениях вдоль горной цепи Санта-Рита он выделил несколько типов текстур: 1) неслоистая текстура несортированных отложений гравия, песков и глин. Размеры отдельных обломков до 1 м в диаметре. Это осадки грязевых покровных потоков; 2) слоистость разной степени четкости, образованная среднесортированными слоями (beds) или слойками (lamina) разного материала — от гравия до глины; 3) слоистость (толщи), по большей части неправильная; образует линзы и падает под небольшими углами. В большинстве мест она развивается в осадках, лежащих на пологих, слегка неправильных поверхностях более ранних неслоистых несортированных отложений. Иногда слоистые отложения заполняют русла или желоба и поэтому в поперечном разрезе имеют вид линз. Для некоторых из них характерна параллельная слоистость с первичным падением в несколько градусов. Сложная косая слоистость в заполнении этих русел не наблюдалась.

Мак-Ки считает, что слоистые осадки были отложены поточными паводками, а может быть, и нормальным потоком. Однако, судя по приведенным описаниям и зарисовкам, слоистость эта горизонтальная или наклонная (в зависимости от рельефа), и тогда становится непонятным механизм ее образования в русле горного потока, неясны также и причины отсутствия косой слоистости.

К. В. Курдюков (1957) выделяет особые образования наземных (субаэральных, сухих) дельт, имеющих большое сходство с конусами выноса, но связанных с аккумулятивной работой постоянных рек при выходе их из гор на равнину. Развитие этих дельт определяется засушливым климатом и особыми тектоническими условиями. Иногда в их формировании принимают участие и силевые выносы.

К. В. Курдюков указывает, что в обнажениях осадки наземной дельты сходны с аллювиальными и также имеют косую слоистость. Их отличие состоит в том, что характер осадков быстро изменяется по мере удаления от вершины дельты: грубые разности горного косонаслоенного аллювия переходят в тонкозернистые, почти горизонтально-слоистые отложения периферийной части дельты. Сортировка материала в них лучше, чем в конусах выноса. Судя по приведенным рисункам, сухие дельты имеют типичную наклонную слоистость, обусловленую рельефом (см. гл. V). Внутренняя текстура осадков (слойчатость) автором не описана.

Согласно С. А. Яковлеву (1954), можно считать что в конусе сухой дельты по мере удаления от подножия гор грубый несортированный материал становится мельче и может переходить в грубые пески и суглинки с неправильной косой и диагональной слоистостью. Периферическая часть конуса сухой дельты на равнине представлена суглинками, слабослоистыми (горизонтально или слегка наклонно).

В приводимых Д. В. Наливкиным (1955) описаниях отложений наземных дельт многих рек Средней Азии указывается чередование слоев глинистого, алевритового и песчаного материала. В песчаных прослоях иногда отмечается косослоистая текстура и расположение по слоистости (слойчатости) глинистых катунов. Очевидно, эти прослои образованы русловыми отложениями протоков дельты.

В угленосной толще Карагандинского бассейна некоторые исследователи (Коперина, 1954, 1956; Ренгартен, 1954) выделяют отложения, отнесенные к фации сухих равнин (в том числе — временных потоков и конусов выноса). В песчаниках (плохо сортированных) временных потоков

местами отмечается неясная мелкая однонаправленная косая слоистость, выявляемая по изменению гранулометрического состава. Мощность косых серий не более 1—5 см; наклон слойков в пределах косослоистой пачки часто изменяется. Встречаются слои песчаников до 1 м мощностью, переполненные неокатанной и неотсортированной галькой алевролита и аргиллита.

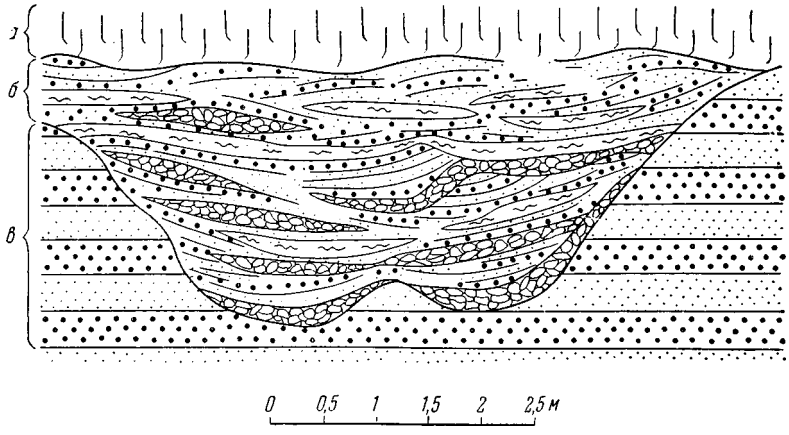
В фации конусов выноса или сухих дельт, представленной преимущественно плохо отсортированными песчаниками, гравий и галька образуют короткие слойки и прослои, не имеющие отчетливых контактов. Галька эта из местных пород, и иногда видно, что она переносилась в не вполне затвердевшем виде (на что указывает изогнутость гальки слоистой породы). Имеются также прослои и линзовидные включения алевролита, но слоистость остается неясной.

В. В. Коперина (1956) указывает, что в палеозое фации предгорий (Караганда) были менее грубозернисты, чем современные, что она считает результатом менее резкого рельефа, существовавшего в палеозойское время. Вообще в древние геологические эпохи, когда наземная растительность не была развита, роль отложений временных потоков и сухих дельт была, очевидно, значительно больше, чем в настоящее время,— это следует учитывать при анализе древних ископаемых отложений. Есть также все основания полагать, что текстуры временных потоков, конусов выноса и сухих дельт можно встретить в отложениях моласс.

Слоистость делювиальных отложений

Делювиальные отложения, т. е. продукты выветривания коренных пород, перемещаемые вниз по склону дождевыми и талыми водами, а также под влиянием силы тяжести (в аридной зоне), обычно характеризуются как неслоистые, плохо сортированные. Однако в некоторых случаях и в делювии отмечается неясная слоистость.

А. С. Корженевская и О. Н. Бахвалова (1940) впервые описали косую слоистость овражного делювия (фиг. 147) в углублениях, выполненных



Фиг. 147. Овражный делювий. (По Корженевской и Бахваловой, 1940).

а — суглинок, *б* — овражный делювий, *в* — мезозойские пески

песком, часто глинистым, с включением как окатанной гальки, так и совсем неокатанных обломков мела. Косая слоистость выражена в форме слабовогнутых, выклинивающихся слоев (обращенных вогнутостью кверху), постоянно выполняющих овражную долину. В основании толщи они более вогнуты, скорее выклиниваются, и чаще встречаются прослои галечника и крупных обломков. Во всех встреченных авторами древних

овражных долинах косая слоистость была аналогичной (по нашей терминологии — это слоистость заполнения).

Как отмечает Е. В. Рухина (1956), при накоплении делювиальных толщ возникает наклонная слоистость, которая, особенно при плохой обнаженности, легко может быть принята за косую. Она наблюдала облекающую слоистость с углами падения до 55—70°. В этих случаях слоистость образуется периодическими натеками небольших порций очень влажного тонкозернистого песка, возможно, затем замерзающего; при последующем оттаивании он уже не осыпается. (Так же образуются и песчаные «дайки» с отчетливо выраженной слоистостью, параллельной стенкам трещин). Некоторым типам делювиальных отложений, по Е. В. Рухиной, свойственна своеобразная ритмичная слоистость, намечаемая чередованием слойков валунно-галечного и песчаного материала, мощностью 8—10, реже до 20—30 см. В песчаных слоях хорошо выражена слоистость (слойчатость). В ряде случаев она намечается единичными галечками (слоеватость). Гальки наклонены под одним углом, параллельно слоистости. Е. В. Рухина связывает образование такого слоя-ритма с периодами таяния снегов: сначала материал сносится талыми и ливневыми водами, перемещается несортированный осадок, но мелкозем из него уносится дальше, а на склоне оседают гальки. По мере уменьшения интенсивности снеготаяния или ливня, на валуно-галечном горизонте откладывается несортированный песчаный материал. Углы падения колеблются в пределах 20—28°; они указывают крутизну склонов первоначальной возвышенности.

Дылик (Dylik, 1955, 1956) в делювиальных отложениях видел ритмическое переслаивание илистых и песчаных слоев иногда образующих линзы длиной до 3 м. Мощность слоев в среднем 10 см (от нескольких миллиметров до 40 см). Грубозернистый материал более однороден, чем мелкозернистый (этот признак отмечается многими авторами). Наклон слоев — к тальвегу долины; имеются текстуры оползания.

Делювиальные осыпи склонов широко развиты в некоторых пустынных районах; их особенностью по сравнению с делювием в гумидном климате является связь с более крутыми склонами (Grandet, 1956), имеющими углы более 25—30°; на более пологих склонах обломки не перемещаются. Размер обломков обычно уменьшается вниз по склону, причем большинство обломков (47%) ориентировано параллельно склону, либо длинной осью — по склону, и в меньшей степени — внутрь склона.

Итак, слоистость делювия (если она вообще образуется) — наклонная или заполнения, реже — облекающая, проявляющаяся в ритмическом чередовании более грубого и более тонкозернистого материала, причем характерно, что *более грубозернистые прослои лучше сортированы.*

Как состав делювия обусловлен составом коренных пород, так и форма слоистости делювия обусловлена рельефом, причем наклон слойков может быть большим (до 70°). Включения и гальки располагаются параллельно слоистости.

Гранулометрический состав слойка, очевидно, может изменяться на его протяжении вдоль по склону. Часты линзообразные формы слоев и слойков.

3. СЛОИСТОСТЬ В ВОДОЕМАХ С НЕПОДВИЖНОЙ СРЕДОЙ ОТЛОЖЕНИЯ

Слоистость озерных отложений

Во всей существующей литературе отмечается, что для слоистости озерных осадков характерны правильность, горизонтальность и тонкость слойков. Однако при этом нельзя забывать два обстоятельства: во-первых,— с осадками какого озера мы имеем дело (т. е. классификацию озер) и, во-вторых,— в какой части озера этот осадок формировался.

Существует много классификаций озер и разработаны они по различным признакам. Наиболее часто приводится подразделение озер в зависимости от причины их происхождения. Однако при изучении слоистых текстур осадка важно разделение озер по четырем признакам.

1) Величина и глубина озера. Характер осадконакопления, а следовательно, и текстуры, образующиеся на дне крупного озерного водоема (например, Ладожского озера), отличаются от характера осадконакопления и текстур мелких озер, возникающих на пойме, и подчас имеют большее сходство с текстурами морских отложений.

2) Проточность озер. Весьма существенно, происходит ли осадконакопление в озере как в большом отстойнике, или в нем имеются течения, вызываемые впадающими в него и вытекающими из него реками.

3) Характер оседающего материала. В озерах может происходить осадконакопление кластогенное, биогенное, хемогенное (в том числе галогенное) и смешанное; каждое из них придает свою специфику слоистым текстурам.

4) Климатические и географические условия, определяющие питание озера и режим седиментационного процесса, который будет различен в разных озерах: ледниковых, связанных с сезонным таянием ледника; в озерах гумидной зоны умеренного или тропического климата; в озерах аридной зоны; в озерах, окруженных горными сооружениями, и т. д.

С другой стороны, не менее существенно, где происходит седиментация: в глубокой центральной части озера или у берега, или же близ устья впадающей в озеро реки. Характеристику текстуры озерных отложений с этой точки зрения дает Д. В. Наливкин: «Слоистость озерных отложений в связи с преобладанием илистых осадков ясная, правильная, тонкая, иногда сезонная, ленточная. Часто она начинается в отложениях, расположенных у самого берега, но далеко не всегда. Вдоль крутых песчаных берегов и особенно в дельтах рек, впадающих в озера, развита косая слоистость. Когда дельты заполняют все озеро, то и косая слоистость встречается на всей его площади, сменяя горизонтальную слоистость и сменяясь ею» (1955, стр. 13).

Отличительной особенностью большинства озер является слабое развитие волнений и течений, т. е. факторов, оказывающих влияние на перераспределение осадка на дне. Лишь в прибрежной части отмечаются волнения, создающие текстуры, сходные с текстурами прибрежных отложений лагун и заливов. Поэтому на большей части площади озера седиментация происходит обычно в спокойных условиях и осадок образуется путем выпадения из взвеси тонкозернистого кластогенного или хемогенного материала.

Исходя из этого, мы в дальнейшем в основном описываем слоистость озерных отложений, образующуюся в спокойных условиях седиментации в центральных частях озер.

Слоистость озерных отложений в области спокойной седиментации

Мощность озерных отложений обычно невелика и не превышает десятков метров. Мощность слойков — от долей миллиметра до нескольких миллиметров, реже — сантиметры. Скорость накопления осадков (Шостакович, 1941, и др.) от 1 до 10 мм и более в год (в мелких озерах без притоков — 1 мм, в озерах с притоками — 4—5 мм, в горных озерах — 8—9 мм, в крупных озерах с многочисленными притоками, таких, как Ладожское, Онежское,— 10—12 мм в год).

Наиболее характерным признаком слоистости озерных отложений является периодичность, сезонность осадконакопления, что достаточно убедительно было показано Ю. А. Жемчужниковым. Однако в зависимо-

сти от климатической и географической обстановки периодичность эта имеет различные причины.

Периодическое изменение состава и количества осадков (а иногда и перерывы в осадконакоплении) создает их ритмическую сезонную ленточную слоистость. Такой тип слоистости характерен для отложений озер, образующихся в условиях сезонных колебаний климата. Наиболее ярко это проявляется в осадках ледниковых озер, многочисленные примеры чего приведены в литературе. Однако необходимо подчеркнуть, что ленточная слоистость отнюдь не обязательно указывает на связь с ледником. Для ее образования достаточно наличия морозных периодов в умеренном климате.

Так, опыты Л. Л. Россолимо (1949) показали, что скорость накопления осадков в озерах гумидной зоны в умеренном климате неравномерна в течение года, причем максимум был отмечен в осенние месяцы, что объясняется сильными дождями и ветрами, увеличивающими деятельность волн, разрушающих берега. Зимой, после замерзания озера, количество осадков уменьшается в 20—30 раз, они наиболее тонкозернисты и образуют тонкий, но плотный слоек.

Отчетливая ритмическая ленточная слоистость озерных отложений позволяет по числу лент (пачек) производить подсчет времени накопления осадка, а по характеру слоистости (изменению мощности слойков) увязывать между собой отдельные разрезы.

Характер слоистости в озерах тропической зоны пока не изучен. Однако надо думать, что и там можно встретить тот же ритмический тип слоистости, только причина его образования будет иная: не периодическое таяние снегов или замерзание озера и его притоков, а периодические тропические ливни или какие-либо другие сезонные изменения условий седиментации.

В озерах аридной зоны ритмическая слоистость образуется в результате чередования более и менее засушливых периодов. В горных районах часто образуются завальные озера, отложения которых обнажаются и становятся доступными для изучения после пропиливания завала рекой и спуска воды. Такие отложения наблюдала З. В. Тимофеева на Северном Кавказе[1]. Она отметила тонкую горизонтальную слоистость со слабым, почти неуловимым изменением гранулометрического состава слойков, видную на поверхности обнажения вследствие выветривания и послойного распадения породы на отдельные тонкие слойки. Несколько более заметно было изменение состава групп слойков (очевидно серий — *Л. Б.*) за счет большей или меньшей алевритистости глинистого осадка. Часты текстуры смятия и оползания, особенно в центральной, наиболее глубоководной части отложения, что объясняется большей глубиной озера и крутизной его склонов, с которых осадок, очевидно, сползал к центру впадины.

В высокогорных озерах, тесно связанных с деятельностью ледников, осадки тонкозернисты, часто известковисты и также имеют тонкую ленточную слоистость. Примеры таких озер приведены Д. В. Наливкиным (1955). В Цюрихском озере илы и поныне представляют тонкое чередование слойков: годичная пачка (лента), толщиной около 5 мм, состоит из темного зимнего слоя, обогащенного органическим веществом и сернистым железом (за счет развития водоросли *Oscillatoria rubescens*), и летнего, светло-серого, обогащенного тончайшими кристалликами кальцита, который выделяют другие донные и планктонные организмы.

Следовательно, годичная ленточная слоистость не обязательно образуется чередованием слойков разного гранулометрического состава, но может возникать и за счет разных примесей к илу одного состава. Приме-

[1] Устное сообщение.

си эти обусловлены действием организмов, поэтому Нипков (Nipkow, 1920) предложил для такой слоистости название «биохимическая», так как она получается в результате изменений в химическом составе осадков, вызываемых деятельностью организмов.

Из изложенного видно, что климатические особенности разных зон сказываются на материале осадка, но не изменяют сезонного характера озерных текстур. Более отдаленная причина этого явления связана, по-видимому (как это показал Ю. А. Жемчужников), с более общими причинами сезонных изменений, в том числе — с солнечной радиацией. Кластогенный материал озерных отложений обычно представлен песчано-глинистыми осадками, образующими, как мы уже говорили, более или менее отчетливую ленточную слоистость. Интересно, что если прослеживать ленточную слоистость в этих отложениях, переходящих из пресноводных в морские (как это было сделано для Балтийского моря), то видно, как по мере увеличения солености воды ленточное строение становится все менее отчетливым. Причиной этого, очевидно, следует считать более быструю коагуляцию глинистых осадков в соленой воде, их свертывание и выпадение в виде хлопьев одновременно с более грубыми алевритовыми и песчаными частицами, в то время как в пресной воде этого не происходит и осадок выпадает раздельно, сортируясь по размеру зерен и удельному весу.

Вероятно, это может послужить одним из основных критериев для различия лагунных и озерных тонко-горизонтально-слоистых ископаемых отложений в тех случаях, когда они немые.

Большую группу озерных отложений составляют осадки биогенные или смешанные биогенно-кластогенные. В озерах гумидного климата накапливается растительный материал и образуются сапропелевые и торфяные отложения. Кроме органического характера основного материала (сапропель), для этих озер характерна послойная примесь растительных остатков, подчеркивающих слоистость (слойчатость). Тонкая сезонная ритмическая слоистость может быть обусловлена периодическим расцветом водорослей; например, в северных широтах на дне озер развиваются диатомеи (диатомиты), скорость накопления которых очень мала — около 3 см в столетие; иногда встречаются прослои озерных известняков, образованных харовыми водорослями.

Пресноводный палеозойский спонголит, по-видимому озерного происхождения, имеет отчетливую слоистость, обусловленную, как это видно под микроскопом, параллельным расположением спикул губок. Таким образом, по нашей терминологии, его следует считать слоеватым, а не слоистым и не слойчатым. Аналогичные отложения в каменноугольных и пермских угленосных толщах определяются как «кремнистые сланцы».

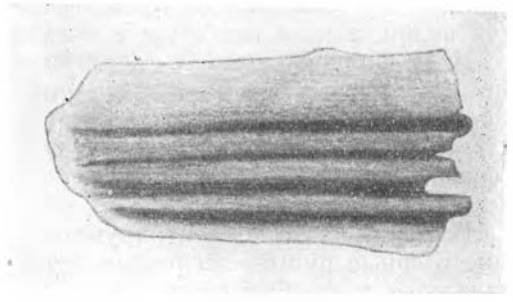
Озерная слоистость, как это показал Ю. В. Первольф (1940), может быть смешанного происхождения и обусловливаться чередованием кластогенного и биогенного материала: остатков водорослей (сине-зеленых и других), остатков фауны и продуктов их жизнедеятельности (например, фекалии рачков артемий) и др. Иногда наблюдается чередование тонкослойчатых прослоев с неслойчатыми, причем отсутствие слойчатости в последних обусловлено перемешиванием первоначально слойчатого осадка в результате деятельности донных животных (илоедов). В последнем случае слойчатые прослои можно рассматривать как серии, чередующиеся с сериями неслойчатой, нарушенной текстуры.

В других случаях биогенная слоистость озер образуется вследствие появления пленок на поверхности осадка в результате развития иловой микрофлоры — «микрозоны нарастания» (Перфильев, 1952). Специфичность микрозон нарастания, в зависимости от концентрации солей и способности их к сохранению при переходе в ископаемое состояние, обусловливает их значение для геохронологии.

Наконец, озерная слоистость может быть биогенной диагенетической, если она образовалась в результате деятельности бактерий в уже осевших илах, на определенной глубине от поверхности [например, в «микрозоне превращения» Б. В. Перфильева (1952)], вызывающей расслоение первично неслоистого осадка.

Б. В. Перфильев указывает, что в более чем 40 тыс. карело-финских озер отмечается чередование иловых сезонных микрозон превращения, что создает исключительные перспективы для разработки абсолютной геохронологии.

Образование слоистости на дне крупных озер — Ладожского и Онежского — описано К. К. Гильзеном (1918), который считает, что теоретически следует ожидать слоистости грунта на дне каждого озера; он приводит зарисовку этой слоистости (фиг. 148). В пробах грунта Онежского и Ладожского озер (с различных глубин) выделялись тонкие прослойки, оранжево-желтого цвета, с резкой верхней границей и неровной нижней. Как показал химический анализ, они представляют собой марганцево-железистые корочки, образующиеся на поверхности осадка при участии микроорганизмов до тех пор, пока не будут перекрыты новой порцией осадка.



Фиг. 148. Слоистость отложений со дна Ладожского озера. (По К. К. Гильзену, 1918)

В данном случае трудно провести границу между слоистостью седиментационной и диагенетической. Для диагенетической слоистости озер характерно, что изменения происходят в слойке осадка очень небольшой мощности, и, таким образом, при ровной поверхности дна образуется тот же тип правильной ритмической горизонтальной тонкой слоистости, что и в слоистости седиментационной.

Н. И. Семенович (1959) описал три типа слоистых текстур в колонках грунтов, взятых со дна Ладожского озера: 1) слоистость серо-буроватых илистых алевритов (с глубины около 17 м); 2) слоистость типа ленточных глин, по-видимому, сезонная, образовавшаяся в результате чередования глинистых слойков со слойками, обогащенными алевритом; мощность слойков от 0,1 до 2,5 мм; 3) своеобразная ритмическая слоистость типа, описанного Лизенгангом, представленная отдельными пачками по три прослойка черного цвета и затухающая к основанию колонки; Н. И. Семенович считает ее диагенетической. Таким образом, он отмечает в озерных отложениях возникновение разных систем наслоений в одном осадке. Надо думать, что эти случаи как бы налегания диагенетической слоистости на слоистость седиментационную далеко не единичны.

Ритмический характер, частое чередование слойков и небольшая их мощность (обычно измеряемая миллиметрами) позволяют считать горизонтально-слоистую текстуру озерных отложений слоистостью пород, или слойчатостью.

В некоторых случаях озерные отложения могут быть и неслоистыми. Так, в работах Твенхофела (Twenhofel, 1939; Twenhofel a. Mc-Kelvey, 1942) приводятся данные, из которых видно, что илы в центральной части многих современных озер неслоисты и имеют большую примесь органического вещества. Однако последнее обстоятельство наводит на мысль о том, что донные живые организмы, имевшиеся в большом количестве, полностью нарушали и перерабатывали первично слоистую текстуру осадка.

Если в озеро поступает мало терригенного материала, то в средней его части может осаждаться известковый ил, дающий после уплотнения озерный известняк или мергель, обычно слоистые.

Киндл (1929), исследовавший стратификацию Великих Озер, пришел к выводу, что низкая температура воды препятствует образованию в них мергеля, в теплой же воде может выделяться кальцит и образоваться мергель. Следовательно, можно сделать вывод, что известковистость озерных отложений указывает либо на малую глубину озера, либо на расположение его в низких широтах. Как отмечает Киндл, пресноводные известняки встречаются лишь до 55° с. ш.

Д. Г. Сапожников (1954) описал белый известково-доломитовый ил из донных осадков озера Балхаш, более чем на 65% сложенный карбонатным веществом. Изучение условий образования современных доломитовых осадков оз. Балхаш приводит к заключению, что часть ископаемых доломитовых пород могла отложиться в бассейнах с солоноватой или пресной водой, а не в водоемах с повышенной соленостью.

Д. В Наливкин (1955) ставит наличие карбонатных отложений в озерах в зависимость от областей их питания: продукты разрушения известняков поступают в озера как во взвешенном состоянии, так и в растворах, и там отлагаются. В этом случае по характеру образования слоистости (физико-механическим или химическим путем) можно уточнить и происхождение осадка.

В озерах часто концентрируются различные полезные элементы, дающие озерные руды — железные, марганцевые, алюминиевые (бокситы), никелевые и др. Они обычно имеют хемогенное или смешанное хемогенно-биогенное происхождение. Слоистость в них, как правило, горизонтальная, или же ее нет.

Изучение 470 пар слойков нижнеплейстоценовой толщи ленточных глин Сиэттла (Sanderman, Utterbach, 1953) показало, что в зимних слойках имеется повышенное содержание радия, что, очевидно, объясняется большей их адсорбционной способностью. Отсутствие растительных и животных остатков делает маловероятным предположение о повышении концентрации радия в результате биохимических процессов. Очевидно, не исключена возможность приуроченности к определенным частям слоистых текстур и других редких элементов. Хемогенное накопление осадков преимущественно галогенных, в соленых озерах аридных зон дает ту же горизонтальную слоистость. Большинство исследователей (Васильев, 1955; Фивег, 1948, 1952, 1955) подчеркивает ее ритмическое, часто пачечное строение сезонного происхождения.

На особенностях текстуры озерных отложений сказывается, как мы уже говорили, и размер озерного водоема. Так, устойчивая правильная горизонтальная слоистость характерна для крупных, глубоких озер. Озера мелкие и небольшого размера (например, развивающиеся на пойме), при сходном общем характере седиментации имеют свои особенности, обусловленные прежде всего перераспределением осадка слабыми волнениями и течениями, а также перерывами седиментации. Поэтому в мелких озерах слои правильно-горизонтальнослоистые (обычно небольшой мощности) чередуются с неправильно-горизонтальнослоистыми, иногда с пологоволнистой, а может быть, даже и с косоволнистой слоистостью (особенно если озеро проточно). Равномерность слойков, столь характерная для центральных частей крупных озер, здесь не выдерживается, так же как и их однородность.

Однако, с другой стороны, в небольших озерах нет прибоя, и зона песчаных отложений (а тем более — галечных) прибрежного мелководья фактически отсутствует или имеет ширину не более нескольких метров; и, таким образом, озерные илы начинаются почти у самого берега и представлены алевритом и глинами.

Отложения прибрежной зоны (пляжа, зоны волнений), с образованием текстур, сходных с морскими, могут быть встречены лишь вдоль берегов больших широких озер, но, как отмечает Д. В. Наливкин, при наличии слабых прибоев и редких донных течений, зоны эти в озерах значительно уже, чем на побережьях морей, а сортированность песков хуже.

Некоторое сходство с озерными отложениями имеют отложения такыров полупустынных областей, где в горизонтальном переслаивании могут чередоваться глинистые прослойки, формирующиеся во время их обводнения, и песчаные, отвечающие периоду высыхания такыра и перекрывания его эоловым песком.

Таким образом, водно-эоловые отложения иногда по текстуре сильно напоминают озерные. Отличие их, очевидно, состоит в том, что слоистость такыров представлена чередованием разных слойков с резкими границами, в то время как в озерных отложениях различные по составу слойки образуют пару слойков, ленту с постепенным переходом внутри нее.

Слоистость в ископаемых отложениях внутренних частей озер, преимущественно в угленосных толщах, описывали многие авторы: Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1947, 1949), Г. Ф. Крашенинников (1940), Е. П. Брунс (1940 $_{2, 3}$, 1954), Ю. А. Жемчужников (1948), Л. Н. Ботвинкина (1953), Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев, А. П. Феофилова и В. С. Яблоков (1954, 1955), В. В. Коперина (1954) и другие.

Т. Н. Давыдова и Ц. Л. Гольдштейн (1947, 1949) выделили в угленосной толще Буреинского бассейна отложения заиливавшихся озер, образующихся в различных обстановках. Слоистость в них горизонтальная или тонкая волнистая (судя по приведенным рисункам,— чаще пологая); мощность слойков — от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Состав слойков — чередование средних и мелких или же средних и крупных алевролитов. Мощность отложений — десятки сантиметров. Характерно отложение по плоскостям наслоения растительной пыли, а также многочисленных отпечатков частей растений (преимущественно листьев) хорошей сохранности. Иногда к озерным отложениям авторы относят, на основании парагенетических связей, горизонтально-слоистый мелкозернистый песчаник с тонкими прослоями растительного мусора.

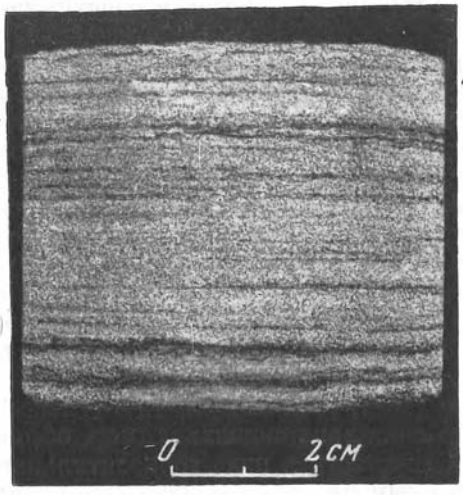
Мною (Ботвинкина, 1953) была описана слоистость отложений (повидимому, озерных) в ерунаковской свите Кузнецкого бассейна, преимущественно горизонтальная, то очень выдержанная параллельная, то прерывистая. Слоистость обычно тонкая, доходящая почти до микрослоистости. В ряде случаев горизонтальная слоистость становится неправильной, слегка волнистой. Слоистость образована или присыпкой тонкого растительного детрита (фиг. 149), или же (чаще) тончайшими глинистыми прослойками. Среди этих отложений встречаются отпечатки нежных частей растений — листьев кордаитов, папоротников, хвощей, часто хорошей сохранности. В некоторых случаях намечается пачечное строение (фиг. 150).

В Донбассе озерные отложения имеют ту же характерную тонкую горизонтально-слоистую текстуру, подчеркиваемую растительным материалом и слюдой; раскол плитчатый, с ровной поверхностью, по наслоению располагаются растительные остатки, часто обильные, различной степени сохранности. Мощность их редко превышает 1—2 м.

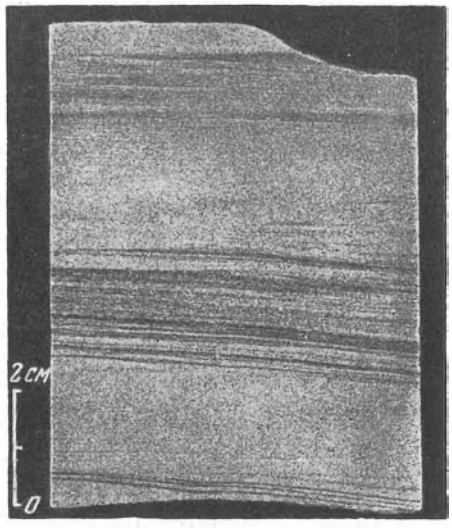
А. П. Феофилова (Атлас литогенетических типов..., 1956) выделила в озерных отложениях два генетических типа, различающихся и по текстуре: в типе, представленном более грубозернистым материалом (алевролит крупнозернистый или песчаник мелкозернистый, реже — алевролит мелкозернистый или песчаник среднезернистый) с обильными растительными остатками, большей частью плохой сохранности (детрит), и с крупной слюдой, слоистость отчетливая, правильная, мелкая, гори-

зонтальная, обусловленная изменением гранулометрического состава слойков. Раскол породы плитчатый, с ровной поверхностью. Мощность слойков от долей миллиметра до 5—7 мм, редко больше.

В другом типе отложений, представленном аргиллитом или мелкозернистым алевролитом с обильными отпечатками частей растений, преимущественно листьев хорошей сохранности, слоистость неясная, тон-



Фиг. 149. Тонкая горизонтальная слоистость озерных отложений, подчеркнутая большим количеством растительного детрита. Намечается пачечное строение. Кузбасс, ерунаковская свита. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 150. Тонкая горизонтальная слоистость озерных отложений. Отчетливо видны серии, больше и меньше обогащенные растительным детритом. Кузбасс, ерунаковская свита. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

кая, горизонтальная, проявляется она в плитчатом расколе (т. е., очевидно, обусловлена слоеватостью глинистых частиц). Местами она вызвана незначительным различием в гранулометрическом составе слойков и выражена более отчетливо. Мощность слойков менее 1 мм (и переходит в микрослоистость).

При работе на угольных месторождениях Казахстана (Карагандинский бассейн, Экибастуз) некоторые исследователи (Ренгартен, 1954; Ишина, 1954; Коперина, 1956, и др.) выделяли в угленосных толщах озерные фации, одним из признаков которых авторы считали тонкую горизонтальную слоистость, выявляемую либо послойной присыпкой растительного детрита (а также наличием крупных растительных обрывков на плоскостях наслоения), либо чередованием слойков разного гранулометрического состава (алевролита и аргиллита, алевролита и песчаника), часто ленточного типа, с мощностью слойков от долей миллиметра до 1—3 мм. Иногда отмечается переход горизонтальной слоистости в линзовидную и слабоволнистую, а В. В. Коперина (1956) отметила также наличие в отложениях, относимых ею к фации застойных озер, очень мелких косослоистых серий (мощностью менее 1 см).

Приведем еще описание пермских ленточных глин Тасмании (Banks, Loveday, Scott, 1955). Ленточные глины встречаются в виде нескольких горизонтов среди тиллитов и включают тонкие пропластки косослоистых песчаников со знаками ряби. Средняя мощность лент около 3 мм (от долей до 18 мм). Зимние слойки — серо-оливковых цветов, из глинистого материала, иногда с песчаным и алевритовым, присутствует слюда; летние слойки разнообразны по цвету (желтоватые, оранжевые и др.), сло-

жены алевролитами, реже — песчаниками или алевритовыми глинистыми сланцами. В основании их иногда отмечаются обломки размером до 2,5 см. Мощность слойков изменчива: в разрезе, вдали от фронта ледника, зимние слойки толще летних, ближе к ледниковому фронту наблюдается обратное соотношение — летние слойки толще зимних. Таким образом, по мощности слойков можно определить относительное положение и расстояние до фронта ледника.

Р. Ф. Геккером (1948) описаны плитчатые озерные известняки Каратау (близкие к золенгофенским известнякам) с тонкой горизонтальной правильной слоистостью. Листоватая слоистость образовалась в результате перерывов в осадконакоплении, во время которых поверхность осадка уплотнялась и на ней скоплялись органические остатки.

В ископаемых отложениях разного возраста отмечаются озерные бокситы, известняки, и, конечно, различные хемогенные образования. Для всех них, при сильном различии осадка, характерна более или менее тонкая горизонтальная слоистость, чаще ленточного или пачечного строения.

Из рассмотренного материала видно, что для озерных осадков, сформировавшихся в спокойных условиях седиментации, характерна горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием слойков разного состава, равномерная, часто переходящая в пачечную, и даже, может быть, нескольких порядков, что вызывается, как это показал Ю. А. Жемчужников, периодичностью разных порядков солнечной радиации. Пачечное строение большей частью бывает ленточным (т. е. пачка состоит из двух слойков), чем озерные толщи несколько отличаются от сходных горизонтально-слоистых морских. Для озер гумидного климата характерно подчеркивание границ слойков растительными остатками или другим органическим материалом, для озер аридных областей — изменение состава солей или же примесь их к терригенному осадку. Таким образом, для характеристики горизонтальной слоистости осадков внутренней части озер ведущими признаками являются состав и строение слойков, их группировка в пачки (характер их чередования) и определение способа подчеркивания слоистости. Признаки, связанные с характером серий, а также с формой самих слойков, практически отпадают.

В проточных озерах наряду с горизонтальной и пологоволнистой слоистостью можно наблюдать слоистость волнистую асимметричную и косоволнистую (ряби течений), что мы и отмечали, например, в угленосной толще Кузбасса (Ботвинкина, 1953). Как исключение, здесь могут быть и прослои косой (по-видимому, мелкой) слоистости, однако в этом случае вряд ли можно рассматривать осадок как типично озерный, скорее следует считать, что он имеет смешанный генезис или уж, во всяком случае, определять его как отложение проточного озера.

Слоистость периферийной части озер

Текстуры периферийных частей озер в литературе почти не описаны. Однако можно думать, что они не должны существенно отличаться от слоистости ряби течений и слабых волнений, характерной для мелководных побережий лагун и заливов. Это, очевидно, преимущественно мелкая неправильная косоволнистая слоистость, часто пологая и прерывистая.

В устьях рек образуется слоистость речных выносов или подводной части дельты. При этом в небольших реках со слабым течением и при отсутствии волнений в озере образуется наклонная слоистость, обусловленная наклоном дна; она описана в ряде работ (Barrell, 1912; Fayol, 1887; Твенхофел, 1936, Twenhofel, 1950; Collet, 1925, и мн. др.) как типичная слоистость дельт. На критике неправильного распространения этого типа на все дельты, мы остановимся в следующей главе, в разделе о дельтовой слоистости, здесь же отметим только, что углы падения

слойков такой дельтовой слоистости, очевидно, в большинстве случаев будут невелики, а слоистость следует считать не косой, а наклонной, обусловленной рельефом дна (см. гл. V). Лишь иногда в отложениях речных выносов можно наблюдать настоящую косую слоистость, обычно небольшого масштаба, представленную одной косослоистой серией. Изображение такой слоистости приведено Д. В. Наливкиным (1955) по Колле (фиг. 151).

Фиг. 151. Озеро Ритом, Альпы. Разрез передней части дельты небольшой реки, впадающей в озеро. Снимок сделан во время осушения озера. (По Collet, 1925)

Иногда озеро может целиком заполниться осадками дельт впадающих в озеро рек. В этих случаях, естественно, слоистость будет косой со всеми признаками, характерными для дельтовых отложений.

Д. Н. Наливкин (1955, стр. 73) указывает на очень существенное обстоятельство: хотя озера сами по себе могут иметь небольшие размеры, но они часто располагаются группами, занимая площади в сотни километров. Поэтому в ископаемом отложении озерные фации могут прослеживаться на большие расстояния, многократно чередуясь с другими континентальными фациями и отделяясь ими друг от друга на площади. Отсюда мы можем сделать вывод, что так как слоистость озер сезонная, то она должна однозначно изменяться во всех озерах данного района. Это дает основание для корреляции разрезов методом коннексии даже в тех случаях, если разрезы сделаны в разных озерных водоемах.

Толща озерных отложений может быть не однородной, а состоящей из разных слоев, каждый из которых будет иметь свою внутреннюю слойчатую текстуру. Так, например, Таллантайр (Tallantire, 1954) в 15-метровой толще донных осадков озера Ольд-Баккенем выделил следующие слои (снизу вверх): 1) белая или сероватая пластинчатая глинистая порода, богатая известью; 2) известково-глинистый слоистый (ленточный) пластинчатый сапропель; 3) чистый озерный мергель; 4) светлый озерный мергель с раковинами моллюсков; 5) грубодетритовый коричневый сапропель. Таким образом, мы видим, что в озерных послеледниковых отложениях имеются пять слоев различного состава и разной фациальной принадлежности. Первый слой, по-видимому, обладает слоеватостью, вто-

рой слой — ленточной слоистостью; текстура верхних слоев не описана.

Вверх по разрезу озерные отложения очень часто переходят в болотные (при регрессивном развитии фаций). В трансгрессивном ряду фаций отложения озер, расположенных близ береговой линии моря, могут перекрываться морскими осадками, иногда — сначала осадками лагун и заливов, а потом уже типичными морскими.

Интересно отметить, что в озерных отложениях, в противоположность речным, крупность материала увеличивается снизу вверх (по мере заполнения ими озера).

Текстуры отложений застойных водоемов и болот

Под болотами обычно понимаются избыточно увлажненные, покрытые растительностью участки суши, на которых развиваются специфические болотные почвы. Так как избыток влаги затрудняет доступ воздуха в почву, органические остатки разлагаются медленно и часто накапливаются в виде торфа. Ниже располагается обесцвеченный элювиальный горизонт, в котором происходят процессы выщелачивания, а еще ниже — глеевый горизонт (глина и суглинок), обогащенный закисями железа.

Современные болота часто образуются на месте озера, через переходные фации застойных водоемов и зарастающих озер. Для озерных осадков, находимых в ископаемом состоянии, эта связь по-видимому, была еще более тесной. В существующей литературе слойчатость современных осадков застойных водоемов и болот почти не описана. Лишь иногда встречаются указания на косослоистую или горизонтально-слоистую их текстуру.

Слоистость ряда современных торфяных болот представляет собой смену различных слоев, а не повторение однотипных слойков, и, таким образом, является слоистостью осадочной толщи, а не слойчатостью породы. Так, например, при бурении торфяника и подстилающих его озерных отложений в Восточной Англии (Tallantire, 1953) выявилась такая последовательность слоев (снизу вверх): 1) минеральный ил, почти без детрита, с примесью тонкого песка, с большой примесью недревесной пыльцы; 2) бурый органический ил с остатками водных и болотных растений (процент древесной пыльцы возрастает, а недревесной — падает); 3) ил, богатый минеральными частицами, местами покрытый слоем песка (количество надревесной пыльцы опять выше); 4) осоковый торф; 5) торф из *Cladium mariscus*.

Из этого перечня ясно видно, что это слои, появление которых обусловлено изменением климата и зависящей от него облесенностью окружающей местности. Наблюдается также постепенная смена отложений — озерных, озерно-болотных и болотных.

Детально изученные осадки известного Микулинского болота имеют, по Д. В. Наливкину (1955, стр. 46), такую последовательность слоев (снизу вверх): в основании на рисской морене лежат серые пески, внизу — с гравием, вверху — глинистые (отложения береговой зоны озера), далее — сизые слоистые суглинки, местами переслаивающиеся с песком,— отложения центральной части озера; выше — плотный торф, разделяющийся на семь слоев: 1) гиттия (2 см), 2) гипновый торф с остатками водной флоры (8 см), 3) гипно-осоковый торф (14 см), 4) траво-осоковый торф (16 см), 5) траво-древесный торф с березой (18 см), 6) древесно-тростниковый торф с ольхой (15 см), 7) древесный торф, вверху — сфагновый с осокой (87 см). Выше торф перекрывается темными суглинками, переслаивающимися с песками, внизу обогащенными растительными остатками. Заканчивается разрез вюрмской моренной глиной.

Из этого перечня вытекают те же два вывода, что и из разбора предыдущего примера: во-первых, несмотря на малую мощность слоевых

элементов, это все же не слойки, а слои, указывающие на направленное развитие данного элемента ландшафта, изменение климата и смену субфаций во время формирования торфяника; во-вторых, наблюдается постепенный переход снизу вверх озерных отложений через краткую стадию озерно-болотных в болотные (смена фаций). Внутренняя текстура (слойчатость) торфяных слоев не отмечена. Такие же выводы можно сделать и по ряду других разрезов болотных осадков.

Внутренняя текстура болотных отложений, к сожалению, не описывается, да она, очевидно, слишком плохо видна в современных еще не уплотнившихся осадках болот. На основании общих соображений можно думать, что она должна изменяться от горизонтальной, через неправильногоризонтальную, до неслоистой неоднородной комковатой текстуры, или же эти текстуры будут чередоваться.

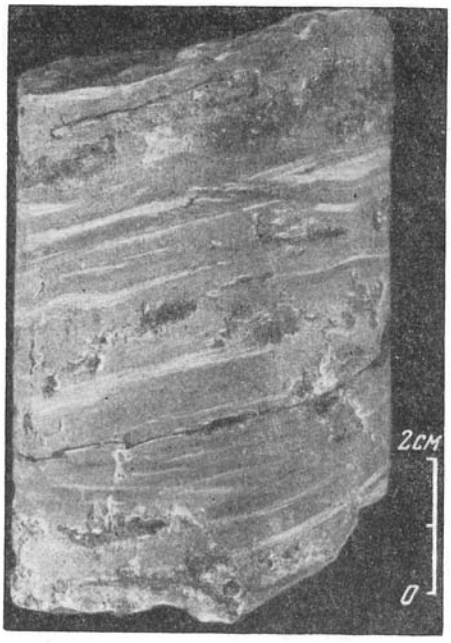
Можно, по-видимому, иногда встретить неясно выдержанное пачечное строение (если болото обводненное и по условиям седиментации приближается к озеру) или же прослои с примесью терригенного материала с мелкой косой слоистостью (если это болото было проточным).

Значительно лучше изучена текстура болотных отложений в ископаемых угленосных толщах, где их происхождение не вызывает сомнений, так как они завершаются угольным пластом, образующимся в торфяном болоте. В зависимости от того, на каких отложениях развивается болото (приморское, островное, пойменное, зарастающее озеро и т. д.), наблюдается изменение текстуры от типичной для этих осадков до неслоистой.

Обычно в основании болотных отложений отмечается неправильная горизонтальная слоистость. Это нижняя часть отложений так называемой «подпочвы» угольных пластов (Ботвинкина, 1953). Она обычно имеет более светлый цвет, иногда — с зеленоватым оттенком (фиг. 152). Выше слоистость начинает исчезать — становится очень неотчетливой и видна лишь местами (фиг. 153). В породе часто появляется белесоватый оттенок (фиг. 154, 155). В ней присутствуют остатки тонких, иногда нитевидных корешков растений, большое количество органического (растительного) материала (фиг. 154, 155, 156), характерно наличие конкреций сидерита. Последние развиваются преимущественно на корневых остатках (фиг. 157), что хорошо видно под микроскопом.

В дальнейшем в отложениях этой своеобразной болотной фации первичная седиментационная слоистая текстура исчезает вследствие полного ее нарушения корнями растений и общего изменения осадка в результате заболачивания.

Таким образом, фация «подпочвы» имеет свою, весьма специфическую текстуру, которая, однако, является уже не седиментационной, а диагенетической (текстура переработки) или, во всяком случае, смешанной. Болотные отложения, лежащие непосредственно в почве угольного пласта, обычно неслоисты и имеют комковатую текстуру, по-видимому, первичного характера. К специфическим текстурам болотных отложений следует отнести текстуру «кучерявчика», описанную в угленосной толще Донецкого бассейна. «Кучерявчик» представляет собой обычно глинисто-алевритовые отложения, залегающие непосредственно под угольным пластом («почва» пласта). Они пронизаны остатками корневой системы, главным образом аппендиксами стигмарий, беспорядочное расположение которых и придает породе характерную «кучерявую» текстуру (фиг. 158). Очевидно, эта текстура типична лишь для палеозойских болот, в которых росли лепидофиты, так как корни иных растений уже не создают в болотных осадках текстуры кучерявчика. Так, в почве угольных пластов в ерунаковской свите Кузнецкого бассейна (пермского возраста), в формировании которых играли большую роль кордаиты и папоротники, текстура неоднородная, комковатая, иногда пятнистая, но не имеет вида типичного кучерявчика.



Фиг. 152. Неправильная горизонтальная слоистость в отложениях «субстрата», на котором развивается болото. Горизонт обогащен железом, так как видны многочисленные конкреции сидерита, расположенные в общем согласно со слоистостью. Цвет породы зеленовато-серый. Донбасс, средний карбон, фация «подпочвы». (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 153. Болотные отложения — фация «подпочвы». Первичная неправильно-горизонтальная слоистость лишь местами слабо заметна. Порода светлая, обесцвеченная («белесая»). Видны остатки нитевидных корешков, секущих слойки. Донбасс, средний карбон. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 154. Болотная фация «подпочвы», развивающейся на лагунных отложениях. Слабо заметна неправильно-горизонтальная слоистость, подчеркнутая органическим материалом. Порода светлая, белесоватая. В верхней части керна — темный прослой, обогащенный растительными остатками. Донбасс, средний карбон. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 155. Болотные отложения — фация «подпочвы» (песчаник мелкозернистый). Текстура комковатая. Слоистость полностью исчезла. На белесом фоне породы видна тонкая сеть черных (обугленных) корешков. Донбасс, средний карбон. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

Отложения застойных водоемов характеризуются облачной, пятнистой текстурой (фиг. 159, 160), обусловленной неравномерным распределением органического вещества в кластогенном осадке (глинистом, алевритовом или песчаном). Иногда такую текстуру неправильно называют «перепутанной». В отложениях застойных водоемов и болот могут быть текстуры взмучивания и иногда текстуры оползания.

Фиг. 156. Комковатая текстура болотных отложений (фация «подпочвы»), образовавшаяся в результате полного уничтожения корнями растений первичной седиментационной слоистости морского песчаного осадка. Порода белесая, с большой примесью черного растительного материала. Ниже по разрезу — слоистые морские отложения, выше — почва угольного пласта. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Некоторые специфические отложения застойных водоемов, иногда переходные от болотных к озерным, представляют собой скопления остатков растений (в основном стеблевых и листьевых частей) в тонком переслаивании с мелкозернистым минеральным материалом, обломочным или хемогенным (Ботвинкина, 1953). Получаются тонколистоватые углистые породы с неправильно-горизонтальной или неправильной пологоволнистой слоистостью (плойчатого характера). Однако следует иметь в виду, что волнистый характер слоистости здесь может быть обусловлен не волнениями среды отложения, а взаимным расположением компонентов осадка при его уплотнении, дегидратации и обуглероживании, т. е. опять-таки отмечается текстура смешанного седиментационно-диагенетического происхождения. Растительные остатки иногда переслаиваются тонкими известковистыми слойками (фиг. 161).

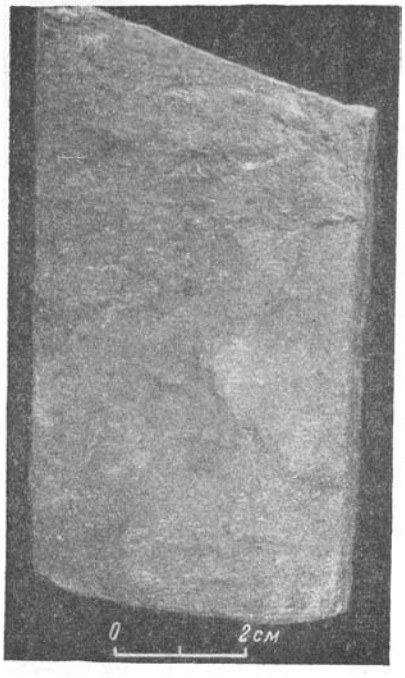
Вообще среди отложений застойных водоемов и болот часто встречаются прослои со слоистостью озерного типа (фиг. 162), появление которых приурочено к периодам повышения уровня воды и превращения застойного водоема в озерный. Переходы между болотными, озерными и лагунными фациями обычно бывают отчетливыми, иногда — довольно постепенными; в некоторых случаях, при малых мощностях отложений, эти переходы можно проследить даже в одном образце. Так на фиг. 163 виден переход от песчаных лагунных отложений с неправильно-горизонтальной слоистостью в алевритовые обогащенные органическим материалом отложения застойных водоемов с комковатой неслоистой текстурой.

Итак, комковатая, пятнистая текстура болотных отложений может быть как первичной, седиментационной (застойных водоемов), так и диагенетической (фация подпочвы). Иногда провести границу между седиментационной и диагенетической текстурой в болотных отложениях чрезвычайно трудно.

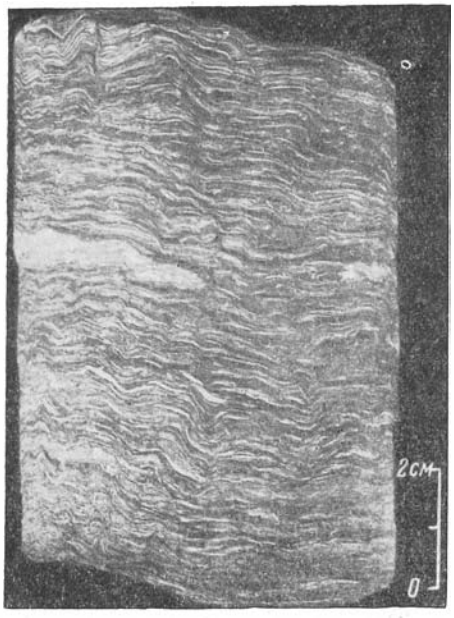
Фиг. 157. Неслоистая комковатая текстура болотных отложений (фация «подпочвы»), образовавшаяся в результате изменения первичной текстуры. Порода зеленовато-серая. Видны многочисленные беспорядочно расположенные конкреции сидерита, очевидно, развившиеся по корневым остаткам, и мелкие обугленные остатки корешков. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 158. Комковатая текстура болотных отложений в мелкозернистом алевролите. Почва угольного пласта — «кучерявчик». Видны многочисленные следы корней. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

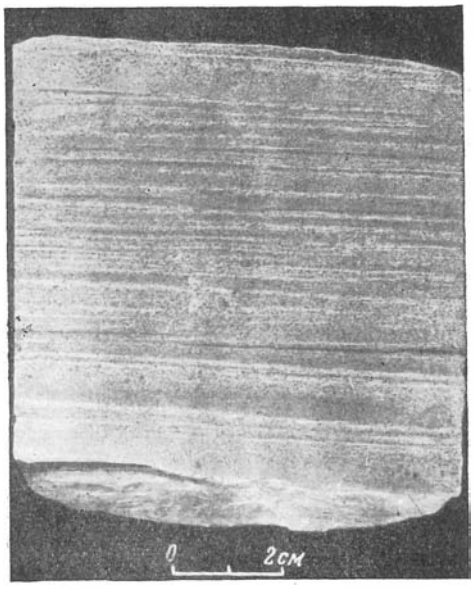
Фиг. 159. Неслоистая пятнистая («облачная») текстура отложений застойного водоема (по-видимому, первичная). Алевролит темно-серый, крупнозернистый. Донбасс, средний, карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 160. Неслоистая пятнистая («облачная») текстура отложений застойного водоема (по-видимому, первичная). Углистый мелкозернистый песчаник, темно-серый. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л.Н. Ботвинкиной).



Фиг. 161. Листоватая известково-углистая порода. Тонкое переслаивание витрена (черное) с кальцитом (белое). Отложения болотно-озерные. Изогнутость слойков диагенетического происхождения. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 162. Правильная горизонтальная слоистость в прослое озерных отложений среди отложений застойных водоемов. Отчетливо видно пачечное строение. Мощность пачек около 1 см, мощность слойков — доли миллиметра. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 163. Постепенный переход в мелкозернистом лагунном песчанике от неясной неправильно-горизонтальной текстуры (внизу) в почти неслоистую и выше в комковатую текстуру алевритовых отложений застойного водоема. Виден неровный контакт и следы корневой системы. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Надо думать, что текстура болотных отложений разного рода, столь тесно связанная с наличием органических остатков и часто являющаяся органогенной, должна иметь свою специфику в зависимости от геологического возраста пород, что не отмечается для текстур иных фаций, образующихся преимущественно в результате действия физико-механических и химических факторов седиментации. Вопрос этот пока еще совершенно не изучен. Особенности текстуры углей, как пород, образовавшихся из осадков торфяных болот, описаны ниже (см. гл. XIII). Здесь мы повторим только, что по форме слоистость осадков торфяных болот преимущественно неправильно-горизонтальная, неравномерная. Часто она бывает выражена только в слоеватости, обусловленной ориентированным расположением ее удлиненных компонентов породы. Для углей вообще характерна диагенетическая слоистость.

Еще раз следует подчеркнуть, что в органическом материале болотных отложений слоистость всегда будет либо горизонтальной, либо слоистостью заполнения и облекания, наличие же слоистости, формируемой перераспределением материала (в частности — косой), возможно только при существовании течений, т. е. тогда, когда нарушается нормальная болотная седиментация и появляются иные фациальные условия. При этом, как правило, отмечается примесь в органогенном материале большего или меньшего количества материала кластогенного.

Текстурные особенности «подпочвы» как своеобразной болотной фации имеют большое диагностическое значение, так как в ряде случаев растительные остатки, полностью разлагаясь, не образуют углистых прослоев, в то же время текстура подпочвы указывает на временное заболачивание (т. е. появление континентальных условий). Такие текстуры, по-видимому, наблюдаются в некоторых нефтеносных толщах. С другой стороны, хорошо выделяющиеся горизонты подпочвы могут служить маркирующими при корреляции разрезов методами как фациального, так, тем более, и фациально-циклического анализа. Сходные текстуры присущи красноцветным почвам и подпочвам аридных областей.

4. СЛОИСТОСТЬ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Хорошо изучен комплекс ледниковых четвертичных отложений, а также отложений современных ледников. Однако текстурам осадков этого комплекса (за исключением ленточных глин) не было уделено достаточного внимания. А между тем изучение не только морфологии, но и деталей текстуры всех видов ледниковых образований может, с одной стороны, способствовать уточнению их генезиса (например, озов, камов и др.), а с другой стороны,— и это еще более важно,— установить существенные признаки для распознавания ледникового комплекса в ископаемых древних отложениях. Для изучения слоистости в единой генетической группе ледниковых отложений должны быть выделены две подгруппы: слоистость ледниковых образований, обусловленная текучими водами, и слоистость (или неслоистая текстура) осадков, оставляемых на месте тающими ледниками (морены). Кроме того, в этом же разделе мы кратко упомянем о слоистости самих ледников, а также о слоистости снежников.

Слоистость ледниковых образований, связанных с текучими водами

Слоистость флювиогляциальных и зандровых отложений

Под флювиогляциальными отложениями понимают образования, возникающие в результате осаждения водами, текущими из тающего ледника. Талые воды вытекают из-под ледника в виде рек и мелких ручейков вдоль всего его края; если перед ледником расположена равнина,

то конусы выноса сети потоков, сливаясь, образуют песчаное поле, или зандры.

У вершины зандровых конусов материал настолько грубый, что слоистость едва заметна. Согласно С. А. Яковлеву, «в области зандрового поля слоистость несколько яснее, но в результате того, что воды текли местами по всему полю в виде мелких, постоянно блуждающих протоков, которые часто иссякали, а местами собирались в более крупные русла, переходы между величиной зерна отложений и степенью слоистости очень часты и резки; поэтому такой правильной слоистости, как в нормальных речных осадках, в зандрах не наблюдается» (1954, стр. 164). Иногда слоистость даже отсутствует. Флювиогляциальные воды выносят из-подо льда материал различной крупности — от гравия и гальки до ила и глины. С удалением от ледника зандры сменяются песчано-глинистыми флювиогляциальными отложениями. Формирование зандров объясняется чередованием усиления и ослабления интенсивности работы воды в зависимости от ритмических изменений климатических условий.

А. Р. Бурачек (1955) указывает, что флювиогляциальные отложения образуют единый генетический ряд от мореноподобного флювиогляциального галечника до галечников и песков, не отличимых от типичных аллювиальных.

В зандрах на территории Польши, в районах городов Косьцежин, Бытув и Быдгощ, Евтухович (Jewtuchowicz, 1953—1954) определил изменение углов падения косых слойков в пределах 4—18°. По мере удаления от конечных морен средний угол падения слойков уменьшается, а округленность и сферичность песчаных зерен увеличиваются.

Длинные оси валунов в зандровых отложениях располагаются параллельно направлению течения, но существование ручьев различного направления и меандрирование потоков обусловливают различную ориентировку валунов.

В. А. Даргевич (1951) многочисленными определениями ориентировки галек во флювиогляциальных отложениях Ленинградской области показала, что во флювиогляциальных галечниках встречаются все способы ориентировки галек; в озах и камах намечаются два основных типа ориентировки (о чем мы скажем ниже, в следующем разделе).

Слоистость флювиогляциальных песков была отмечена в упоминавшейся выше статье А. С. Корженевской и О. Н. Бахваловой (1940). В двухметровой толще песков, подстилающих морену, слоистость определяется по различию механического состава слойков (фиг. 164). В кровле и почве косослоистых серий наблюдается несогласие наслоения, особенно резкое в кровле. Слойки параллельны и прямолинейны, падают в одну сторону под углом 20°. Сортировка в косослоистых сериях грубая, зерна угловатые, с окатанными краями. В горизонтально-слоистых сериях песок более мелкий, чем в косослоистых. В других случаях указывается мощность косослоистых серий до 1 м, причем в основании лежит прослой галек и валунов. Эту слоистость авторы считают слоистостью периодических потоков, образующихся в результате сезонного таяния ледника.

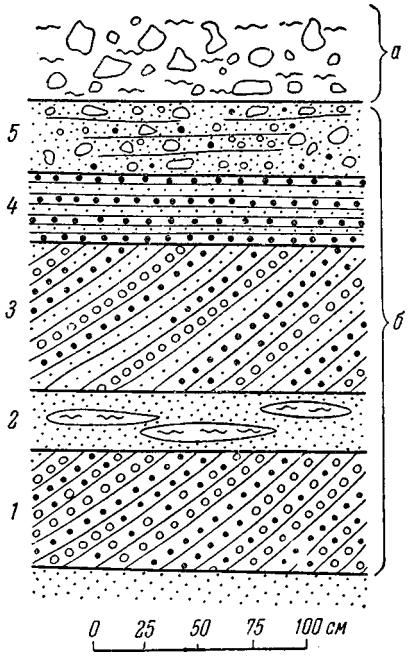
Несмотря на многочисленные наблюдения над флювиогляциальными отложениями, детальных описаний их слоистости нет, очевидно в связи с тем, что у геологов-четвертичников генезис этих отложений, установленный по ряду других, в первую очередь — морфологических признаков, не вызывает сомнений. Между тем для геологов, имеющих дело с ископаемыми толщами, часто бывает существенно важным определить, является ли данный осадок отложением нормального речного аллювия, или же это флювиогляциальные отложения.

В связи с этим мною были изучены особенности и детали строения косой слоистости флювиогляциальных отложений, вскрытых в ряде карьеров в Тульской и Калужской областях. Наиболее полно была изучена

слоистость в больших песчано-гравийных карьерах близ ст. Суходрев, у дер. Михеево.

Исследования показали, что слоистость флювиогляциальных отложений не однородна, а представляет сложный комплекс чередования различных типов слоистости, преимущественно крупной косой, горизонтальной и волнистой или косоволнистой слоистости ряби течений, причем каждый из этих типов имеет свои специфические особенности, отличающие его от аналогичных типов, образующихся в иных фациальных обстановках. Кроме того, для данной обстановки, по-видимому, характерно наслоение разных порядков, особенно хорошо заметное при чередовании материала, резко различного по гранулометрическому составу.

На фиг. 165 дана зарисовка обнажения в стенке гравийного карьера в 1,5 км к югу от ст. Суходрев. В верхней бровке уступа с двух сторон (параллельно друг другу) обнажается (около 1 м в высоту) крупная сложная косонаслоенная серия, представляющая чередование прослоев гравия (с примесью галечного материала) и серий песчано-алевритовых слойков. Сортировка гравийных прослоев очень плохая: размер зерен — от мелкозернистого песка до гальки (до 5 см в диаметре и более). Состав очень разнообразен: галька гранита и других изверженных пород, кремневая, кристаллических сланцев, кварца и др. В некоторых прослоях (например, слой 7, фиг. 165) видна приуроченность более грубого материала к средней части, а иногда к верхней (слой 5). Внутренней слоистости (слойчатости) в этих прослоях не видно. Однако на противоположной, параллельной стенке карьера, где обнажается та же серия, слабо заметно косослойчатое строение грубозернистых прослоев.



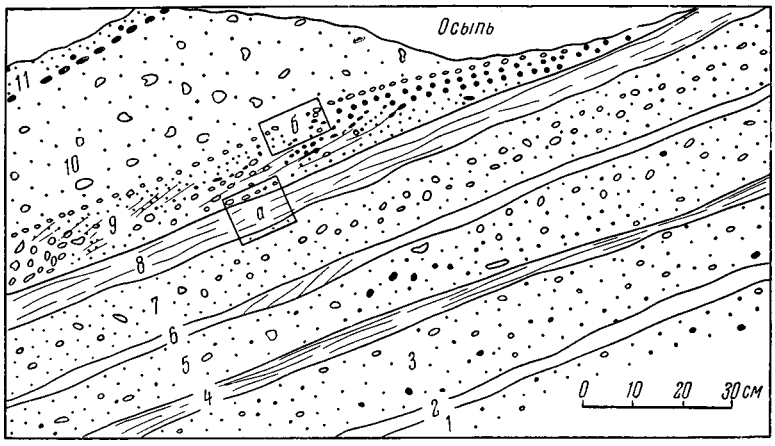
Фиг. 164. Косая слоистость в ледниковых отложениях. (По Корженевской и Бахвал овой, 1940)

а — морена; *б* — предморенные пески; *1* — серия косых слойков (0.3 м) крупнозернистого, хорошо окатанного темно-бурого песка; *2* — мелкозернистый, хорошо отсортированный белый песок с прослойками глины; *3* — косослоистый желтый среднезернистый песок; *4* — желтый горизонтально-слоистый песок; *5* — серый мелкозернистый песок с гравием и гранитными гальками

Строение тонкозернистых серий показано на детали *а* (фиг. 166): они представляют собой чередование слойков белого среднезернистого песка с буроватыми слойками мелкозернистого песка или алеврита. В середине серии проходит от одного до трех тонких прослойков глины, мощностью около 1 мм. На противоположной стенке эти тонкозернистые серии почти исчезают, что говорит об их невыдержанности в пространстве.

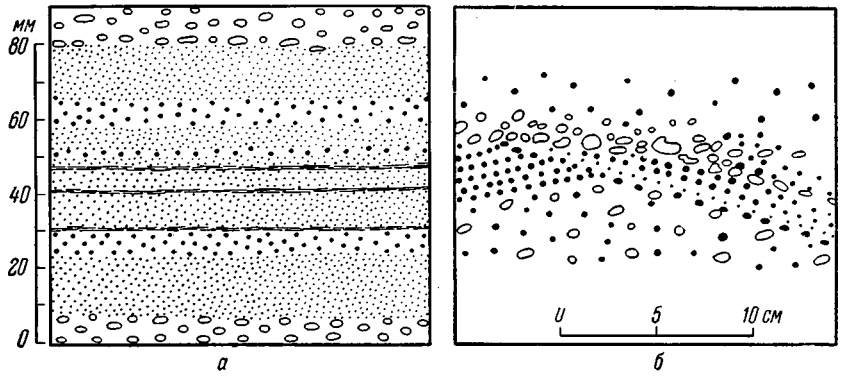
Таким образом, здесь, очевидно, имеется плохо выраженная сложная диагональная слоистость — чередование косослоистых и параллельнослоистых серий. И те и другие занимают наклонное положение, форма их несколько изогнутая: угол наклона границ серий в средней части обнажения — 25°, кверху он выполаживается до 20°, книзу — до 12°.

Гравийно-песчаные прослои, очевидно, являются отложениями временных ледниковых потоков, а алеврито-песчаные — озерными. В последних в одном месте был встречен тонкий прослой торфа. Выше по раз-



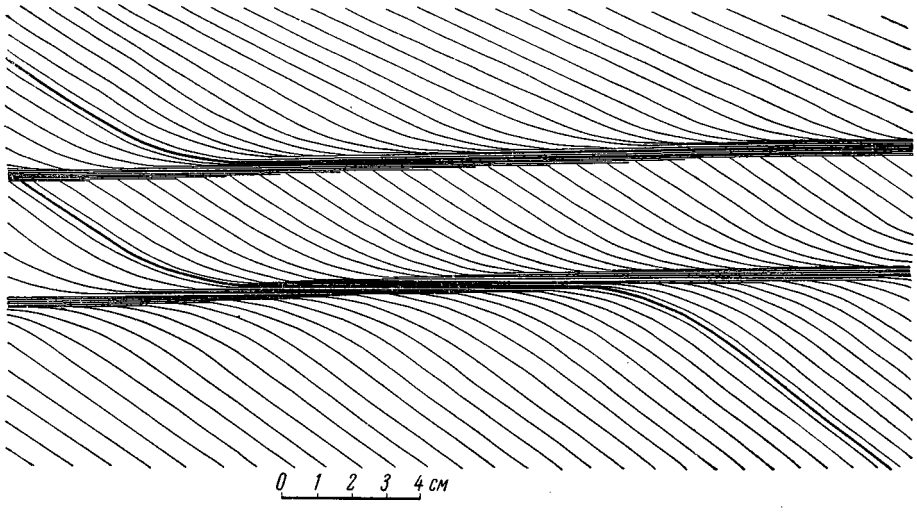
Фиг. 165. Сложная слоистость во флювиогляциальных отложениях.

1—11 — слои; *а* и *б* — участки, зарисованные в крупном масштабе на фиг. 166. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



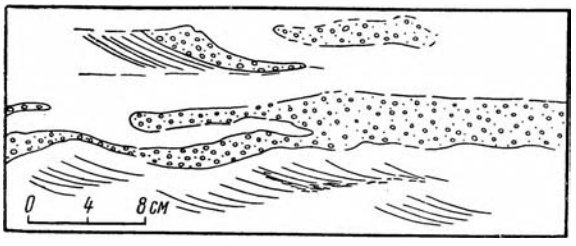
Фиг. 166. Детали строения слоев, показанных на фиг. 165.

а — слой *8*; *б* — слои *9* и *10* (зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 167. Тонкая волнистая слоистость ряби течения во флювиогляциальных отложениях (в мелкозернистом песке). Жирной линией очерчен один из слойков, чтобы показать его форму. Мощность слойков несколько увеличена. Карьер вблизи ст. Суходрев. (Рисунок Л. Н. Ботвинкиной)

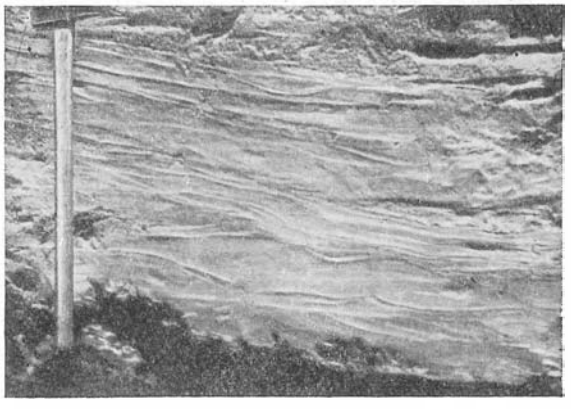
резу с некоторым интервалом залегает сложно построенная толща мелкозернистого алевритистого песка с прослоями песка крупнозернистого. В основании ее, на гравийнике, описанном выше, лежит серия буровато-серого мелкозернистого песка с тончайшей слоистостью ряби течения — волнистой мелкой, параллельной или слабо срезанной, вогнуто-выпуклой,



Фиг. 168. Форма линз гравия с мелкой галькой (до 0,5—0,7 см) среди мелкозернистого песка с тонким рисунком слоистости. Флювиогляциальные отложения. (Рисунок Л. Н. Ботвинкиной)

несимметричной (фиг. 167). Рябь наклонная, причем ее длинная сторона занимает почти горизонтальное положение, так что получающийся рисунок слоистости выглядит как комбинация слоистости горизонтальной и косой (см. гл. V) и при поверхностном наблюдении даже производит впечатление диагональной.

Слоистость эта проявляется послойной примесью несколько более крупных зерен и, в небольшом количестве, темноцветных минералов. Более грубый материал располагается по склону крутонаклонных слойков,

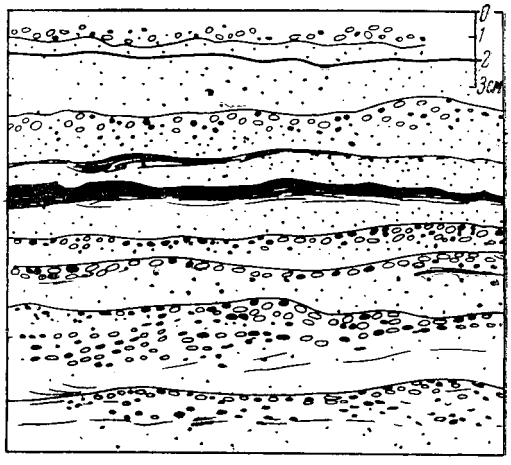


Фиг. 169. Линзы грубозернистого материала среди мелкозернистого песка с тонкой волнистой слоистостью ряби (гребешки ряби подчеркнуты налетом глины). Флювиогляциальные отложения. Карьер близ дер. Михеево. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

в пологих слойках он становится значительно тоньше, и поэтому каждый слоек сильно уменьшается в мощности — от 1—2 мм на крутом склоне до долей миллиметра на пологом склоне ряби. Это еще более усиливает асимметричность и срезание ряби.

Выше такой группы серий залегает другая группа волнистой слоистости, с чрезвычайно правильным и тонким рисунком, того же масштаба, но сильно смещенной, неправильной, переходящей в косоволнистую. Длина волн 10—15 см; высота ряби 1,5—2,5 см; индекс ряби 7—10; $дп : дк$ — около 2.

Часто встречаются тонкие прослойки (от 1 мм до 1 см) глины, бурой или белой (каолиновой), которые подчеркивают границы серий (см. фиг. 57, *А*). Местами встречаются линзы грубозернистого и сильно разнозернистого песчано-гравийного материала. Выше по разрезу увеличиваются количество и размеры линз гравия неправильной расщепляющейся формы (фиг. 168). Длина их более 1 м, мощность 5—10 см. Такое сочетание тонкого рисунка ряби с линзами грубозернистого материала мною не наблюдалось ни в каких других отложениях, кроме флювиогляциальных.



Фиг. 170. Строение слойков в грубозернистом слое флювиогляциальных отложений. Обнажение близ ст. Суходрев. (Рисунок Л. Н. Ботвинкиной)

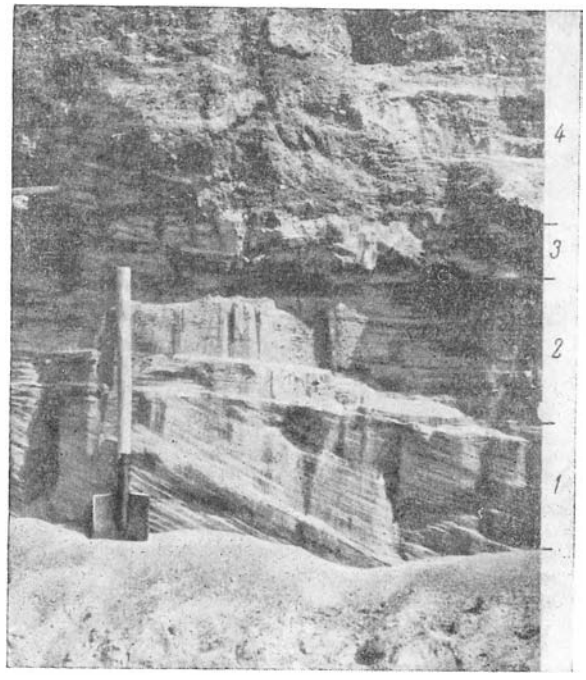
Также, по-видимому, характерно только для этого типа осадков частое переслаивание очень грубого валунно-галечного материала с тонким алевритовым и с прослоями чистой глины (фиг. 169). В другом месте, в обнажении близ ст. Суходрев, удалось просмотреть строение слойков в крупнозернистых песчаных слоях (фиг. 170) неправильно-параллельно наслоенных. Мощность слойков 2—3 см. Погрубение материала возрастает в верхней части слоя (обратная сортировка). К верхней же части приурочено и вторичное ожелезнение. Не исключена возможность, что такое строение слойков вызвано периодической эоловой обработкой поверхности осадка (см. гл. VII) и выдуванием более тонкозернистого материала.

В 1 км к северу от ст. Суходрев в большом карьере был описан разрез флювиогляциальных отложений мощностью около 5 м и разобраны особенности каждого типа слоистости. В нижней части разреза видны две серии крупной косой слоистости мощностью до 50—60 см (фиг. 171). Слоистость слабо срезанная, прямолинейная, определяется по небольшому изменению гранулометрического состава слойков (причем более грубый материал находится в верхней части слойка) и по послойному включению крупного, галечного материала. Слойки в сериях параллельные, средние (мощность их 0,5—1,5 см, обычно около 1 см). Каждый косой слоек изменяется снизу вверх по нормали от мелкозернистого песка с примесью алеврита до среднезернистого, с примесью крупных зерен, песка и гравия (до 2—3 мм).

Сортировка в слойках очень плохая, наряду с алевритом присутствуют песчаные зерна всех размеров, только в разных соотношениях. Рисунок слоистости очень выдержан. Угол наклона слойков 25—27°.

В верхней части серий материал грубеет и появляется мелкая

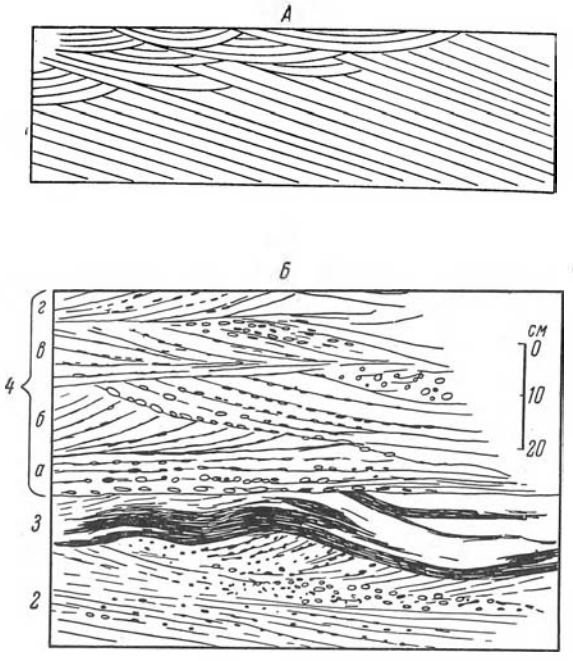
перекрестная волнистая мульдообразная несимметричная слоистость, как-то неуловимо переходящая вниз в косую (фиг. 171, 172, *А*). Обе серии имеют аналогичное строение, но верхняя несколько более грубозерниста, с послойным отложением мелкой гальки, количество которой также возрастает кверху. Серийные швы отчетливые, выдержанные, прямые, несколько наклонены в сторону падения слойков.



Фиг. 171. Слоистость в флювиогляциальных отложениях. Внизу две налегающие друг на друга крупные косослоистые серии во флювиогляциальных песках (*1* и *2*). Слева от лопаты виден переход нижней косослоистой серии в группу волнистослоистых (см. фиг. 172, *А*). Верхняя часть разреза (*4*) сложена более грубозернистыми отложениями с перекрестной разнонаправленной косой слоистостью (см. фиг. 172, *Б*). Карьер близ ст. Суходрев. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

Две косослоистые серии, показанные на фиг. 171, перекрываются неотчетливо-волнисто-слоистой серией песчанистого крупнозернистого алеврита с примесью алеврита мелкозернистого (особенно в нижней части). Выше с резким контактом налегает группа менее мощных серий косой слоистости (10—20 см), резко перекрестной, вогнутой, разнонаправленной. Слагающий их материал — крупнозернистый песок и гравий с примесью гальки (см. фиг. 171, 172). Перекрывается эта слоистая толща слоем мощностью около 3 м, представленным беспорядочным чередованием грубого галечника с валунами и глин, не имеющих внутренней слойчатости (очевидно, моренных).

Таким образом, здесь наблюдается устойчивая обратная сортировка разных порядков: материал грубеет в верхней части слойков, в верхних частях серий и, наконец, во всей толще он также грубеет снизу вверх от серии к серии. В другом борту того же карьера отмечено несколько крупных косослоистых серий, налегающих друг на друга; на границах серий (по серийным швам) видны тонкие (1—2 см), но выдержанные прослои



Фиг. 172. Детали слоистости к фиг. 171

А — характер перехода крупной косослоистой серии в волнистую мульдообразную; *Б* — косая перекрестная слоистость во флювиогляциальных песчано-гравийных отложениях. Серия *2* отвечает второй косослоистой серии фиг. 171; серия *3* — алеврит с неотчетливой волнистой слоистостью; *4* — группа серий: *а* — гравий, *б* — песок крупнозернистый с гравием, *в* — песок среднезернистый с отдельными линзами гравия, *г* — песок крупнозернистый с гравием и галькой. Контакт между *3* (серией) и *4* (группой серий)—резкий, прямой.

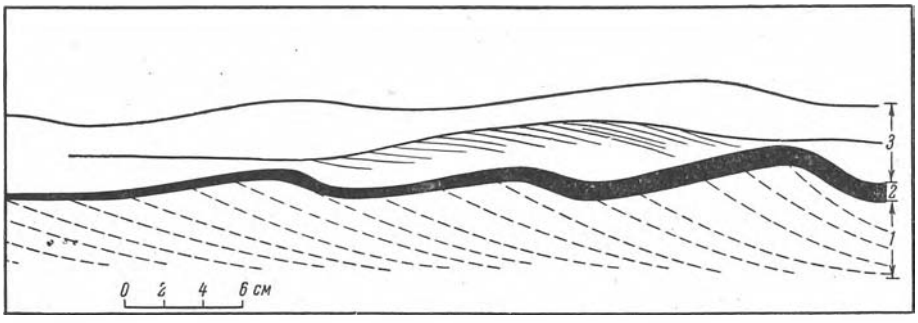
(Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 173. Флювиогляциальные отложения. Карьер близ ст. Суходрев. Внизу справа ясно видны перекрестные косослоистые серии, так как слоистость подчеркнута скоплением по слойкам зерен темноцветных минералов Выше — тот же тип слоистости, но слоистость почти не видна в однородном песке. Еще выше (на уровне лопаты) — слоистость косоволнистая. Хорошо видны периодически запечатываемые глиной гребешки ряби.

(Фото Л. Н. Ботвинкиной)

глины или алеврита, резко отличающиеся от средне- и крупнозернистого песчаного материала косослоистых серий.

В других местах были видны косослоистые серии более мелкие (мощность их 7—20 см, т. е. на грани крупной и мелкой), резко перекрестные, разнонаправленные, с углом падения слойков 18—20°. Слойки в сериях параллельные, тонкие, заметные очень неотчетливо — по слабому различию в гранулометрическом составе только на обсохшей и слегка обдутой ветром поверхности обнажения. В сыром песке слоистость не видна. Лишь иногда слоистость выявляется послойной концентрацией темноцветных зерен песка (фиг. 173). Основание нижней серии подчеркивается местами цепочкой мелких галек. В группе таких серий мощность их убывает снизу вверх.



Фиг. 174. Запечатывание алевритом валиков ряби в грубозернистом песке с гравием. Длина и высота волн изменяются, но индекс ряби устойчиво выдерживается в пределах 7—9. Соотношение масштабов горизонтального к вертикальному равно 1 : 2.

1 — песок грубозернистый, гравийный; *2* — алеврит бурый, мелкозернистый; *3* — алеврит крупнозернистый с прослоем мелкозернистого. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

Иногда косая слоистость переходит в косоволнистую, смещенную, вогнуто-выпуклую, однонаправленную. Серийные швы имеют асимметрично-волнистую форму ряби течения, подчеркиваемую иногда глинистым налетом, который как бы «запечатывает» гребешки ряби (фиг. 174).

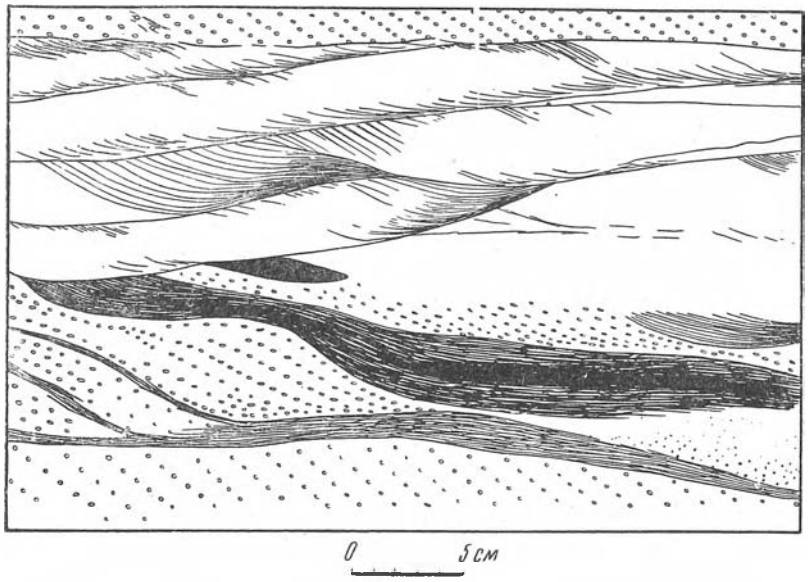
Группы серий с описанной косой слоистостью чередуются с группами волнисто-слоистых серий, сложенных песчано-алевритовым материалом, иногда с преобладанием средне- и даже крупнозернистого песка. Размер ряби изменяется довольно сильно, длина ее колеблется большей частью от 10—12 до 50 см и более. Однако индекс ряби (отношение длины к высоте) очень устойчив, независимо от величины ряби он изменяется в пределах 7—9 (фиг. 174). Отдельные серии ряби подчеркиваются периодическим отложением более тонкозернистого материала на поверхности ряби. На поверхности обнажения это создает гребешки, отчетливо показывающие волнисто-слоистый характер осадка.

В переходах от одного типа слоистости к другому не наблюдается такой закономерной последовательности, как это отмечалось для речных отложений. Так, косая слоистость грубозернистого песка сменяется вверху косоволнистой смещенной слоистостью ряби в том же материале, но с появлением неправильной формы линз алеврита или глин (фиг. 175). Затем тот же тип волнистой слоистости, только немного меньшего масштаба, продолжается в значительно более тонкозернистом материале (алеврит + + мелкозернистый песок). Подчеркивается слоистость тонким послойным налетом алеврита мелкозернистого, отлагающегося в местах выполаживания слойков у верхней и нижней части склона валиков ряби. Сильное смещение валиков ряби и устойчивость направления ряби во флювиогляци-

альном осадке создает впечатление ряда мелких косослоистых серий с s-образной формой слойков. Эта серия выше опять перекрывается грубозернистым косослоистым песчано-гравийным осадком.

Таким образом, кроме отмеченных выше особенностей слоистости флювиогляциальных отложений, можно указать еще следующие:

1. В крупных косослоистых сериях наблюдаются тонкая и даже очень тонкая внутренняя слойчатость (мощность слойков менее 1 мм) и мелкозернистый состав песка, а наряду с этим — послойные отложения галек размером до 2—3 см (например, верхняя косослоистая серия на фиг. 171).



Фиг. 175. Флювиогляциальные отложения. Карьер близ ст. Суходрев. Независимость структуры и текстуры: внизу в грубозернистом песке крупная косая слоистость сменяется косоволнистой. Последний тип сохраняется и выше, несмотря на то, что порода изменяется и представлена более тонкозернистым материалом (мелкозернистый песок или алеврит, слоистость показана штрихами). (Рисунок Л. Н. Ботвинкиной)

2. Крупные (более 0,5 м) косослоистые серии выклиниваются на расстоянии 10—20 м.

3. Одна и та же волнистая текстура ряби отмечается в граничащих друг с другом слоях, сложенных резко различным по механическому составу материалом (фиг. 175). В то же время в близких по составу материала смежных слоях текстура резко изменяется.

4. Рябь течения в более тонкозернистом осадке образует правильные параллельные серии вследствие выпадения слойков длинного валика ряби. При сохранении их получается специфический рисунок слоистости — комбинация косой и горизонтальной.

5. Крупная косая слоистость сложена тонкими параллельными слойками, лишь слегка выполаживающимися внизу.

6. Характерно наличие неправильных линз грубого материала в тонком и тонкого — в грубом.

7. Часто поверхность ряби «запечатывается» илистым осадком.

8. Чередование типов слоистости, так же как и материала разной грубости зерен, довольно беспорядочное. В ряде случаев отмечается многостепенная обратная сортировка материала.

В описанных нами отложениях большого карьера близ ст. Суходрев

крупные косослоистые серии, очевидно, формировались при накоплении осадка в руслах крупных потоков речного типа. Мелкую косую слоистость образовывали мелкие струи и ручьи, вытекавшие из-под ледника и часто менявшие направление, что придавало косой слоистости перекрестный характер. Наконец, прослои более тонкозернистого песка с текстурой и слоистостью ряби формировались слабыми течениями плоскостного потока в периоды ослабления таяния ледника.

Возможно, что чередование этих текстурных и структурных типов осадка, кажущееся на первый взгляд беспорядочным, при прослеживании их на площади и в разрезе позволит выявить определенную закономерность в их появлении, связанную с периодическими климатическими изменениями разного масштаба. В разрезе карьера близ ст. Суходрев грубо намечалось два таких цикла с общей тенденцией к изменению текстуры — от крупной косой слоистости, через мелкую косую, до ряби, однако проследить их на площади нам не удалось.

Слоистость озов и камов

Озы представляют собой длинные узкие гряды, сложенные слоистыми песками, гравием и галечниками. Они похожи на узкую железнодорожную насыпь с острым гребнем (ширина 2—5 м) и крутыми склонами (30—40°). Высота их изменчива, достигает десятков метров, протяжение их до 10—20 км и более (фиг. 176 и 177). Озы разделяются на радиальные и маргинальные. Первые вытянуты по направлению движения ледника, маргинальные же — перпендикулярно этому направлению и параллельно бывшему краю ледника. Маргинальные озы шире и выше радиальных, они имеют асимметричные склоны, а состав отложений в них изменяется от одного конца до другого. Для них характерно наличие на поверхности замкнутых воронкообразных котловин.

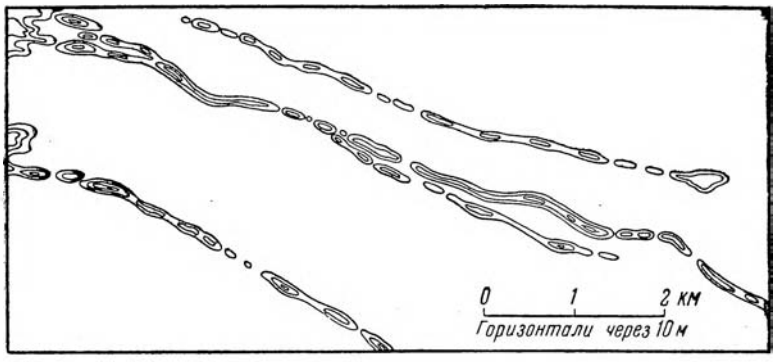
Существует несколько гипотез о происхождении озов. По де Геру (ледниковая гипотеза), озы образованы дельтовыми выносами подледниковых потоков. Радиальные озы возникали при движении ледника, когда дельтовые выносы, отступая вслед за тающим ледником, вытягивались в виде гряд. Маргинальные, или поперечные озы образовывались при стационарном положении ледника, в результате слияния у его конца дельтовых выносов подледниковых потоков.

Антевс (Antevs, 1930) примерно так же объясняет образование озовых гряд — как результат выноса материала в пресноводный водоем при последовательном отступании края ледника (фиг. 178).

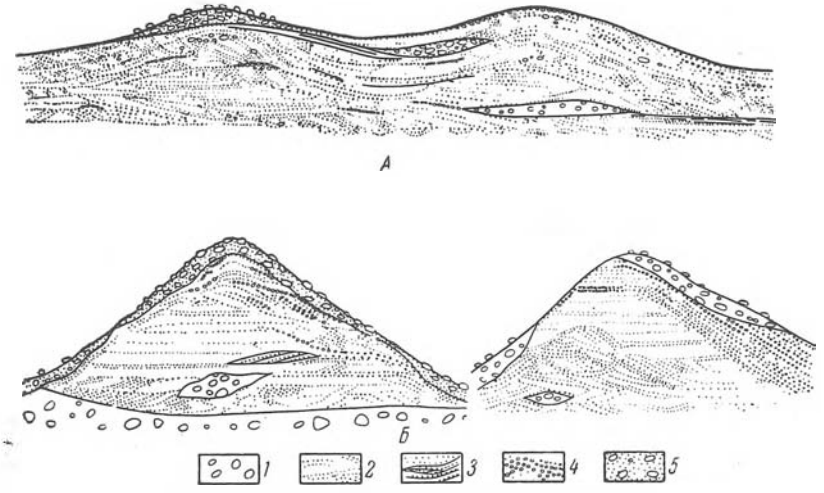
Согласно «туннельной» гипотезе (Гуммеля), озовые гряды являются результатом заполнения флювиогляциональным материалом внутриледниковых и подледниковых туннелей, выступающих в виде оза после таяния льда. Такие образования наблюдались в современных ледниках. Однако эта гипотеза может объяснить либо образование озов в мертвом льде, либо образование коротких озов движущегося ледника.

Русловая гипотеза (Гольста) объясняет образование озов путем отложения флювиогляциальных осадков в открытых руслах надледниковых потоков, особенно на поверхности отмирающего, неподвижного льда (или внутри ледника). После таяния льда осевший в руслах осадочный материал образует извилистую сеть озов.

На фиг. 177 показана (по С. В. Эпштейну, 1957) слоистость озов. К сожалению, автор не указывает, в каком типе оза отмечена эта слоистость (очевидно, в радиальном?). Судя по приведенному рисунку, слоистость в продольном разрезе оза косая, крупная, непараллельная. изогнутая, вогнутая или выпуклая, однонаправленная, обусловлена изменением гранулометрического состава слойков. Слойки в сериях сходящиеся (подстилающие); угол наклона резко изменчив.

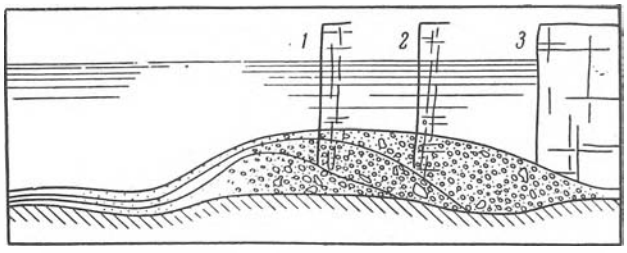


Фиг. 176. Радиальные озы в плане. (По Эпштейну. 1957)



Фиг. 177. Продольный (*А*) и поперечный (*Б*) разрезы озов

1 — морена (валунный суглинок); *2* — слоистый песок; *3* — гравий; *4* — галечник; *5* — валунный песок, (По Эпштейну, 1957)



Фиг. 178. Способ образования флювиогляциальных отложений (озового гравия, песка, алеврита и ленточной глины) в пресной воде при отступающем фронте ледника в течение трех последовательных лет

1, 2, 3 — последовательное положение фронта ледника за три года. (По Antevs, 1930₂)

В поперечном разрезе оза видны участки с различными типами слоистости — косой (описанного выше характера), горизонтальной; иногда слоистость, по-видимому, наклонная, обусловленная облеканием слойками вершины и одного склона поверхности оза (правый оз на фиг. 177, *Б*).

По одному рисунку трудно, конечно, судить об условиях образования слоистости, однако совершенно очевидно, что детальное исследование характера слоистости озовых гряд может оказать большую помощь при решении вопроса об их происхождении. В частности, для слоистости, показанной на фиг. 177 как типичной для озов, вряд ли можно допустить ледниково-дельтовую гипотезу Геера, так как в этом случае в разрезе дельтового конуса должна была бы наблюдаться резко перекрестная разнонаправленная слоистость. Судя по текстуре, я считаю наиболее правильной русловую гипотезу, однако решить этот вопрос можно только после детального исследования внутренней текстуры различных типов озов и сравнения их друг с другом.

На основании замеров косой слоистости и ориентировки галек в озах В. А. Даргевич (1951, стр. 6) было отмечено следующее: 1) наклоны косой слоистости в галечниках выдержаны в определенном направлении и часто образуют крутые углы — свыше 20—25°; 2) в близко расположенных участках одного горизонта встречаются галечники с преобладающим направлением галек в противоположные стороны; 3) наклоны галек и косой слоистости в пологослоистых сериях (до 20—25°) направлены в противоположные стороны, а в сериях с крутым углом падения слойков (более 25—35°) — в одну сторону; 4) в озовых галечниках преобладает продольное расположение большинства галек, с наклоном их по направлению движения, за исключением галек в горизонтально лежащих или полого наклоненных слоях; 5) направление наклонов большинства галек и ориентировка удлинения вмещающего их холма или гряды совпадают. Эти интересные данные обязательно должны быть увязаны с наблюдениями над характером слоистости (а не только с углом наклона слойков).

К а м ы, по определению Чемберлина, представляют собой неправильно и беспорядочно расположенные холмы и увалы, разделенные друг от друга котловинами. Высота их колеблется от нескольких метров до 100 м. Камы состоят из пластов сортированного, сравнительно тонкозернистого материала — суглинков, супесей, песков, с примесью гравия и валунов. Иногда они бывают целиком галечниковые. Внутри платов отмечается всегда хорошо выраженная внутренняя слоистость (слойчатость), по определению С. А. Яковлева (1954, стр. 159),— «нормальная, косая, диагональная и выклинивающаяся». Слоистость не нарушается.

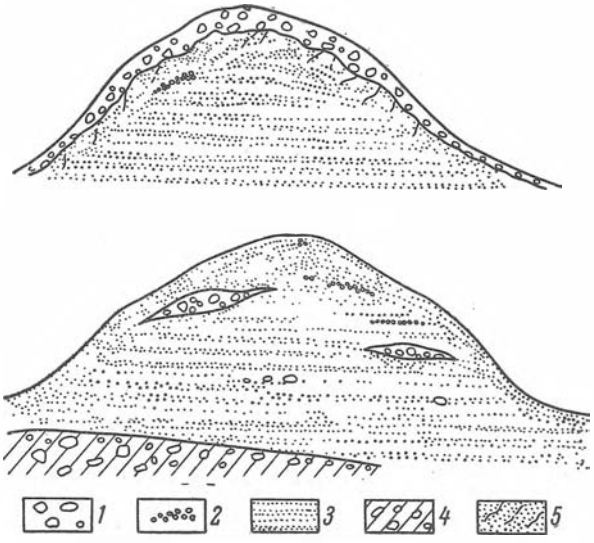
Обычно камы покрыты сверху тонким плащом (от 0,5 до 2 м) валунно-моренного материала. Иногда непосредственно под ним слоистость камов бывает смята. Выделяют два типа камов: 1) радиальные, встречающиеся совместно с радиальными озами (внутри пояса конечных морен), которые иногда рассматривают как особую форму озов, и 2) маргинальные, или краевые, развитые в краевой зоне ледника. По форме и строению эти два типа мало отличаются один от другого, только краевые озы больше по размеру.

По вопросу о происхождении камов также существует несколько гипотез, причем, по мнению С. А. Яковлева, все они «являются умозрительными, не подкрепляются фактическим материалом, так как образования камов у современных ледников еще никто не наблюдал» (1954, стр. 160).

Некоторые исследователи приписывают камам то же происхождение, что и озам. Другие считают, что камы возникли на дне моря или озера в результате подпора стоячей водой вод, вытекающих из ледника. Третьи считали камы отложением флювиогляциального материала под толщей шельфового льда, спускающегося в море. Приписывают камам и озер-

ное происхождение — как результат отложений в протаявших озерах, еще ограниченных берегами из мертвого льда. По другим представлениям, камы накапливались в подледниковых или внутриледниковых полостях.

Надо думать, что и в данном случае большую помощь для однозначного решения этого вопроса может оказать изучение внутренней слоистости камов разных типов. Судя по рисунку, приводимому во всех руководствах (Краткая инструкция..., 1940; Методическое руководство..., 1954; Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений, 1957, и др.), это озерные отложения, давшие горизонтальную слоистость (фиг. 179). Косая слоистость камов,



Фиг. 179. Текстура камов.

1 — оболочка кама (моренный чехол); *2* — галечник; *3* — озерные слоистые пески; *4* — основная морена; *5* — косослоистые и смятые пески.
(По Яковлеву, 1954)

очевидно, связана с отложениями небольших дельт мелких ручьев, впадавших в озеро. Смятие песков близ поверхности камов, по-видимому, следует связывать со стадией окончательного исчезновения ледника, когда обращенный выпуклой частью вниз осадок превращается в выпуклый холм. Беспорядочное расположение камов может указывать на существование сети связанных друг с другом озер и проталин, покрывавших когда-то ледник.

Правильная горизонтальная слоистость камов противоречит гипотезе об образовании камов текущей водой в подледных или внутриледниковых полостях и трещинах.

В. А. Даргевич (1949) следующим образом характеризует отложения Шапки-Кирсинских камов, слагающих обширную возвышенность с камовым рельефом.

В разрезах камов преобладают хорошо сортированные ясно слоистые пески; галечные горизонты быстро выклиниваются, зернистость отложений уменьшается к середине возвышенности. Песчано-галечные отложения фациально замещаются супесями, а затем — ленточными глинами. Масштаб косой слоистости обычно невелик, наклоны ее довольно пологи (не более 20—25°) и направлены в разные стороны. Наклоны галек и косой слоистости во вмещающих сериях направлены обычно в противопо-

ложные стороны. Направление наклонов большинства галек изменяется в пределах 180°, преобладания противоположных наклонов нет. Удлиненные гальки располагаются преимущественно поперек по отношению к движению среды, с наклоном против движения, реже встречается продольное и косое расположение. Преобладают наклоны галек к подножию более крутого склона камовой возвышенности, поперек ее простирания.

В. А. Даргевич считает, что образование Шапки-Кирсинских камов происходило во время длительной остановки ледника в приледниковом бассейне, в дельтах множества подледниковых потоков (очевидно и в данном случае происхождение их в основном озерное).

Текстуры образований, оставляемых ледником

Морена представляет собой накопление неотсортированного материала разного гранулометрического состава — от глины до валунов и глыб. Мощность этих накоплений различная.

Для всех моренных образований (морена донная, краевая и др.) характерно отсутствие слоистости и неслоистая неоднородная текстура. Слойчатость, иногда наблюдаемую в песчаном материале в морене, по-видимому, следует относить к прослоям флювиогляциальных осадков или к озерным осадкам.

А. И. Москвитин (1958) указывает, что краевые морены сложены слоистыми песчано-гравелистыми отложениями, чередующимися иногда с блоками донной морены. Текстура всей толщи морены бывает трубослоистой (но не слойчатой) в зависимости от полосчатого строения самого ледника и послойного передвижения в нем моренного материала (Яковлев, 1954). А. С. Рябченков (1954) отмечает двуслойность морены Донского ледникового языка: верхний слой — валунные супеси и суглинки (поверхностная морена), нижний — валунные суглинки и глины (донная морена). Эти слои, кроме разницы в слагающем их материале, различаются по цвету, а также по количеству, размеру и составу валунов. Местами в основной морене наблюдается ложная слоистость (С. А. Яковлев называет ее вторичной, что неправильно), напоминающая кливаж; она проходит под крутым углом к поверхности морены и обнаруживается в основном в зоне выветривания, а по направлению в глубь морены исчезает.

С. В. Яковлева (1955, 1957) считает, что строение морены выявляется ее пространственным расположением, так как лед несет валуны во взвешенном состоянии, и наименьшее сопротивление движению они оказывают в том случае, когда ориентированы длиной стороной по направлению движения. С. В. Яковлева подтвердила это исследованием ориентировки валунов в основных моренах. Она считает, что замеры осей валунов помогают решить многие спорные вопросы — о центрах зарождения ледников, путях их движения и др. Портман (Portmann, 1956) отмечает, что удлиненная ось валунов располагается по направлению движения ледника только в боковых (и, очевидно, в донных) моренах, в конечных же моренах она в большинстве случаев перпендикулярна этому движению, (непонятно — почему?).

Ископаемые моренные образования описываются в литературе как «валунная глина» (тилль) или, в метаморфизованных толщах,— тиллит (Наливкин, 1955, Colman и др.).

С моренами тесно связаны друмлины — холмы продолговато-овального очертания, длиной до нескольких сотен метров, шириной 100—150 м и высотой 5—25 м, сложенные моренным материалом. Форма друмлинов асимметричная, более крутой склон обращен навстречу движению ледника. В исскусственных обнажениях друмлинов (Virkkala, 1953) видно, что пласты тилля (валунной глины) лежат почти горизонтально в середине друмлина, а к краям загибаются вниз по склону с уменьше-

нием мощности. Пласты эти представлены чередованием крупнообломочного материала (10—35 см) и пограничных прослоев, мощность которых измеряется миллиметрами. В более толстых пограничных слоях наблюдается пластинчатость (очевидно, слойчатость). Образование этих слоев объясняется тем, что моренный материал в толще льда распространен неравномерно. Прослои более чистого льда движутся быстрее; обломочный материал, двигающийся под давлением льда, истирается и образует пластинчатую текстуру. При непрерывном течении ледника получается пластовое строение морены — с глинистыми прослоями. Дифференциация морены получается при большем содержании обломков в леднике. Именно этим Виркkала объясняет появление пластовой текстуры в друмлинах.

Купш (Kupsch, 1955) иначе рисует строение друмлинов висконсинского оледенения в Канаде: часть друмлина, обращенная к леднику, сложена слоистыми песками; далее идет «стена» валунов, образующая самую высокую часть друмлина, а затем — его длинная пологая часть, сложенная неотсортированным моренным материалом. Сверху друмлин может быть облечен тонким чехлом неслоистых отложений. Образование валунной «стены» и слоистых песков автор объясняет заполнением трещин. Затем эти отложения смерзались, текущий лед наталкивался на них и придавал им обтекаемую форму, а в другом конце откладывал неслоистую морену, образующую пологий склон друмлина.

Нам кажется, что вряд ли удачно объяснение формирования правильно-горизонтально-слоистого песка, образующего крутой склон друмлина, накоплением его в трещинах — расщелинах. Так образовывалась лишь валунная «стена», а слоистый песок, вероятно, отлагался в озерах, которые возникали в тающем леднике в результате подпора вод валунной стеной. Таким образом, образование друмлинов, имеющих строение, описанное Купшем, по-видимому, проходило три стадии — трещинную, озерную и моренную.

К ледниковому комплексу относятся также *отложения ледниковых озер*, имеющие ленточную слоистость, которая была описана выше.

Слоистость ледников и снежников. Ледниковые и снежные массивы имеют свою внутреннюю текстуру — и слоистую и слойчатую, и нам представляется интересным выяснить, какое влияние она оказывает на образуемые этими массивами породы. Слоистость ледников проявляется, после их таяния, в грубой слоистости морен (см. выше), иногда она бывает видна и в самом леднике. Что же касается снежников, то в них отмечается и слойчатость, выраженная в периодически образующихся прослойках обломочного материала. Так, например, в многолетних уплотненных снежниках на севере Сибири были обнаружены тонкие (до 5 см) периодические прослойки песка, ила и гравия. По ним, как по годичным кольцам, можно было установить возраст снежников. То же относится и к ископаемым льдам. При таянии такого снежника (или ледника) на месте его существования остается слойчатый (или слоеватый) осадок. Не исключена возможность образования таким способом некоторых ископаемых отложений.

Глава IX

СЛОИСТОСТЬ ДЕЛЬТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Подводная часть дельтовых отложений формируется в море (или другом водном бассейне), однако описание их текстур выделено в особую главу, так как на них сказывается влияние и суши и моря, воздействие ряда факторов обеих обстановок.

Дельтовый тип слоистости является, пожалуй, одним из наиболее известных еще с работ Джильберта (1899), Баррелла (1906), Кайзера (1923), в которых приведены изображения наслоения в дельте (см. фиг. 71). Согласно этой «классической» схеме, описываемой и во всех последующих руководствах и сводках, дельтовые отложения сложены тремя типами слоев: а) верхние, головные (top set beds) — наиболее грубозернистые, почти горизонтальные или слабонаклонные, параллельные, относительно маломощные; б) передовые или передние пласты (fore set beds) — косые, отлагающиеся на наклонном морском дне, уклон которых уменьшается к подошве, на переходе в нижние; в) нижние, или донные пласты (bottom set beds) — тонкозернистые, горизонтально-слоистые. Это разделение, сопровождаемое приведенными выше зарисовками, переходило из одной работы в другую как нечто совершенно бесспорное. Такое разделение было подтверждено и лабораторными опытами.

Однако при разборе слоистости дельтовых отложений как внутренней текстуры пород следует иметь в виду ряд обстоятельств, а именно:

1. Разнообразие дельтовой обстановки, в связи с чем следует строго разграничивать — говорим ли мы о дельте как о географическом понятии, или же о дельтовых осадках, т. е. собственно отложениях речных выносов только подводной части дельты.

2. Многообразие и сложность движений водной среды, в которой формируется подводная часть дельты.

3. Характер и уклон морского дна, на котором образуется дельта (они могут быть весьма различными), а также тектоническая обстановка (погружение или поднятие морского дна).

4. Масштаб явления — имеем ли мы дело с мощными дельтовыми отложениями, протягивающимися на десятки километров, или с маленькой озерной дельтой, или же, наконец, с дельтой, воспроизводимой экспериментально в лаборатории. Здесь еще следует учитывать фактор времени: формируется ли дельта в течение нескольких часов (в лаборатории) или же тысячелетиями.

5. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов на изображении наслоения в дельте. На рисунке, приводимом в работах Баррелла и других, вертикальный масштаб во много раз крупнее горизонтального, следовательно, углы наклона слоев сильно искажены.

6. Кроме того, строение подводной части дельты изменяется во времени под влиянием ряда физико-географических причин: изменения климата, изменений рельефа в области сноса, колебания уровня моря, появления морских течений и др.

Разберем эти пункты по порядку:

В дельтовой обстановке, в широком ее понимании, прежде всего следует различать надводную (т. е. континентальную) и подводную (т. е. бассейновую) части дельты. Надводная часть дельты, или субаэральная дельтовая равнина, представляет комплекс разнообразных фациальных условий: речные русла и прирусловые валы, озера и болота, песчаные дюны, перевеваемые ветром, заросшие растительностью плавни. В осадках этой равнины чередуются отложения различных фаций, вплоть до морских прослоев, отвечающих временным повышениям уровня моря. Соответственно и слоистость этих отложений будет весьма разнообразной, характеризующей то русловые пески, то озерные пески и глины, то тонкозернистые осадки зарастающих застойных водоемов, то прибрежное морское мелководье, а в целом — комплекс отложений верхней, надводной части дельты. Все эти фации могут переслаиваться друг с другом и с отложениями собственно подводной части дельты, давая в разрезе (особенно для областей погружений) пестрое чередование слоев и пластов разных пород, каждый из которых будет иметь свою внутреннюю слойчатую текстуру (фиг. 180).

Отложения подводной части дельты относятся в основном к одной фации — речных выносов, оседающих в водоеме без особого перераспределения внутри него и поэтому обладающих наиболее типичной для них слоистостью. Именно ее мы можем сравнивать в современных и в ископаемых дельтовых отложениях или пытаться экспериментально воспроизвести в лабораторных условиях. Однако при этом существенными оказываются перечисленные выше пункты 2, 3, 4 и 5.

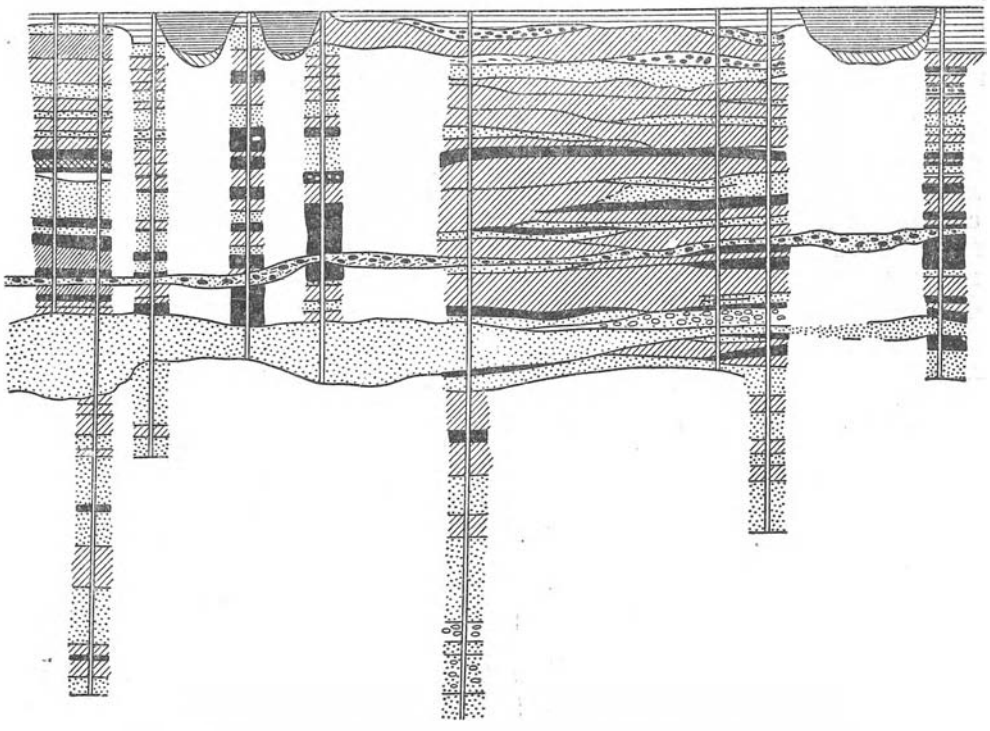
Слоистость в условиях формирования подводной части дельты обусловлена прежде всего разнообразием характера движения водной среды, а именно: с одной стороны — продолжение течения речного потока, разбивающегося в водоеме на ряд веерообразных направлений, а с другой стороны — прибрежные движения воды в самом водоеме (волнения, прибойные и прибереговые течения, иногда — слабые приливно-отливные), действующие в направлении либо к берегу и от берега, либо под каким-то углом к берегу и даже параллельно ему; часто и те и другие действуют одновременно. Слоистость оседающего материала формируется под воздействием результирующей всех этих движений. Обстановка накопления осадков усложняется еще флокуляцией и другими явлениями, обусловленными смешиванием пресной и соленой воды, имеющей разную плотность и несущей различную нагрузку.

Поэтому мы и не должны ожидать в крупном водоеме правильного, последовательно-параллельного наслоения, которое может быть получено только в лабораторных условиях, когда небольшой поток выносит песчаный материал и отлагает его на ровно наклоненном дне, в спокойной, неподвижной воде небольшого водоема.

Наконец, если взять «классическую» дельтовую слоистость, по Барреллу, и привести ее к нормальному соотношению масштабов 1:1, что необходимо для сопоставления с нормальными текстурами пород и их зарисовками, то получится весьма слабый уклон передовых слоев (минуты, редко — единицы градусов), и практически их залегание будет почти горизонтальным, весьма мало отличающимся от верхних и донных. При таком положении, конечно, недопустимо проводить аналогию (как это часто делают) между зарисовкой косослоистой серии, мощностью до 1 м, с косыми слойками, падающими под углом 20—30°, перекрываемой и подстилаемой горизонтально-слоистыми сериями, и схематическим

рисунком наслоения в дельте, где мощности пластов измеряются десятками метров, а истинные углы наклона — максимум единицами градусов.

Настоящая внутренняя слоистость пород, образовавшихся в дельтовой обстановке, освещена в имеющейся литературе весьма недостаточно; тем не менее некоторые выводы все же можно сделать.



Фиг. 180. Разрез дельты р. По, составленный по буровым скважинам.
(По Наливкину 1955)

Некоторые указания на характер дельтовой слоистости в современных отложениях имеются в работах американских геологов Джонсона (Johnson, 1922) — о дельте р. Фрезер, Сайкса (Sykes, 1938) и Мак-Ки (1939) — о дельте р. Колорадо, Рассела (R. J. a. R. D. Russel, 1955) — о дельте р. Миссисипи, в сводной работе Твенхофела (1936), переведенной на русский язык, а также в работе Хессланда [1].

Сайкс рассматривает дельту р. Колорадо, протекающей через области с разнообразными климатическими условиями (в том числе через большие каньоны, врезанные в плато), что влечет большие изменения в составе обломочного материала. Река впадает в глубокий Калифорнийский залив и ее осадки разгружаются в условиях сильных приливных течений. Они частично выполняют залив еще с третичного времени. Транспортируемые рекой осадки проходят длинный путь и поэтому испытывают значительное истирание, особенно при проходе через каньон. С другой стороны, осадки из аридной зоны низовья реки также достаточно тонкозернисты. Поэтому в устьевой части река несет много взвеси, до тех пор пока смешивание ее с приливно-отливными водами не повлечет осаждения материала. Органические остатки представлены размельченным растительным материалом и играют значительную роль в осадке на поверхности дельты или в заливе. Более крупные и тяжелые частицы

[1] Я не смогла ознакомиться с работой Хессланда и привожу описанный им тип слоистости в современной дельте по статье А. В. Хабакова 1951 г.

передвигаются волочением по дну и имеют тенденцию к накоплению, как только русло становится неровным или скорость течения падает.

В другой своей работе Сайкс (1937) отмечает, что все осадки, проходящие по руслу низовьев реки, могут быть разбиты на три основные группы: 1) тонкоотмученные, доходящие до размера коллоидных частиц и способные к продолжительному пребыванию во взвеси даже после прекращения движения транспортирующей их воды; 2) частицы в пределах того размера и веса, которые может поддерживать и нести течение средней скорости, но быстро выпадающие с прекращением движения воды; 3) обломки, слишком большие и массивные, чтобы оставаться в суспензии. Они передвигаются динамической силой воды, перекатываются или скользят по дну вдоль речного русла, или же, будучи отделены от дна в результате неравномерности течения, продвигаются путем сальтации (серии прыжков и скачков). Их движение прекращается, как только транспортирующая вода приходит в спокойное состояние. Периодически развиваются ритмические движения водных потоков, причем формы речного ложа очень быстро изменяются.

Сайкс считает, что существование коллоидов во взвеси, несомненно, является одним из наиболее важных факторов формирования дельты. На строение наземной части дельты оказывают влияние сравнительно узкое пространство, на котором происходит отложение, форма досовременного морского бассейна и огромные приливы и отливы в устье реки, достигающие 30 футов (около 10 м) высоты.

Расселы (1939) описывают отложения дельты р. Миссисипи, накапливающиеся с третичного времени. Они отмечают, что обычно рисуемая картина трехчленной структуры дельты, как серии слоев головных (верхних), передовых и донных, не подтвердилась ее изучением, и там не отмечается несогласия верхних передовых слоев. Более правильным следует считать сложное чередование осадков различного фациального характера, пальцеобразное переслаивание морских и континентальных осадков и большую мощность разреза в зоне переслаивания, что является результатом совместного действия опускания и осадконакопления.

Отмечается большое родство между формами рельефа и типом осадка. Самые грубые частицы концентрируются в прирусловых валах, на пляжах, барах и в открытых заливах, а тонкозернистый материал — в болотах, застойных заливах, частично в руслах наземной части дельты, где отмечается разнообразие размеров зерен и степени их сортировки. Слоистость всех этих отложений рассматривается нами в соответствующих разделах.

Указанные авторы совершенно справедливо замечают, что, по-видимому, дельтовые осадки составляют более значительный процент от всего мирового объема осадочных пород, чем это принято считать, и видят возможное объяснение этого в том, что многие геологи не считают возможным относить осадки к дельтовым, если отсутствует крупномасштабная косая слоистость, которая в большинстве учебников приводится как характерная для дельт (и которая в действительности вовсе для них не характерна).

Условная картина структуры дельты основывается на представлении об устойчивом бассейне, в котором образуется насыпь. В больших дельтах погружение является фактором, определяющим строение дельты, состоящей из наложения аллювиальных форм(т. е. собственно речных и речных выносов). Погружение максимальное там, где больше осадков, следовательно, разрез самый мощный — вблизи концов активных протоков. В буровых скважинах видно переслаивание отложений разного гранулометрического состава и различной фациальной природы.

Дельта, в широком смысле слова, представляет очень мощную линзу с относительно тонкой континентальной частью, маломощной морской

и мощной центральной зоной переслаивания, причем некоторый изгиб может отмечаться на контакте с крутым склоном внешнего края континентального шельфа. Мак-Ки (1939) отмечает, что, несмотря на имеющийся богатый материал о развитии дельт, установлении их географических черт, строения и роста, он не смог найти в литературе необходимый критерий для использования дельтовых структур в геологических формациях. Заметим, что это высказывание Мак-Ки очень правильно: в большинстве работ по современным дельтам не указаны признаки, по которым можно было бы определить ископаемые дельтовые отложения.

Мак-Ки считает интересным изучение слоистости в дельте р. Колорадо, где имеются речные, эоловые и морские осадки. Особенностью этой реки является еще и то, что в течение последних лет она фактически была отрезана от моря, и весь осадочный материал, за исключением самого тонкого, размещается в центральной части наземных образований дельты или выше их.

Мак-Ки рассматривает три области осадконакопления в пределах наземной части дельты р. Колорадо — верхнюю, среднюю и нижнюю.

В верхней части наземной дельты Мак-Ки отмечает отложения донного руслового материала со сложной косой слоистостью. Мощность отдельных слойков от 0,8 до 3,2 мм. Косая слоистость в этих отложениях почти всецело обусловлена развитием ряби (ripple) во время осадкообразования. Так как условия ее образования различны, то различны и типы косой слоистости. Затем он рассматривает случаи отложения ряби, описанные нами выше (см. гл. IV).

Далее Мак-Ки разбирает слоистость средней части наземной дельты, где отмечает преобладание косой слоистости двух основных типов: один образован длинными, почти прямыми слойками, падающими под пологим углом (он считает их передовыми слоями локальных дельт); другой представляет тот же тип косой слоистости ряби, который преобладает в верхней части дельты. В первом типе наклон слойков до 10°, длина слойка 2—3 м. Во всех случаях слойки наклонены вниз по течению и развиваются в стадию потоков. Вывод Мак-Ки о том, что это типичная наклонная передовая слоистость, недостаточно обоснован, скорее эти отложения следует считать аллювием низовьев речной долины (или временных потоков).

Следовательно, Мак-Ки, по существу, рассматривает слоистость осадков средней части наземной дельты, так же как и верхней ее части, как слоистость аллювия, текучих континентальных вод, а не слоистость собственно дельты, т. е. отложений речных выносов в водоем.

К нижней части наземной дельты Мак-Ки относит и эстуарий. Здесь напластование ила однородно и представлено, как это наблюдалось им вдоль берегов реки, на много миль, очень тонкими горизонтально лежащими слойками. Толщина слойков в среднем менее 2,5 см. Состав слойков однообразен; отмечается отклонение от однородного горизонтального наслоения: через изменяющиеся интервалы в разрезе, перпендикулярном простиранию, слоистость отмечается в виде серий, вогнутых вниз концентрических дуг (по-видимому, это облекающая слоистость).

Таким образом, здесь мульдообразная, или, как ее называет Мак-Ки, «скорлуповатая» форма слойков обусловлена не динамикой движения водной среды, а формой поверхности отложения. Они образовались в углублениях вследствие ухода приливных вод и впоследствии заполняются слоями ила (mud), повторяющего очертания этих западин. Эти формы обнажаются вдоль речных берегов в поперечном сечении. При срезании под пологими углами ширина дуг увеличивается, пока в разрезе, секущем слои по простиранию, последние не окажутся в основном параллельными и, вследствие очень слабого уклона этих канальцев, практически почти горизонтальными.

Средняя толщина слойков ила в нижней части наземной дельты от 2,5 до 5 см, но местами обнаруживаются «бесструктурные» слои мощностью в несколько метров (т. е., очевидно, со скрытой слоистостью или же неслоистые).

Слоистость образована небольшим перерывом («паузой») в осаждении, который сопровождался концентрацией солей, образующих корку на поверхности слоя. Иногда отмечаются текстурные различия между слоями, но они выражены неотчетливо вследствие исключительной тонкости обломочного материала.

Иногда слоистость нарушается, слойки изгибаются вниз в результате проникновения в осадок корневой системы растений. Пустоты на месте корней заполняются илом, и получается текстура в виде вертикальных столбиков (колонок), рассекающих нормально-слоистые текстуры. Мак-Ки отмечает «ложную слоистость», состоящую из неправильных скорлупок вокруг комков или масс того же материала, имеющую в вертикальном разрезе вид круто изогнутых слоев. По мнению Мак-Ки, это явление обусловлено сокращением (усыханием) осадка, последовавшим за дренажем воды с поверхности площади. Мак-Ки указал, что при изменении гранулометрического состава осадков в направлении от верхней к нижней части наземной дельты от почти чистого песка до почти чистого ила на переходе их отмечается чередование этих типов, а не постепенное изменение или смешивание. Характерны очень широкое распространение и сложный характер форм косой слоистости ряби, обнаруженной на многих участках дельты. Наконец, большой процент всех отложений составляют однородные горизонтально-слоистые илы.

Мак-Ки не претендует на полноту обзора слоистости дельт или даже на установление всех тех типов, которые заключаются в данной дельте. При этом, как мы видели выше, он приводит только некоторые типы слоистости, присущие наземной части дельты, т. е., по существу,— аллювию. Он отмечает необходимость дальнейшего изучения слоистости в краевых частях дельты, там, где сливаются бичи и затопленные равнины, в передовых слоях дельты (т. е. в отложениях речных выносов в водоем), также — текстур, видимых в отложениях крупных дельт.

Указанная работа Мак-Ки, несмотря на ее название, имеет скорее методическое значение, как разбирающая механизм образования различных видов слоистости ряби и способы ее изучения.

В русской литературе вопросу слоистости (слойчатости) осадков дельт не уделялось внимания. В работах М. В. Кленовой по дельте р. Волги, Н. Я. Данилевского по дельте р. Кубани и других авторов не содержится описания слоистых текстур осадков, слагающих дельту, особенно ее подводную часть, а встречаются лишь отдельные указания на то или иное явление, связанное с наслоением.

Н. Я. Данилевский (1869) указывал, что главнейшими факторами дельтообразования являются: присутствие или отсутствие приливов и отливов, глубина моря на границе залива, количество и свойства твердых частиц, несомых или катимых рекою, степень солености воды того водоема, в который впадает река, и, наконец, возраст устья.

Д. В. Наливкин в старом издании «Учения о фациях» указывал, что «литологический состав и слоистость дельтовых отложений современных дельт исключительно разнообразны и колеблются от грубых, неясно- или диагональнослоистых конгломератов до пластических тонкослоистых глин. Распространенное среди геологов мнение, что для дельт характерны диагональная слоистость и грубозернистые осадки, оказывается, как и многие другие обычные мнения, для целого ряда случаев грубоошибочным... И в данном случае очень многие дельты характеризуются правильно- и тонкослоистыми тонкозернистыми осадками» (1933, стр. 199—200).

«Основным фактором, обусловливающим величину зерна дельтовых отложений, является, как и всегда, скорость движения воды, скорость течения реки. Если река доходит до устья со скоростью течения в 1,2 м/сек, т. е. 4,3 км/час, то дельта слагается гальками и грубозернистым песком. При скорости в 0,5 км/час дельта слагается только тонкозернистым песком и песчанистыми глинами. И, наконец, при конечной скорости течения в 0,15 км/час дельта будет состоять только из чистых и слабо песчанистых, правильно-слоистых глин» (там же, стр. 200).

Далее Д. В. Наливкин описывает слоистость дельт, понимая ее как строение толщи и чередование слоев (различного состава и строения) в зависимости от изменений климатических, а иногда и от тектонических движений в области питания реки.

В разрезе дельты р. По, приведенном у Д. В. Наливкина (1933), видно сложное переслаивание (вернее — перепластовывание) различных пород, обусловленное миграцией фаций, причем отложения каждой из них, несомненно, имеют свою специфическую слоистую текстуру.

В работе И. В. Самойлова (1952), специально посвященной изучению устьев рек, указывается, что наиболее мощные и лучше всего сохраняющиеся — это отложения переднего склона дельты; для них характерна значительная коагуляция — лишь наиболее устойчивые коллоиды (например, органические) продвигаются дальше в море. Он отмечает разнообразие дельтовой обстановки и типов дельт, что же касается слоистости, то ограничивается лишь указанием на трехчленное деление дельты. Далее он рассматривает в основном наземные части дельт, их морфологию и процессы, происходящие в приустьевых участках, а вопроса о слоистых текстурах подводной части дельты не затрагивает.

В монографии Л. Б. Рухина (1953) говорится только о строении толщи дельтовых осадков и о геоморфологии дельтовой области, слоистость же собственно дельтовых отложений не описывается. Отмечается обогащение дельтовых осадков мелкими и глинистыми частицами, что связано с коагуляцией глинистых коллоидов в зоне смешения речных и морских вод.

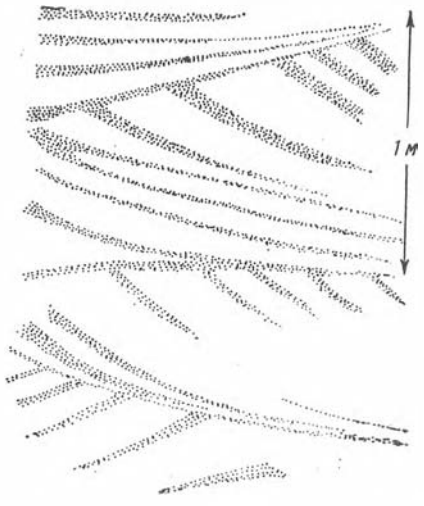
Что касается ископаемых отложений, то обычно вывод об отнесении их к дельтовым делается либо по совокупности общегеологических признаков, и слоистость в них не отмечается, либо же — на основании их текстуры, сравниваемой с «классическим» изображением дельты по Барреллу; такое механическое сопоставление чаще всего приводит авторов к ошибочным выводам. Примеры этого мы приведем ниже.

2. СЛОИСТОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНОЙ ЧАСТИ ДЕЛЬТЫ

Слоистость речных выносов или подводной части дельты изучалась мной в песчаниках среднего карбона Донецкого бассейна, а также в песках нижнего карбона Московской синеклизы, преимущественно в тульской толще. В верейской и каширской толщах нижнего карбона московской синеклизы небольшие наблюдения над дельтовой слоистостью были проведены И. В. Хворовой.

И. В. Хворова (1953) приводит зарисовку и описание слоистости в песках, определенных по ряду признаков как отложение речных выносов. В них всегда ярко выражена косая слоистость (фиг. 181). Мощность отдельных косых серий изменяется от 0,2 до 1,5 м, при общей мощности косослоистой толщи до 10 м. У каждой серии косонаслоенных осадков имеются четкая подошва и кровля. В каждой серии слои обычно параллельны, причем у кровли они прямолинейны и резко срезаются подошвой лежащей выше серии, а у подошвы слои вогнуты и довольно посте-

пенно выклиниваются. Углы наклона слоев изменяются от 0 до 30° и направление их сильно варьирует, однако в пределах северных румбов. Иногда в песках присутствуют очень тонкие галечки красной и бурой глины, размером от 2—5 мм до 8 см, образующие прослойки, параллельные наклонным слоям и представляющие собой остатки размытых глинистых прослоев. На площади эти пески имеют ограниченное распространение, вдаваясь неправильными конусами в область развития более тонких морских осадков. И. В. Хворова приводит результаты их механического и минералогического анализа, из которых видно, что в песках преобладает мелкозернистая фракция, наряду с которой присутствует: в одних случаях — большое количество среднезернистого материала, а в других — довольно много алеврита и глины. Местами пески переходят в алеврит. Сортировка зерен различная, форма угловатая, угловато-окатанная и остроугольная, поверхность их иногда корродирована. По минералогическому составу пески кварцево-полевошпатовые.



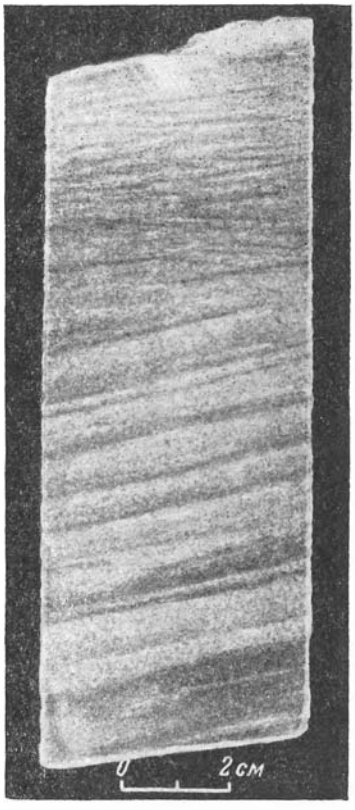
Фиг. 181. Слоистость дельтовых отложений(речных выносов). Схематизированный рисунок с обнажения песков карбона, р. Смедва. (По Хворовой, 1953)

Как показали наши наблюдения, дельтовые отложения, встреченные в угленосной толще среднего карбона Донбасса (определенные по совокупности литологических и геологических признаков), имеют следующее строение (фиг. 182, 183) и соотношение со смежными (морскими и континентальными) отложениями: на типично морских мелкоалевритовых отложениях залегают горизонтально-слоистые алевролиты, в основном мелкозернистые, но с прослоями крупнозернистых; иногда, особенно в верхней части своей, они становятся очень пологоволнистыми. Слоистость здесь выявляется по изменению гранулометрического состава, иногда подчеркивается слюдой, часто недостаточно отчетлива. Выше обычно залегает достаточно мощная (15—20 м) толща песчаника, от мелкозернистого до среднезернистого; слоистость мелкая или крупная косая, чередуется с прерывистой волнистой и пологоволнистой (см. фиг. 182). Иногда косослоистые серии имеют слабо выраженную ритмическую сортировку слойков или отмечается послойная присыпка тонкого растительного детрита.

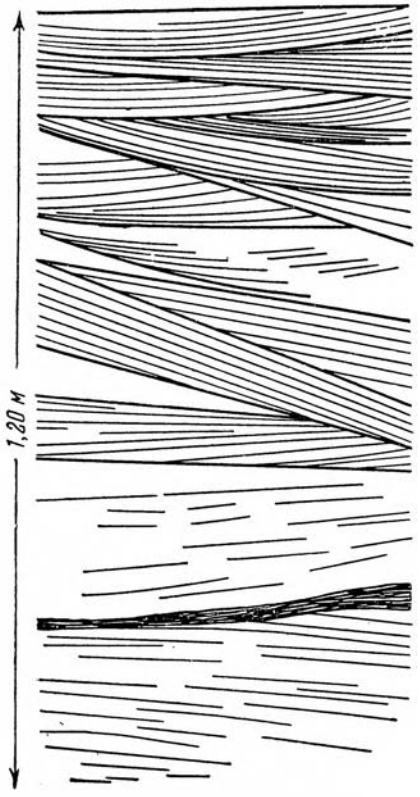
В зависимости от близости наблюдаемого разреза к береговой линии, в основании песчаников может наблюдаться либо постепенный переход в лежащие ниже отложения, либо же (если разрез ближе к континенту) слабо выраженный размыв и включения плоской гальки, как правило, из подстилающих слоев. Это отложения фации речных выносов в бассейн. Такие песчаники в разрезе, параллельном береговой линии, образуют линзу, переходящую по краям в более мелкозернистые песчаники (иногда с прослоями алевролитов), со слоистостью тонкой, горизонтальной (подчеркнутой слюдой и глинистым налетом), среди которой встречаются прослои пологоволнисто-слоистые.

Песчаники фации речных выносов вверху сменяются маломощными алевролитами с волнистой слоистостью типа ряби мелководья, еще выше переходящими в болотные отложения со следами зарастания (остатками корневой системы наземных растений).

Среди отложений фации речных выносов (подводной дельты) встречаются (особенно в нижней части толщи) прослои морских отложений с типичной для них слоистостью и прослои или линзы типичного аллювия (преимущественно в верхней части толщи) с присущими им текстурными особенностями. Этого нельзя забывать при определении слоистости в отложениях подводной части дельты.



Фиг. 182. Чередование косой слоистости (с неясно выраженной ритмической сортировкой) с прослоями пологоволнистой слоистости в отложениях речных выносов (подводной части дельты). Донбасс, Зверевский район, свита C_2^7. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 183. Косая слоистость отложений подводной части дельты (в песчанике мелкозернистом, приближающемся к среднезернистому). Донбасс, свита C_2^6. (Зарисовка А. П. Феофиловой)

В обнажении слоистость речных выносов наблюдалась А. П. Феофиловой в Центральном районе Донбасса (Атлас литогенетических типов..., 1956). На фиг. 183 приведена зарисовка косой слоистости в мелкозернистом песчанике фации речных выносов в свите C_2^6. Здесь видна косая слоистость с мощностью серий порядка 5—10 и до 20 см, редко более; таким образом, эта слоистость хотя и относится к крупной, но находится на границе с мелкой. Серии слойков резко срезают одна другую под разными углами наклона; серийные швы чаще прямолинейны, с падением, направленным в разные стороны, что придает слоистости отчетливо-клиновидную форму. Иногда серийные швы слегка изогнуты и направлены выпуклостью вниз. Слойки в серии большей частью параллельные друг другу, толщина слойков — от нескольких миллиметров до 1—1,5 см. Косослоистые серии местами разделены сериями горизонтально-слоистыми или прерывисто-пологоволнисто-

слоистыми. Слоистость обусловлена разностью гранулометрического состава, обычно незначительной примесью более тонкого материала, участками подчеркивается растительным детритом. Чаще слоистость прерывистая и неотчетливая. Встречаются прослои с включениями плоской глинистой гальки и обломков алевролитов неправильной формы.

В свите C_2^5 Донецкого бассейна А. П. Феофиловой была зарисована косая слоистость, находящаяся на границе крупной и мелкой. Слойки сильно сходящиеся, местами кажутся как бы выходящими из одной точки в виде пучка. По простиранию слоистость перекрывается сериями почти горизонтально-слоистыми в среднезернистом песчанике. В ряде случаев в основании дельтовых отложений отмечен слабо выраженный размыв.

Кроме описанной слоистости речных выносов, занимающих совершенно определенное положение на детальной палеогеографической карте и переходящих на площади, с одной стороны, в типично аллювиальные, а с другой — в песчаные отложения лагун и заливов, нами были отмечены отложения речных выносов в небольшие водоемы типа реликтовых озер. Для них характерно чередование мелкой косой и горизонтальной слоистости, обусловленной незначительной примесью более тонкозернистого материала. Мощность серии 1—3 см, часто слоистость неотчетлива или прерывистая. В косослоистых сериях слойки подчеркиваются лишь в середине серии, что придает слоистости штриховатый характер, при этом границы серий выражены очень неотчетливо. Эти отложения обычно постепенно переходят во вмещающие их озерные осадки. Пример современной озерной дельты был приведен в предыдущей главе (см. фиг. 151).

В сборнике «Косая слоистость» (1940), в статьях А. С. Корженевской и О. Н. Бахваловой, А. В. Хабакова, Д. В. Обручева была описана косая слоистость в отложениях, которые авторы по типу слоистости относили к ископаемым дельтам. Однако мы не имеем права рассматривать эту слоистость как дельтовую, а можем лишь проанализировать ее и сопоставить со слоистостью несомненно дельтовых отложений.

Описанная в статье А. С. Корженевской и О. Н. Бахваловой дельтовая слоистость представлена одной косослоистой серией белых кварцевых песков, ложащихся с небольшим размывом. Слоистость определяется по незначительному изменению крупности зерна: в верхней части серии песок несколько более грубозернистый. Выше идут морские глауконитовые пески, ниже — пески «мелководья» и огнеупорные глины. Таким образом, место, занимаемое этими песками в разрезе, отвечает положению дельтовых отложений, однако трудно представить морскую дельту мощностью только около 1 м. Поэтому эти отложения скорее следует считать косослоистой серией, образованной морским течением, т. е. такими же прибрежно-морскими, как и лежащие ниже пески, но сформировавшимися в несколько иных условиях, может быть несколько дальше от берега (зона течений, а не волнений).

В статье Д. В. Обручева описаны дельтовые отложения девонского возраста, выделенные также на основании изучения только типа слоистости, но в данном случае не одной косослоистой серии, а комплекса их. Однако перечень признаков, приведенных в статье Д. В. Обручева, заставляет скорее предполагать (если учесть имеющиеся новые данные по характеристике типов слоистости), что это отложения аллювиальные. Эту мысль высказывал сам автор, но считал, что вогнутость слоев в косослоистой серии, присутствие прослоев глин, угол наклона (24—27°) говорят скорее в пользу дельтового типа, а не речного. Как мы видели выше, эти признаки отнюдь не противоречат речному генезису, а скорее, наоборот, подтверждают его, тем более, что дальше сам автор сравнивает их (по способу образования) с речными мелями. Следовательно, девонские песчаные толщи на р. Ловати, описанные Д. В. Обручевым как дельтовые, следует скорее считать речными.

Что же касается статьи А. В. Хабакова (1940), то примеры дельтовой слоистости, приведенные им, с нашей точки зрения, характеризуют отложения не подводной части дельты, а скорее типично морские. Об этом говорит довольно совершенная сортировка, малые углы наклона косых слойков, в некоторых точках — мергелистый или известковистый характер их, s-образная форма косых слойков, типичная, как мы увидим ниже, для морских отложений. Большая грубозернистость косых слойков по сравнению с горизонтальными отнюдь не является признаком только дельтовых отложений, а связана с падением динамики движения воды, т. е. с фактором, определяющим одновременно и наклон слойков и их грубозернистость. Наклон слойков в одну сторону тоже не «противопоказан» морским отложениям и в то же время совсем не характерен для дельт. Сам А. В. Хабаков (стр. 79) отмечает, что «трудно сравнить описываемый пример косой слоистости с обычными, характерными нормами типов слоистости дельт или прибрежно-морской полосы, хотя он, по-видимому, и стоит к ним ближе всего». Новый материал о слоистости генетически различных отложений, полученный за 20 лет, заставляет нас считать данные отложения прибрежно-морскими, а не дельтовыми. В более поздней статье А. В. Хабаков (1951) касается в общем виде характерных признаков слоистости. Он указывает, что слоистость дельтовых отложений имеет следующие особенности: крайнее разнообразие размеров дельтовых косослоистых пачек и отдельных серий — от десятков сантиметров до десятков метров; дельтовая косая слоистость нередко состоит из грубозернистых горизонтальных пачек между сравнительно мелкозернистыми косыми сериями; в кровле дельтовых серий наблюдается обычно более грубозернистый осадок, чем в их почве [1], форма границ косых серий менее правильная, линзовидная, причем несогласие наиболее отчетливо в кровле серий.

А. В. Хабаков считает, что дельтовую косую слоистость при полевых наблюдениях легко спутать с дюнной (с чем можно согласиться), тем более, что в природе очень часто они встречаются совместно. Косые слои в дельтовом типе, по А. В. Хабакову, обычно отличаются характерной вогнутостью и сужением книзу; они становятся почти прямолинейными ближе к почве серий. С нашей точки зрения, указанные признаки, и особенно последние, отнюдь не являются характеризующими именно дельтовые отложения, они присущи и речным и морским. Что касается размеров, то нам неизвестны дельты с косослоистыми сериями слойков в десятки метров. Возможно, здесь речь идет уже о слоях или пластах.

На рисунке А. В. Хабакова приведен пример сопоставления косой слоистости в отложениях разного генезиса из современных и ископаемых толщ (фиг. 142). Он дает (по Хессланду) изображение косой слоистости современных песков подводной части дельты на побережье близ Богуслена, Норвегия. Судя по этому рисунку, дельтовая слоистость представлена косослоистыми сериями, мощностью 0,5—1 м, большей частью неправильно-клиновидной формы. Слойки в сериях параллельные или слегка сходящиеся книзу, в верхней части серий иногда не видны. Направление слойков беспорядочно-разнонаправленное. Горизонтально-слоистые серии отсутствуют вообще. Данные о строении и составе слойков и серий не приведены. В качестве примера слоистости в ископаемой дельте А. В. Хабаков дает зарисовку Д. В. Обручева, из которой, как мы показали выше, видно, что эта слоистость далеко не является типичной для дельтовых отложений, а скорее характеризует речные осадки.

В песках нижнего карбона (C_1^t) Подмосковного бассейна мной была просмотрена слоистость в большом песчаном карьере у пос. Дубно. Песок кварцевый, в основном мелкозернистый. Сортировка и ока-

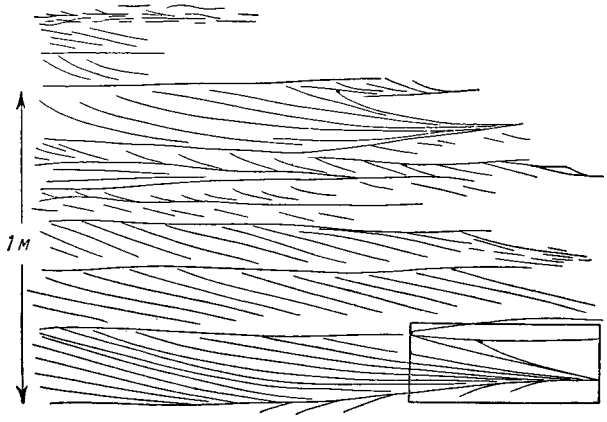
[1] Нам не совсем ясно, почему это происходит. А. В. Хабаков в своей статье также не расшифровывает причин подобной смены материала.

танность песчаных зерен вообще довольно хорошие. Состав песчаного материала однороден как внутри серии, так и от серии к серии. Слоистость различается только по форме. Слоистая текстура подчеркнута ожелезнением и иногда небольшим количеством растительного детрита. Ожелезнение, очевидно, связано с небольшой глинистой примесью на границах слойков и серий, но заметной сортировки материала по слойку не наблюдалось. Более ожелезненные серийные швы при выветривании дают слабые выступы, помогающие иногда провести границы серий.

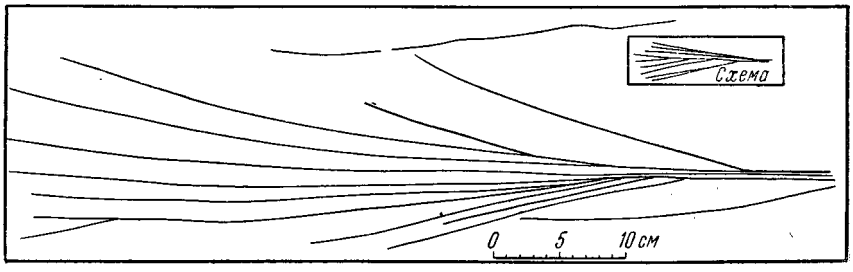
Налегание серий друг на друга преимущественно клиновидное, в одних сечениях — пологое, в других — несколько более крутое. Угол наклона серийных швов изменчив. Форма серий различна: вытянутая клиновидная, реже мульдообразная или с неровным слабоволнистым серийным швом. Серии срезают друг друга, но падение косых слойков в общем однонаправленное, хотя и непостоянное (в одной плоскости углы наклона слойков варьируют от 15 до 27°). В двух взаимно-перпендикулярных проекциях отмечается переход почти параллельных, однонаправленно-косослоистых серий в перекрестные. Границы серий довольно отчетливы. К основанию серий обычно приурочено обогащение листочками белой слюды. В основании некоторых косослоистых серий отмечаются глинистые катуны.

Характерно, что во всех видах слоистости разного масштаба (по величине серий) мощность слойков сохраняется и выдерживается в пределах от нескольких миллиметров до 1—2 см. Границы слойков выражены неотчетливо вследствие большой однородности песчаного материала. Иногда слойковые швы подчеркиваются налетом глинистого материала, а в основном слоистость выявляется ожелезнением по границам слойков и серий. Слойки криволинейные, сходящиеся к основанию серий, верхние же их части резко несогласны с границей лежащей выше серии.

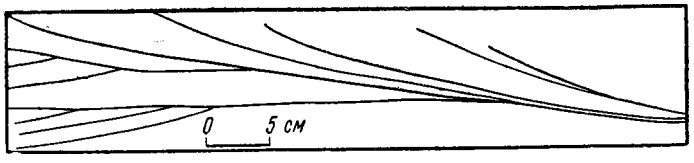
Строение всей песчаной толщи определяется следующим образом. Внизу залегает ряд косослоистых серий, часто с характерным раздваиванием слойков различной мощности — от нескольких сантиметров до 2 м (фиг. 184, 185, 186). Примерно на том же горизонте, но в другой стенке карьера отмечена серия со слоистостью ряби течений. Выше идут перекрестные косослоистые серии (фиг. 187); иногда косослоистые смещенные серии показывают в перпендикулярном срезе косоволнистую или перекрестную мульдообразную форму серийных швов (фиг. 188). Примерно на том же стратиграфическом уровне, но в других местах наблюдались косослоистые серии с волновой рябью у основания слойков (усложнение основания склона песчаного вала), что, вообще говоря, более характерно для морских отложений. В этих сериях (так же как и в других), на поверхности слойков имеется очень небольшая примесь черного органического (растительного) материала. Далее вверх по разрезу через некоторый интервал (около 2 м) был встречен ряд ложно-косослоистых серий, представляющих собой, по существу, захороненную мелкую рябь с правильным смещением гребней (фиг. 189). Еще выше, но в противоположной стенке карьера, отмечена горизонтальная слоистость. По этой слоистости местами расположена мелкая плоская галька размером 2—3 мм × 1—1,5 см. В этой толще (видимая мощность около 1,5 м) встречаются отдельные мелкие серии (в 2—3 см) с косой, слабо сходящейся слоистостью. Еще выше — опять ряд косослоистых серий 15—20 см. Генезис этой песчаной толщи неизвестен. Наличие и характер косой слоистости указывают на формирование в условиях течений, а разный масштаб серий — на их переменную силу, причем изменение силы течения происходит довольно беспорядочно, и не наблюдается общей тенденции к ослаблению его со временем. Прослои ряби и усложнение склонов песчаных валов указывают на появляющееся время от времени «замирание» течений, формирующих только слоистость ряби.



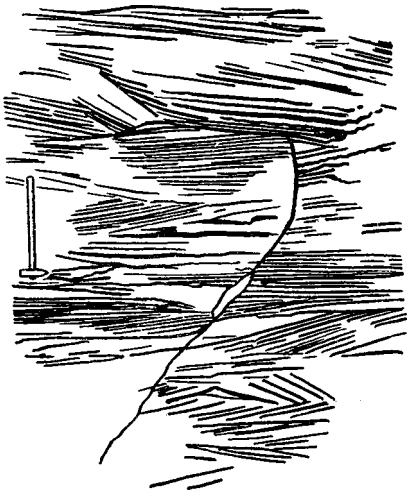
Фиг. 184. Ряд полого-клиновидных и почти параллельных серий с характерным изменением угла наклона слойков в серии («пучковидная» слоистость). Дельтовые (?) отложения. Песчаный карьер близ г. Дубно в тульских песках среднего карбона Подмосковного бассейна. Слоистость в прямоугольнике внизу справа зарисована в натуральную величину на фиг. 185. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



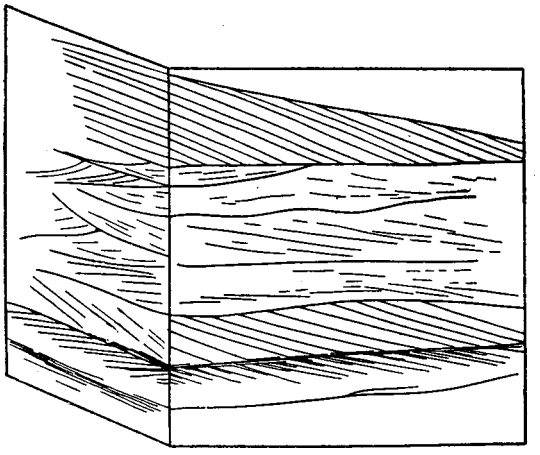
Фиг. 185. Деталь фиг. 184. Точная копия снята на кальку с обнажения, затем уменьшен фотографированием. (Рисунок Л. Н. Ботвинкиной)



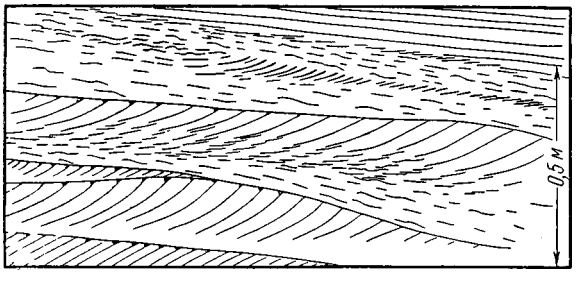
Фиг. 186. Пучковидный характер дельтовой слоистости. Точная копия снята с обнажения и уменьшена фотографированием. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



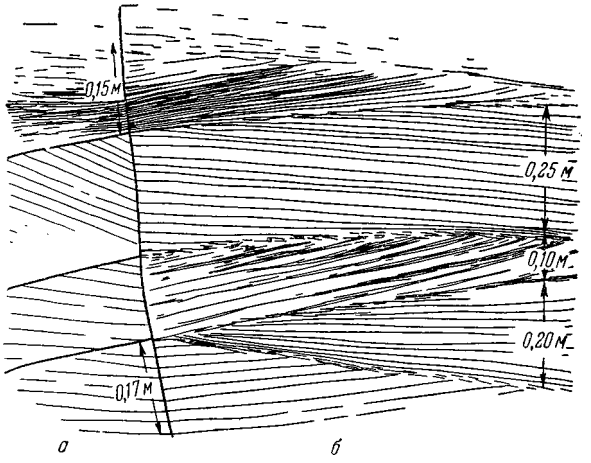
Фиг. 187. Перекрестные косослоистые серии в дельтовых песках в карьере г. Дубно. (Зарисовка по фото Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 188. Слоистость дельтовых отложений в тульских песках в карьере г. Дубно. Видно изменение типа слоистости — со смещенной на перекрестную, в зависимости от среза. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



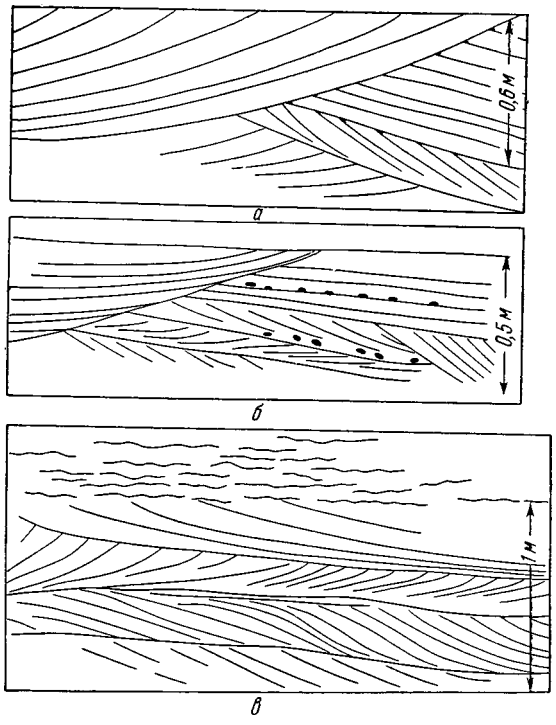
Фиг. 189. Прослои со слоистостью ряби (создающие ложное впечатление косослоистых серий) в песках подводной части дельты в карьере г. Дубно. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 190. Косая перекрестная слоистость отложений подводной части дельты (?) в тульских песках в карьере близ дер. Тросно. Зарисовка в двух (*а*, *б*) почти взаимно-перпендикулярных срезах. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

Фиг. 191. Характерный тип косой слоистости. Ил, косослоистый песок и гравий, отложенные потоком в плейстоценовой дельтовой равнине. (Рисунок автора по фото из Шрока, 1950)

Клиновидная форма серий, их взаимоперекрестное расположение, отмеченное в ряде срезов, и варьирование углов наклона в сериях одного обнажения указывают на изменение направления токов воды; однако однонаправленность слойков в косослоистых сериях говорит о том, что эти токи все же не изменяли своего направления на обратное. Однородность, мелкозернистость и довольно хорошая отсортированность материала свидетельствуют о его длительном переносе и отложении не на континенте (в реке или временном потоке), а в каком-то водоеме. Считать эти



Фиг. 192. Характер косой слоистости в отложениях четвертичной дельты. Песчаный карьер близ г. Таллина. Видна резкая перекрестность серий (*а*, *б*) иногда — прослои ряби (*в*). (Зарисовки Л. Н. Ботвинкиной)

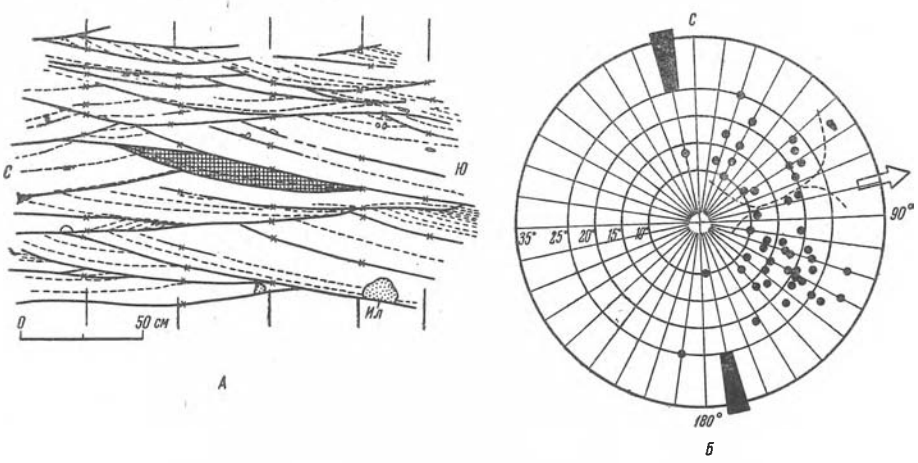
отложения морскими (зоны морских течений) не позволяет слишком резкая неустойчивость интенсивности тока воды. Все описанные признаки более всего отвечают условиям формирования осадка в подводной части дельты, к которой, по-видимому, и следует отнести описанные нами пески.

Слоистость, вероятно того же дельтового типа, описана в песчаном карьера близ дер. Тросно, в тульских песках нижнего карбона (фиг. 190). Характерное раздваивание слойков и пучковидный их характер отмечались еще в ряде мест. Примеры их приведены выше (см. гл. IV).

Шрок (1950) приводит (по Милсу) очень характерную косую перекрестную слоистость, обнаруженную в отложениях плейстоценовой дельтовой равнины (фиг. 191).

Мной наблюдалась дельтовая слоистость в отложениях четвертичной дельты в песчаном карьере близ г. Таллина (фиг. 192). Песок разнозернистый — от среднезернистого до гравия. Слоистость в общем крупная, но неравномерная по мощности серий, величина которых изменяется от 7—10 до 60—70 см. Слоистость резко перекрестная, разнонаправленная, серийные швы вогнуты вниз. Слойки вогнутые, сходящиеся, мощностью

1—1,5 см, в более мелких сериях — до 0,5 см, имеют довольно ясную ритмическую сортировку. Границы слойков отчетливы, так как подчеркиваются изменением гранулометрического состава внутри слойка от среднезернистого песка до галек размером до 1—2 см. Основание серий также иногда подчеркивается включениями галечек, которые далее цепочками тянутся по основанию слойков. Наклон слойков в разных сериях, а иногда даже и внутри одной серии очень изменчив. Среди косой слоистости встречаются прослои с неотчетливой пологоволнистой слоистостью ряби (фиг. 192, *в*). Этот тип слоистости, несомненно дельтовый, по-видимому, и следует считать наиболее типичным.



Фиг. 193. Косая слоистость в третичных дельтовых отложениях Японии.
(По Канэко Сиро 1958).

А — зарисовка обнажения с разбивкой его по сетке для замеров. Сплошные линии — границы серий, пунктир — косые слойки. Заштрихована одна косослоистая серия. Крестиками показаны точки замеров. *Б* — полярная диаграмма замеров углов наклона косой слоистости. Видно расположение их в пределах восточных румбов. По нашей классификации это слоистость разнонаправленная, веерообразная

Очень интересный материал по изучению слоистости в молодых (третичных) дельтовых отложениях приведен в работе японского геолога Канэко Сиро (1958). Слоистость типичная — косая, крупная, перекрестная, разнонаправленная (фиг. 193). На поверхности обнажения проведены пять вертикальных линий и сделаны замеры (около 50) азимутов и углов падения косой слоистости в точках пересечения этих линий с отчетливо видными косыми слойками; результаты замеров нанесены на круговую полярную диаграмму, показывающую веерообразное направление падения косых слойков (веерообразно-разнонаправленная слоистость, также, очевидно, очень характерная для крупных дельт).

Резюмируя все наши наблюдения и те данные, которые удалось почерпнуть в литературе, можно сделать следующие выводы. Отмеченное Барреллом деление дельтовых отложений на части, очевидно, все-таки существует, но оно относится не к слоистости, а к напластованию, к соотношению отдельных элементов всего дельтового комплекса в целом. Верхние слои — это, по существу, продолжение надводной части дельты, с более или менее горизонтальным напластованием, зависящим от передвижения береговой линии. Они весьма полифациальны, внутренняя слоистость пластов разнообразна. Передовые слои дают напластование очень пологонаклонное, параллельное склону морского дна от устья в глубь моря. Пласты эти образуются также вследствие миграции береговой линии, поступления терригенного материала и других региональных причин,

однако имеют внутреннюю слоистую текстуру, обусловленную динамикой и характером движения воды, как речной (пресной), так и морской, соленой). Это и есть слоистость речных выносов, или основной подводной части дельты, показанная на иллюстрациях к данной главе. Самым характерным признаком ее, по-видимому, следует считать перекрестный характер серий и разнонаправленность падения слойков в них, веерообразно изменяющегося в пределах 180°, что связано с изменением направления струй растекающегося потока при впадении его в водоем. Возможна мульдообразная форма серий в одном срезе (поперечном) и полого-клиновидная в другом.

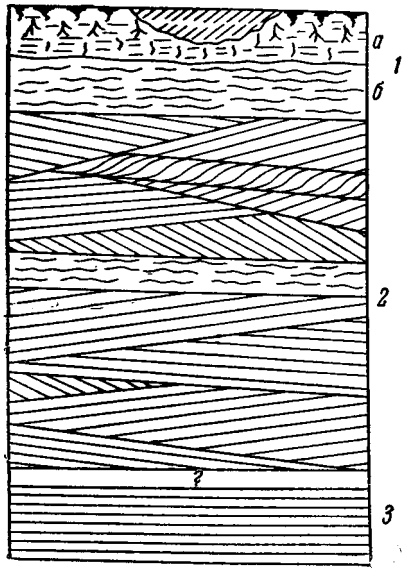
Обратные падения слойков наблюдаются редко и, возможно, являются результатом отложения косослоистой серии под влиянием движения морской воды к берегу, т. е., по существу, относятся к прослою морских отложений (материал поступает от моря к берегу) среди отложений речных выносов, в которые материал поступает с континента и отлагается в водоеме без значительной переработки и перераспределения его морем.

Другим характерным признаком косой слоистости служит иногда ритмическая сортировка материала в косых слойках, выраженная, однако, хуже, чем в речных; остальные признаки косой слоистости речных выносов или передовых слоев дельт являются переходными между отчетливо выраженными признаками косой слоистости речных отложений и косой слоистости зоны прибереговых течений.

Форма слойков чаще прямолинейная, реже — криволинейная; слойки в серии чаще сходящиеся, реже — параллельные. В ряде случаев было отмечено характерное волнистое окончание слойка к подошве серии вследствие усложнения основания склона песчаного вала под влиянием ряби волнений. Встречаются и более выдержанные серии, с характерной s-образной формой слойков, свидетельствующей о преобладании во время отложения движений морского течения и ослабления влияния речного потока. Наклон слойков бывает различный от почти горизонтального до крутого. Границы слойков часто выражены неотчетливо. Иногда наблюдаются включения растительного материала, фауны (редко) и гальки, чаще сильно уплощенной, состоящей из более тонкозернистых и тонкослоистых пород. Характерно, что в отложениях речных выносов галька может быть встречена в весьма однородном и достаточно мелкозернистом песчаном материале, в то время как в речных отложениях появление гальки и гравия всегда связано с общим погрубением вмещающего песчаного материала и с большей его разнозернистостью. Границы серий не всегда отчетливы; строение серий по гранулометрическому составу более однородное, чем в речных отложениях. От косой слоистости речных отложений этот тип отличается разнонаправленностью слойков и клиновидностью серий, а от морских — беспорядочным изменением направления слойков в смежных сериях, характером строения самих слойков и частым наличием в них растительного материала. Более грубозернистый материал нередко присутствует в средней части толщи (в средних сериях), книзу и кверху он делается более тонкозернистым. Неясно, однако, можно ли это явление считать типичным для всех отложений. Очевидно, оно характерно для отложений выносов рек, прошедших полный эрозионный цикл от молодости до старости, причем погрубение в середине подводной части дельты отвечает времени, когда береговая линия уже близка к данной области, но река еще интенсивно эродирует водосборную площадь и выносит более грубый материал. Возможно, что изменение гранулометрического состава выносов рек, не прошедших полного эрозионного цикла, будет проходить несколько иначе. Для дельтовых отложений характерна примесь более тонкого, глинистого материала к песчаному в результате коагуляции. Также весьма

типичны для текстуры отложений речных выносов, или собственно подводной части дельты, прослои и отдельные серии со слоистостью ряби течений, реже — ряби волнений. Эти прослои и серии отвечают тому времени в развитии дельтовой области, когда площадь подводной дельты мелела, а основные направления струй впадающего потока не проходили непосредственно через данный участок.

Переход от отложений передовых слоев к донным и связанные с ними текстуры пород в литературе не описаны и нами не наблюдались; следовательно, этот вопрос пока остается открытым и для решения его требуются дальнейшие наблюдения. Донные же слои дельтового комплекса по



Фиг. 194. Схема основных типов слоистости в комплексе дельтовых отложений.

1 — верхние слои: *а* — надводные (аллювий, болота, озера, почва), *б* — подводные с преобладанием слоистости ряби; *2* — основная толща отложений подводной части дельты: типичная косая перекрестная слоистость с прослоями ряби и отдельными сериями с косой слоистостью морского типа (с s-образной формой слойков); *3* — донные морские слои с горизонтальной слоистостью. Переход между *2* и *3* неясен

существу своему являются уже типично морскими образованиями, так как формируются под влиянием факторов, действующих на морском дне; поэтому их текстуру (по-видимому, горизонтально-слоистую) следует рассматривать в группе морских осадков. Они сложены тем тонкозернистым материалом, который не успел осесть близ берега и уносился в море.

Из изложенного ясно, что говорить о типе дельтовой слоистости вообще совершенно не приходится, что же касается основной, подводной части дельты, или фации речных выносов, то ей, так же как и аллювию, свойствен не один какой-либо тип слоистости, а сочетание нескольких типов, из которых основным является крупная косая перекрестная слоистость, описанная выше, а подчиненное значение имеют чередующиеся с ней серии и прослои со слоистостью ряби течений, тонкозернистые прослои с горизонтальной слоистостью и серии с морской косой слоистостью с s-образной формой слойков (фиг. 194).

Глава X

СЛОИСТОСТЬ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В нашей литературе впервые сведения о слоистости морских отложений привел Ю. А. Жемчужников (1926) по Франтцену (1892). Последний в триасовом «пенистом известняке» Германии отметил разнонаправленную косую слоистость с пологими углами наклона (фиг. 71, *3*). Приведенный рисунок затем многократно повторялся в различных книгах и руководствах. На основании рассмотрения работ Госсле (1882), Джильберта (1899), Баррелла (1906), Траубриджа (1914) и других Ю. А. Жемчужников пришел к выводу, что характерными чертами морской слоистости являются прежде всего отрицательные признаки, т. е. отсутствие ряда отличий, присущих другим типам. Из положительных особенностей отмечены: 1) небольшой вертикальный масштаб косых серий, 2) частая смена направлений, 3) постепенный переход от более грубого материала к более тонкому в одном слое, 4) округленность и главным образом приплющенность окатанных элементов.

Однако работы последующих трех десятков лет, естественно, дали значительный материал, показывающий весьма большое разнообразие типов слоистости морских отложений, описанный же тип является лишь одним из многих; он образуется в зоне морских течений и будет подробнее рассмотрен в соответствующем разделе. Разнообразие типов слоистости обусловлено разнообразием морских отложений и различием обстановок накопления осадка на морском дне. Морские отложения по происхождению исходного материала могут быть терригенными (от галечников и конгломератов до глин), органогенными, хемогенными и вулканогенными. Не менее разнообразны они и по фациальным условиям. Уже одно перечисление Д. В. Наливкиным (1955) сервий (т. е. фациальных обстановок) и фаций показывает разнообразие условий морской седиментации. Когда же мы обращаемся к ископаемым толщам и горным породам, дело еще более усложняется. Как, например, различить области песков у равнинного берега и в бухте? Каковы признаки различия для известняков, образовавшихся из карбонатных илов в заливе и из илов в окраинном море? и т. д. Поэтому, не вдаваясь в критику той или иной из уже существующих классификаций фаций, мы вынуждены, исходя из признаков, видных непосредственно в породе, в частности, того признака, которому посвящена данная работа (т. е. текстуры породы), разобрать морские фациальные обстановки в связи с действующими в них движениями среды отложения.

К сожалению, имеющийся материал (как литературный, так и наших наблюдений) далеко не с достаточной полнотой и далеко не равномерно характеризует обстановку образования того или иного вида текстур.

Мы разберем следующие обстановки, связанные с определенным комплексом слоистых текстур осадка.

Слоистость в прибрежной зоне мелководья: 1) собственно побережье, пляжи, бичи, где происходит в основном плоскостная седиментация волнами прибоя или приливов; 2) область ваттов — специфического приливно-отливного плоского побережья; 3) прибрежная зона волнений на прибрежном мелководье (зона взморья); 4) область формирования аккумулятивных прибрежных форм — подводных валов, баров, кос и пересыпей.

Слоистость в области течений: 1) донных; 2) мутевых; 3) висячих и поперечных.

Слоистость в зонах спокойной седиментации, в условиях отсутствия придонного движения воды: 1) собственно морских отложений — глубоководных и прибрежных (в том числе биогенных и хемогенных); 2) лагунных отложений (различных лагун); 3) области мангров; 4) области ледниково-морских отложений.

В каждой из этих областей отмечены свои специфические комплексы слоистых текстур, при помощи которых можно выделить соответствующие фации ископаемых отложений. Текстуры в зонах нарушения слоистости оползаниями, илоедами и т. д. будут рассмотрены в следующей главе.

Конечно, приведенный перечень далеко не исчерпывает всего многообразия фаций и фациальных обстановок, поэтому нашу схему не следует рассматривать как классификационную в полном смысле этого слова. Очевидно, этот перечень можно было бы значительно расширить, но, к сожалению, имеющийся материал о слоистых текстурах в осадках из различных зон моря до сих пор остается весьма скудным. На основании имеющихся, хотя и многочисленных, но весьма кратких описаний слоистости (часто — только указаний на ее наличие) дать более полный и подробный обзор сейчас не представляется возможным — это дело будущего.

Описание типов слоистости по нашим наблюдениям и по литературным данным приводится по каждой зоне в отдельности, однако при этом нельзя забывать, что в процессе осадкообразования различные зоны одной и той же области многократно чередуются, сменяют одна другую, и образовавшаяся толща пород является уже суммарным результатом существования данной обстановки в целом.

2. СЛОИСТОСТЬ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МЕЛКОВОДЬЯ

Термины, употребляемые для обозначения различных частей побережья или литоральной зоны, и такие понятия, как «пляж», «бич» и т. д., различные авторы трактуют по-разному. Большинство придерживается следующих определений: побережье — это полоса вдоль берега, где сказывается взаимное действие суши и моря. На побережье можно выделить три участка: а) внутренний, никогда не заливаемый водой, б) средний, находящийся попеременно то под водой, то над ней, в) лежащий постоянно ниже уровня воды (взморье или область прибрежного мелководья). Некоторые побережьем называют только ту часть берега, которая может заливаться водой, другие, наоборот,— полосу суши, не покрываемую водой (Геологический словарь, т. II, 1955). Литоральная зона (область) — это прибрежная область между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. Для нее характерно наличие сильных движений воды (прибой, волнения, течения), сезонные колебания температуры и солености, вызванные приливно-отливными явлениями (Геологический словарь, т. I, 1955), М. С. Швецов (1948) и М. В. Кленова (1948) в понятие литорали включают шельф и побережье. И. В. Мушкетов (1925) приливно-отливную зону именует пляжем. Другие авторы пляж определяют следующим образом:

а) слабая, покатая к воде полоса берега, сложенная песком, гравием и галькой, во время бурь заливаемая волнами (Геологический словарь, т. II, 1955);

б) пляж есть скопление наносов в прибойной зоне, рельеф которой сформирован действием прибойного потока (Леонтьев, 1955);

В. П. Зенкович (1946) верхней границей пляжа (beach, strand) считает предел заплесков наиболее крупных штормовых волн, что же касается его нижней границы, то при обилии поступающего обломочного материала и ровной поверхности морского дна определить ее весьма затруднительно.

Д. В. Наливкин (1955) среди прибрежных песчаных отложений выделяет: а) подзону песков побережья, которая не затопляется, а лишь захватывается отдельными волнами во время бурь и штормов; б) подзону песков прибоя, в которой песчинки непрерывно движутся по пляжу; наконец, в) подзону подводных песков, всегда покрытых морем. Неясно, считает ли он пляжем только среднюю часть побережья, а также непонятно, как пляж связан с приливно-отливной зоной.

Прибойными называются волны, образующиеся из ветровых волн, или волн зыби при достижении ими берега, которые разрушают берег на расстоянии действия приливной волны (Геологический словарь, т. II, 1955). Следовательно, зона прибоя — это зона действия ветровых волн, или волн зыби. Но тогда непонятно, причем здесь приливы. В работах отдельных авторов часто неточно употребляются выражения «прилив», «приливная волна», когда речь идет о прибое и прибойных волнах (приливы выражены далеко не на всяком побережье).

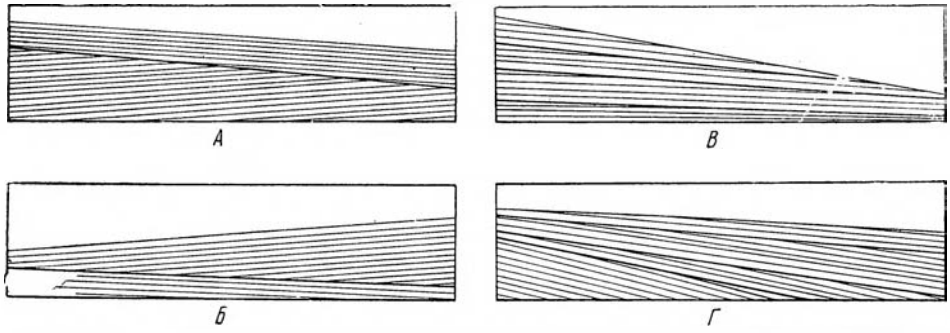
Приведенные примеры указывают на неясность существующей терминологии и на затруднения, возникающие при попытке разграничить области, характеризующиеся теми или иными условиями седиментации, и связанные с ними текстуры осадка.

Слоистость отложений побережья — пляжей, бичей

Американские авторы определяют пляж как зону, протягивающуюся от отметки наиболее низкой воды до наиболее высокого действия волн. Пляж подразделяется на передний (fore shore) — участок между гребнем и отметкой низкой воды, и задний (backshore) — участок, покрывающийся водой при исключительно сильных штормах. Передний пляж, в свою очередь, по границе зоны насыщения водой делится на верхний и нижний. Отличительной чертой осадков пляжа является тонкая слоистость.

Слоистость верхнего переднего пляжа детально изучал Томпсон (1937). Кроме отложений верхнего и нижнего переднего пляжа, он выделяет еще отложения изрезанного побережья (cusped beach). По Томпсону, в песчаных отложениях верхней части переднего пляжа наблюдаются четыре типа косой слоистости (фиг. 195). Тип *А* — слойки, наклоненные к суше, срезаны эрозионной поверхностью, наклоненной к морю, которая, в свою очередь, является почвой для отложения слойков, падающих также к морю. Угол падения слойков несколько более пологий, чем угол срезывающей поверхности, поэтому каждый слоек по направлению к суше немного утоняется, представляя как бы трансгрессивное залегание. Простирание слойков приблизительно параллельно простиранию срезывающих поверхностей. На фиг. 195 представлен продольный разрез, поперечное же сечение, параллельное простиранию слойков, дает видимость горизонтальной параллельной слоистости. Тип *Б* — менее обычный, чем тип *А*, и характеризуется отсутствием эрозионной поверхности. Слойки нижней серии наклонены к морю, сверху они перекрываются слойками, падающими к суше. Контакт проходит по поверхности слоя нижней серии.

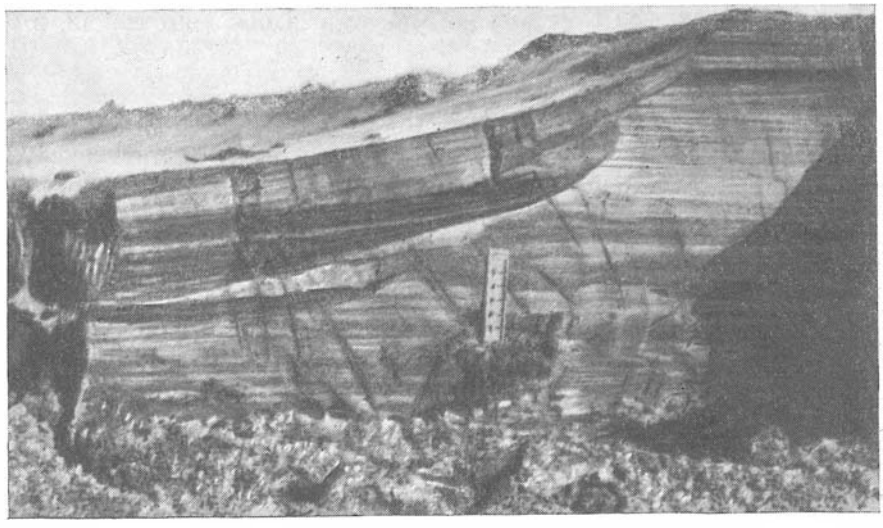
По-видимому (хотя автор об этом и не говорит), в этом случае серийный шов будет менее заметен, чем в типе *А*. В типах *В* и *Г* имеются только слойки, падающие к морю. Различаются они тем, что в типе *В* поверхность, разделяющая серии, падает более круто, чем лежащие ниже слойки



Фиг. 195. Типы косой слоистости бичей — *А*, *Б*, *В*, *Г*. Море — справа от каждой фигуры (По Томпсону, 1937)

(фиг. 196), а в типе *Г*, наоборот, падение становится все более пологим. Простирание слойков и срезывающих поверхностей одинаковое.

Томпсон считает, что косая слоистость верхней части побережья образуется в результате совместного действия переменных величин, которые зависят от транспортирующей силы волн, несущих частицы различного размера или разного удельного веса. Набегающая на берег волна



Фиг. 196. Поперечный разрез погребенного откоса. Крайний пример типа *В* фиг. 195, с косой слоистостью. Море слева. Устье р. Сан-Диего, Калифорния. (По Thompson, 1937)

приносит на береговой склон обломки, часть которых остается на берегу, а часть уносится обратной волной. Изменение высоты волн, обусловленное приливами и ветрами, а также колебания в величине волн вызывают непрерывное изменение профиля равновесия.

Каждый слоек есть отложение кратковременное — в течение нескольких дней, а может быть, даже одного дня. Однако конечное наслоение (слойчатость) является результатом неизвестного количества дней, так

как более сильные волны могут унести и полностью уничтожить ряд слойков, накопившихся ранее. Если рассматривать нижнюю поверхность отложения слойков, падающих в сторону моря, как поверхность бича (как это делает Томпсон), то остается неясным — за счет чего же возникают слойки, имеющие наклон в сторону суши (особенно в типе *А*). Однако с отмеченными Томпсоном фактами следует пока считаться. Что касается формы слоистости, то, с нашей точки зрения, следует обратить внимание на характерное «перистое» сочленение двух слоистых серий в типах *А* и *Б*, на клиновидный характер серий и пучковидное расположение слойков смежных серий в типах *В* и *Г* и на очень пологие углы наклона слойков. Мощность косослоистых серий от нескольких сантиметров до 2,5—3 м, т. е. слоистость крупная.

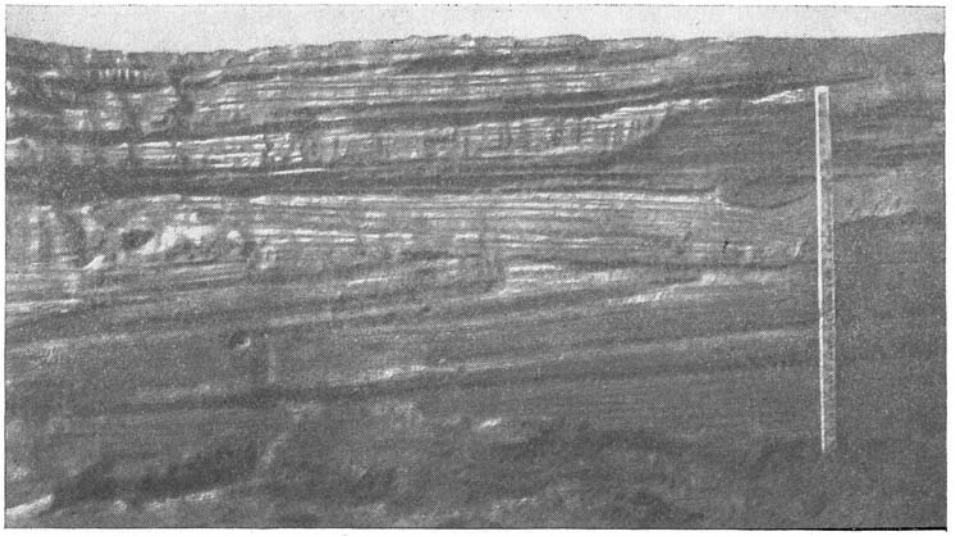
Материал, слагающий пески бичей (побережья), хорошо отсортирован; размер частиц одного слойка находится в узких пределах одной-двух фракций. Слоистость подчеркивается тонкими темными слойками с примесью темноцветных минералов — роговой обманки, магнетита. Средняя мощность слойков (из 502 наблюдений) составляет 0,4—0,8 см, но в общем толщина слойков бывает различной — от долей миллиметра до 2,7 см. Мощность светлых слойков, состоящих из кварца и полевого шпата, в среднем 1 см, темных слойков — 0,15 см. В террасовых отложениях залива Монтерей несколько линз магнетитового песка достигало мощности 2,5—3 м. Во многих местах верхней части побережья преобладают светлые слойки; при отсутствии темных слойков слоистость выявляется колебаниями в величине частиц светлых слойков. Светлые слойки здесь обычно более мощные, чем в нижней части, где количество темных и светлых слойков одинаково. В поперечных разрезах параллельно береговой линии слойки прослеживались на 30 м и более. Косая слоистость бичей происходит от изменения на пологой береговой полосе профиля равновесия вдоль берега.

В нижней части переднего пляжа слоистость не наблюдалась так хорошо в вертикальных разрезах, так как песок постоянно насыщен водой, что влечет его оседание. Песчаный материал нижней части бича менее однообразно отсортирован и состав его иной. Имеется присыпка слюды, обломки морских раковин и материала, более легко переносимого, чем в верхней части. Встречается примесь грубого песка; поверхность покрыта рябью — пологими гребнями и впадинами (очевидно, в ископаемых осадках аналогичного происхождения следует ожидать появления мелкой волнистой слоистости разных видов).

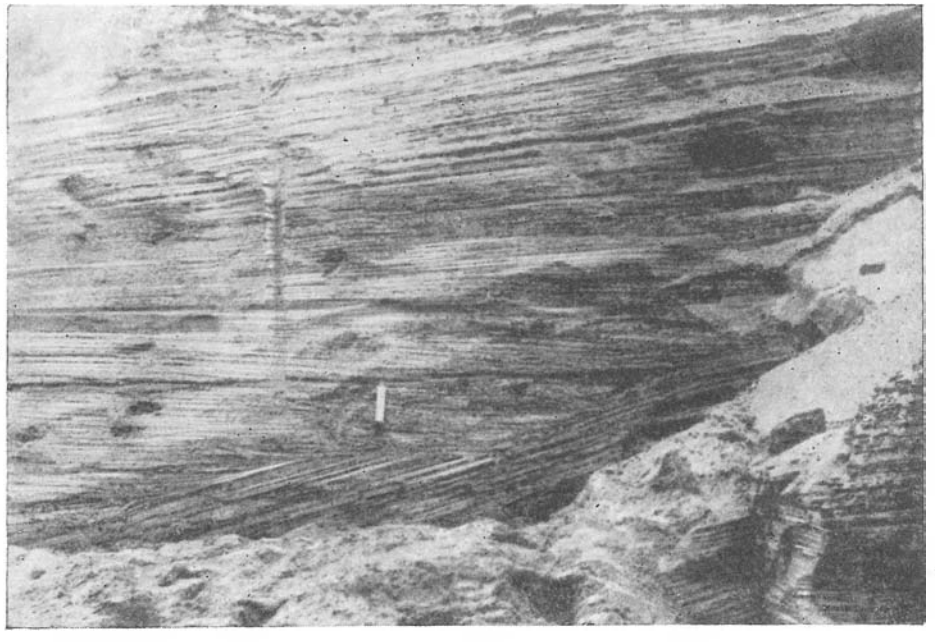
По Томпсону (1937), здесь вероятны: а) отложения запутанной косой слоистости, б) невыдержанные, почти горизонтальные залегания и в) короткие косые слойки, падающие во всех направлениях с углом падения, приближающимся к 30°. Величина слойков много меньше, чем в верхней части побережья. Углы наклона слойков в верхней части побережья (по 1200 измерениям) дали: 82% — от 0 до 7°; 15% от 8 до 15° и лишь 3% — более 16°. Из 200 наблюдений в нижней части побережья углы наклона более 16° (максимум 28°) оказались у 57% слойков.

Томпсон отмечает еще, что изрезанное, извилистое побережье обнаруживает сложную слоистость, так как склоны кос, выступов и заливов, на которых формируются косослоистые отложения, сильно изменяются по простиранию, а волны, возникающие во время штормов, эродируют верхние части кос; следовательно, направление наклона слойков тоже изменяется (фиг. 197).

Томпсон сравнивает с описанными текстурами бича отложения плейстоценовых песков Сан-Педро (фиг. 198). Это однородный среднезернистый песок (80% зерен имеет размер 0,25—0,5 мм). Тонкие темные слойки, на поверхности обнажения сильно выветрелые, содержат зерна магнетита и темноцветной роговой обманки; в них находится небольшое



Фиг. 197. Косая слоистость из отложений замкнутых заливов и бухт. Калифорния. (По Thompson, 1937)



Фиг. 198. Обнажение погребенной морской террасы у Сан-Педро, Калифорния. Слоистость подчеркнута выветриванием. (По Thomson, 1937)

число хорошо окатанных галек до 5 см в диаметре. Плоскость размыва срезает слойки лежащей ниже серии и является основанием для отложения слойков верхней серии, которые постепенно становятся касательными к этой поверхности. Ограничивающие поверхности (серийные ивы) почти горизонтальны, но падают в разные стороны (т. е. форма серий

пологоклиновидная). Длина слойков в средней серии 20—25 см. Эта косослоистая песчаная толща лежит между морскими толщами, но сама не содержит окаменелостей. Томпсон сравнивает ее с отложениями верхней части переднего пляжа (upper foreshor beach), образующимися при изменении несущей силы волн и при различной высоте приливов. Он приводит утверждения Баррелла (1906) о том, что пляжи на поднимающемся берегу сливаются, на стационарном — покрываются осадками суши, а на слабо опускающихся — сохраняются.

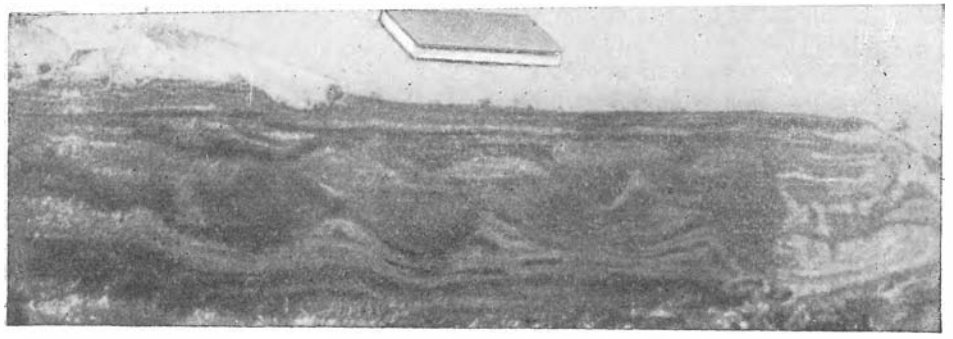
Киндл (1936) приводит некоторые данные о песках бичей на побережье Атлантического океана во Флориде; данные гранулометрического анализа осадков бичей Флориды показали (в %).

	Фракции		
	0, 25 — 0,2 мм	0,2—0,1 мм	Менее 0,1 мм
Бич залива св. Августина	10%	88%	2%
Бич Атлантического океана	35%	60%	5%

Эти цифры свидетельствуют о хорошей отсортированности песчаного материала, причем Киндл отмечает угловатую и полуугловатую форму песчинок. Далее, не описывая текстурных типов, он указывает на наличие твердых и рыхлых бичей, что связано с насыщенностью песка водой: плотные, твердые пески лежат ниже по склону берега, до уреза воды, постоянно насыщены водой (очевидно, это соответствует «нижнему переднему пляжу»). В верхних слоях между песчинками содержится воздух, который при приливе выходит из них. Однако, так как наступление приливной воды по поверхности опережает подъем воды внутри песчаного осадка, то вода сверху заплескивает песок, и часть воздуха, не успев выйти, скопляется там в виде отдельных воздушных полостей, пузырьков и т. д., что и придает рыхлость поверхности бича. Для нас этот факт интересен еще и потому, что скопившийся воздух, выходя впоследствии, нарушает слоистость и создает своеобразный вид текстур.

Стюарт (Stewart, 1956) описывает подобные текстуры, наблюдавшиеся на побережье лагуны Сан-Мигуэль на берегу Тихого океана, в Калифорнии. Под покрышкой, толщиной 5—7 см, образованной плоскими слойками песка, осадки сильно изогнуты (фиг. 199). Деформация особенно заметна вследствие чередования темных и светлых слойков. Различия в окраске связаны с тем, что темные слойки представлены зернами темных тяжелых минералов: магнетита и зеленой роговой обманки с меньшим количеством гиперстена, эпидота и граната, тогда как более светлые слои состоят в основном из зерен полевых шпатов и кварца несколько более крупного размера. Как светлые, так и темные пески хорошо сортированы. Искривления слойков наиболее интенсивны в участке мощностью 20 см, отдельные текстуры имеют мощность 7—13 см. Деформация принимает различные формы, но совсем нет лежачих складок, связанных с оползневыми явлениями. Наиболее характерно то, что направление оси любой отдельной складочки приближается к вертикали. Часто встречаются угловые несогласия, которые прослеживаются не более чем на несколько сантиметров, причем искривления происходили как до, так и после несогласий. Местами наблюдаются карманы, заполненные неслоистым песком, Деформация более интенсивна в верхних слоях и затухает с глубиной. Деформированные текстуры встречаются на площадях слабо уплотненных ячеистых песков. Образуются они, по-видимому, вследствие передвижения пустот, в которых заперт воздух. При приливе вода, разливающаяся по поверхности, просачивается вниз и делает песок непроницаемым для поднимающегося воздуха. В то же время колебания уровня водного зеркала в песках приводят к пульсирующему движению вверх скоплений воздуха. Когда поднимающийся «воздушный карман» (pocket) встречает менее

проницаемый слой, последний выпячивается вверх, образуя песчаный бугорок. Часто может происходить разрыв покрывающего слоя, что дает возможность песку устремиться внутрь, заполняя участки поднимающимся воздухом. Иногда песок может оползать, тогда слоистость останется различимой, хотя и искривленной. Несогласия объясняются движением песка вслед за поднимающимися воздушными карманами. Общее движе-



Фиг. 199. Изогнутые песчаные слои на побережье лагуны Сан-Мигуэль (текстура «воздушных карманов»). Разрез параллельно наклону песчаной отмели (По Stewart, 1956)

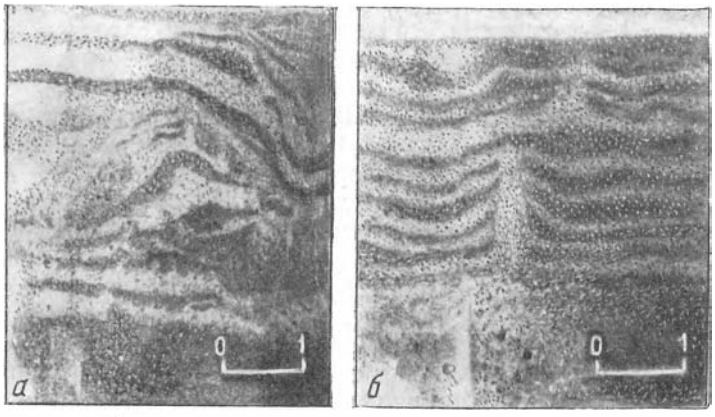
жение захваченного воздуха — вертикальное, чем и объясняется образование вертикальных осей в получающихся искривленных текстурах, а их небольшой масштаб указывает на величину создающихся воздушных карманов. Аналогичные деформированные текстуры были отмечены в отмелях в дельте лагуны Сорренто и в лагуне Мугу в Калифорнии.

Высказанное предположение о происхождении таких искривленных текстур подтверждается лабораторными опытами. В стеклянный цилиндр высотой 32 см и в диаметре 10 см, заполненный слойками чередующегося темного и светлого песка, на поверхность вводили воду, что должно было соответствовать волнам, заливающим песчаные отмели. Одновременно воду вводили и снизу, как бы во время прилива. В более грубом светлом слое пузырьки воздуха начали сливаться и подниматься вверх. Чтобы создать колебания высоты стояния водного зеркала в короткие периоды, ток воды снизу иногда приостанавливали и часть воды дренировали. При этом опыте в песке образовались текстуры, сходные с текстурами отложений лагунного побережья (фиг. 200).

Опыты показали, что более сильная деформация верхних частей разрезов зависела от возросшей пластичности верхних, смоченных сверху осадков и от наращивания мелких пузырьков воздуха по мере подъема через осадок. Стюарт предлагает для обозначения процесса термин «воздушное вздымание», «вспучивание» (air heave), а для получающейся деформации осадков — «структура (по нашему,— текстура) воздушного вздымания или вспучивания» (air heave structures). Признаками этих текстур являются: 1) небольшая величина (обычно менее 20 см в поперечнике); 2) резко выраженное стремление к вертикальности; 3) несогласие лишь в несколько сантиметров, а также наличие карманов неслоистого песка; 4) наиболее сильная деформация вблизи верхней границы деформированного участка и замирание ее с глубиной; 5) приуроченность к песчаным отложениям; 6) органиченность текстур маломощной зоной разреза ввиду переходящего характера условий их образования; 7) обычно наличие над и под зоной со вспученными текстурами плосколежащих слоев без деформаций.

Далее Стюарт приводит сравнение с аналогичными текстурами в ископаемых верхнемеловых песчаниках Ла Джолла в Калифорнии. Он отме-

чает, что наряду с наличием текстур, сходных с текстурами воздушного вспучивания, встречены в слоях песчаника знаки ряби и ходы животных, заполненные породой. Кроме того, ссылаясь на других авторов (Таннер, Поборский), Стюарт указывает несколько случаев изогнутой слоистости в отложениях разного возраста, вплоть до архея Финляндии (ван Стра-



Фиг. 200. Изогнутые осадки, полученные в лаборатории (текстура «воздушных карманов»)

а — типичные изогнутые текстуры. Пузырьки воздуха в светлых слоях и деформация над пузырьком внизу справа; *б* — разрыв слойков, вызванный подъемом «кармана». (По Stewart, 1956)

атен), образовавшихся в условиях лагун и приливных отмелей; изогнутая слоистость была встречена вместе со следами усыхания, остатками наземных растений, косой слоистостью и знаками ряби. Отсюда он делает вывод, что подобные текстуры в породах образовались в приливно-отливной зоне. Хотя такие условия седиментации иногда встречаются и на океанических пляжах, но зона деформации у открытых берегов очень маломощна, так как период тихого волнения редко бывает длительным. Необходимые же условия создаются чаще всего вблизи от устьев приливных эстуариев и лагун; поэтому текстуры воздушных карманов, наблюдающиеся в ископаемых отложениях, в совокупности с другими признаками указывают, что они образовались в лагунах.

Мак-Ки (1954) приводит описание слоистости в отложениях заднего и переднего пляжа, специально изучавшейся им на берегу о-ва Мустанг (Техас), на побережье Тихого океана (в Калифорнии) и в заливе Чалла. Пляж о-ва Мустанг представляет типичный пример отложений низкой плоской прибрежной равнины на берегу мелкого моря. Он изучен на протяжении 19 км. Механический анализ показал, что песок переднего пляжа мелкозернистый, преимущественно кварцевый, хорошо отсортирован (более 90% относится к двум смежным фракциям).

Для верхнего переднего пляжа характерны малые углы падения (5° и меньше) и длинные ровные поверхности. Текстура отложений заднего пляжа — неправильная слоистая, падение слоев — от 6 до 12° (фиг. 201). Часто встречаются местные русла и неровные эрозионные поверхности. Так как пляжи Калифорнийского побережья находятся вблизи гор, то песок здесь содержит смесь минералов, которые сортируются волнами в светлые и темные слойки.

Выше мы привели описание слоистости верхнего переднего пляжа по Томпсону. Данные Мак-Ки подтверждают, что для них характерны те же признаки, а именно: ровные плоские слойки серии слоев, падающие к мо-

рю под сравнительно небольшими (до 10°) меняющимися углами (фиг. 202, 204). Задние пляжи на Калифорнийском побережье редки, но там, где они есть, их строение иное: пласты обычно падают по направлению от моря и под относительно большим углом. Многочисленные желоба и русла, большинство которых параллельно побережью (фиг. 203), отмечена также неправильность границ серий, обусловленная эрозионными размывами. Нередко в отложениях заднего пляжа встречаются внутриформационные конгломераты, сложенные комками слоистого песка. Местами попадаются скопления крупных раковин и древесного угля, среди песков отмечаются прослои глин.

В заливе Чалла и вблизи Гуаймаса пляжи образованы частично ракушечником, частично — песком. Состав и сортировка песка зависят от окружающих пляж коренных пород. Из приведенных Мак-Ки таблиц видно, что размер зерен не является характерным признаком для отложений пляжей, которые могут иметь различную структуру — от гравия до мелкозернистого песка.

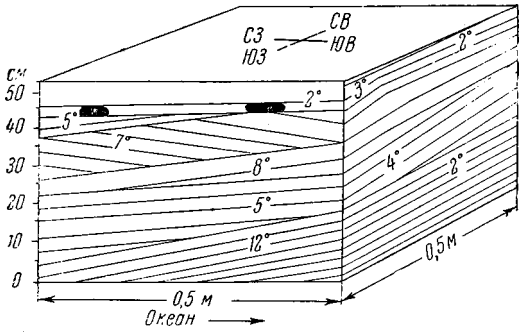
В одной из канав у гребня были вскрыты отложения и переднего и заднего пляжа. Отложения переднего пляжа состоят из чередующихся слоев гравия, раковин (целых и обломков) и относительно мелкозернистого песка. Плоские зерна гравия и раковин обычно ориентированы короткими сторонами перпендикулярно слоистости. Слои и линзы падают к морю под углами 4—6°. Отложения заднего пляжа слоистые (фиг. 205), по составу и характеру аналогичны отложениям верхнего переднего пляжа, но падают в сторону суши и в целом образованы более тонкозернистыми осадками. Слойки попеременно состоят из грубозернистого темно окрашенного и тонкозернистого светло окрашенного осадка. Скопления раковин подчеркивают слоистость, углы падения здесь круче (16—23°).

В. Г. Ульст изучал слоистость в отложениях песчаных пляжей Рижского залива. Во всех случаях слоистость «имела вид серий параллельных слойков, пологонаклонных в сторону моря, среди которых иногда наблюдается выклинивание отдельных слойков или целых серий в направлении к верхней границе пляжа. Слоистость обусловлена чередованием хорошо отсортированных слойков песка различной крупности. Преобладающая фракция обычно содержится в количестве 75—95%» (1957_1, стр. 103). Этот тип слоистости свойствен очень пологим берегам; он сходен со слоистостью, описанной Томпсоном (см. выше) также для пологих пляжей, с углом наклона обычно не более 7°.

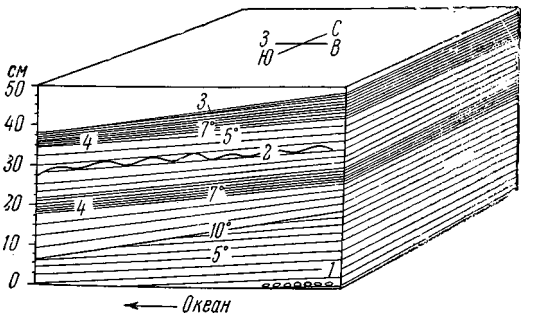
Однако, по мнению В. Г. Ульста, этот тип слоистости не единственный для всех песчаных пляжей; в отложениях галечных и песчано-галечных пляжей наклоны косых серий, а также общая форма слоистости должны быть существенно иными, так как более крупный материал приходит в состояние равновесия при больших углах наклона слойков и образует совершенно иной профиль пляжа. Слоистость таких пляжей совершенно не изучена.

В. Г. Ульст наблюдал слоистость, образующуюся при переходе пляжевых отложений в эоловые; внизу среди неслоистого среднезернистого песка видны серии горизонтальных, наклонных и изогнутых слойков мелкого гравия и крупнозернистого песка. Здесь же встречаются сравнительно хорошо выдержанные миллиметровые прослои рудного концентрата и одиночной мелкой гальки. Выше залегают эоловые пески, образующие крупную волнистую выпуклую серию, отдельные слойки которой клиновидно сужаются вниз (см. гл. VIII).

Итак, мы видим, что для отложений пляжей характерно плоскостное налегание слоев и пологонаклонный характер слоистости, обусловленный наклоном поверхности пляжа, на которой отлагается осадок. В разрезе, параллельном береговой линии, слоистость имеет вид горизонтальный.

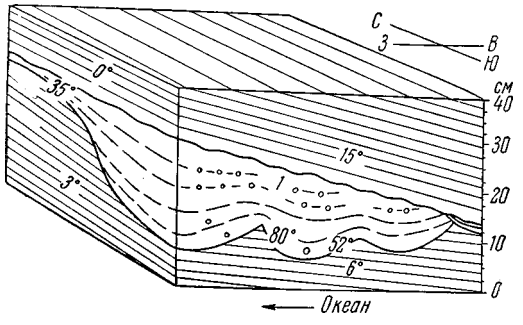


Фиг. 201. Задний пляж позади низкой дюны на о-ве Мустанг. Слоистость, образовавшаяся в результате чередования светлых и темных прослоев мощностью около 0,5—1 см. Черное— гальки угля. Плоскость справа параллельна берегу. (По McKee, 1933)



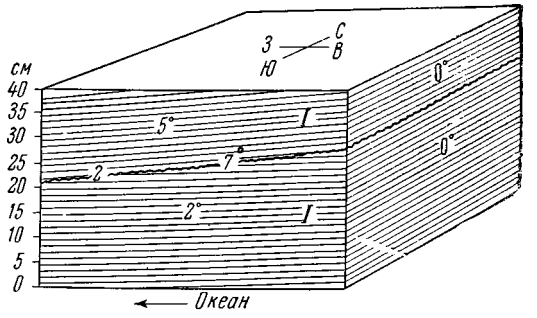
Фиг. 202. Верхний передний пляж, бухта Кристалл, Калифорния.

1 — гравий; *2* — слойки ряби; *3* — поверхность пляжа; *4* — черный песок. (По McKee, 1953)



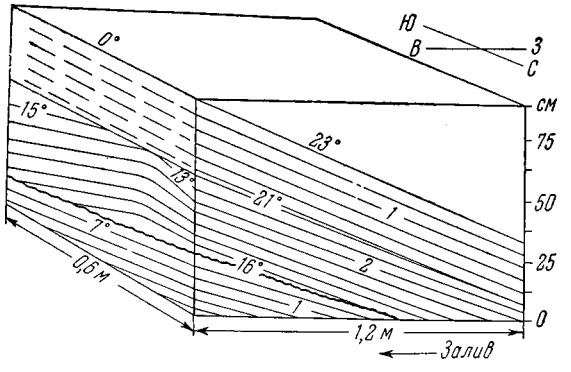
Фиг. 203. Задний пляж лагуны, бухта Кристалл, Калифорния.

1 — гравий. (По McKee, 1953)



Фиг. 204. Верхний передний пляж лагуны, бухта Кристалл, Калифорния.

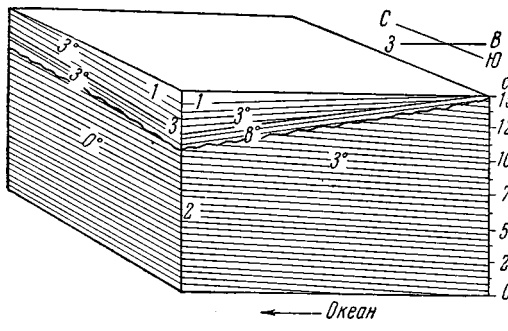
1 — белый песок; *2* — черный песок. Мощность слойков около 0,6 см. (По McKee, 1953)



Фиг. 205. Задний пляж — лагуна, Энсенада, Сан-Франциско. Слойки выражены скоплениями ракушки и изменением окраски.

1 — грубый песок; *2* — тонкий песок

Состав отложений пляжа может быть различным в зависимости от характера побережья, но сортировка (особенно на переднем пляже), как правило, хорошая, что, очевидно, является результатом многократного перемыва и переотложения осадочного материала.



Фиг. 206. Задний пляж (*2*) перекрывается осадками переднего пляжа (*3*). О. Буэна-Виста, в 2,5 милях к югу от Оуменсайда.

1 — поверхность пляжа (По МсКее, 1953)

Судить о взаимном расположении суши и моря по наклону слойков в ископаемых осадках следует с большой осторожностью, так как на переднем пляже они падают в сторону моря, а на заднем — к суше, и следует сначала разобраться, с каким именно пляжем мы имеем дело. Слойки верхней части переднего пляжа ровные, однообразные и имеют очень пологое падение. Нарушения первичной слоистости могут быть вызваны здесь скоплением воздуха в песке. Такие нарушения следует отличать от оползневых. Отложения заднего пляжа более неправильны и имеют ряд дополнительных черт — в них наблюдаются эрозионные размывы, небольшие русла, встречаются включения обломков древесины и гальки, а иногда и комьев песка, переотложенного из близлежащих слоев. Эти отложения часто переходят в лагунные или дюнные, с соответствующим изменением структуры и текстуры. Иногда отложения заднего пляжа перекрываются отложениями переднего пляжа (фиг. 260), что создает более сложную слоистость осадка.

Текстуры отложений нижней части переднего пляжа охарактеризованы недостаточно. В них встречаются гребни и желоба (рябь?) с осями, параллельными линии берега, небольшие песчаные косые и другие морфологические элементы. Согласно Мак-Ки, отложения состоят из плоских пологих слойков песка со скоплениями ракушек и слюды, среди которых в желобах можно отметить участки с косой слоистостью, падающей в разных направлениях и под разными (даже большими) углами наклона. Нам кажется, что текстуры этих отложений должны иметь ряд черт, сближающих их с текстурами отложений прибрежного мелководья, по отношению к которым отложения нижнего переднего пляжа являются переходными.

Слоистость ваттов

Ватты (watt — низменный илистый морской берег) — мелководное морское побережье, осушающееся во время отлива. По Д. В. Наливкину, «ваттами называют прибрежные низины, покрытые жидким илом, обнажающиеся во время отлива и покрытые морем во время прилива» (1955, стр. 299). Они развиты вдоль низменных берегов и занимают большие пространства — в десятки и даже сотни километров. При плоском береге граница моря и суши перемещается на 15—20 км, образуя слой воды толщиной до нескольких метров.

При смене отливных и приливных течений осаждаются взвешенные в воде органические и минеральные частички, источником которых является море, поставляющее терригенный материал — как поступающий в водоем с суши, так и в виде продуктов размыва морского дна. Источники материала, поступающего на приливно-отливные отмели, различны. Мелкозер-

нистый материал поступает из наиболее глубоких слоев дна открытого моря (Johnson, 1922), в других местах он приносится непосредственно из тех мест, где берег активно размывается течениями (Kindle, 1930), или получается из взвешенного материала, переносимого морскими течениями (например, в дельте р. Колорадо). На приливные отмели Северного моря много осадков поступает в результате переработки морем ледниковых отложений. Наносы переносятся приливной водой, которая в виде покрова разливается на отмели. Частицы оседают там, где вследствие уменьшения скорости течения вода сбрасывает взвешенный в ней груз, а так как воды при отливе обычно менее мощны, чем при приливе, то на каждом гребне прилива накапливается осадок.

Скорость накопления материала на приливных отмелях весьма большая — до 1,5—3 м осадка в год. Такая быстрота накопления является причиной сохранения черных слоев, органических растительных остатков, раковин моллюсков.

Ваттовое побережье Мезенского залива, по В. П. Зенковичу (1940), имеет следующее строение: пляж сложен песчаным материалом, на поверхности которого видны знаки ряби. В зоне, уходящей уже под уровень моря, наблюдаются тонкие илистые пески, которые ниже становятся все более тонкими и однородными. Везде можно подметить слоистость отложений, которая проявляется в смене песка различного механического состава, иногда с илистой примесью. К сожалению, В. П. Зенкович не останавливается на текстурах ваттовых отложений более подробно. Судя по некоторым его неопубликованным материалам, с которыми он любезно нас познакомил, для отложения ваттов характерна мелкая волнистая, часто линзовидная слоистость. Встречаются прослои, более или менее обогащенные ракушкой, прослои торфянистого детрита и прослои с мелкими катунами ила или глины, а также многочисленные ходы червей и моллюсков.

В верхней части пляжа лежит плавник (выброшенные морем стволы деревьев, за которым расположена лайда — заболоченная, заросшая травой плоская низина. В. П. Зенкович различает ватты песчаные, илистые и даже скалистые, причем илистые ватты могут переходить в песчаные.

Д. В. Наливкин указывает, что в отложениях ваттов «линзовидные пласты темных глин и более светлых песков непрерывно чередуются друг с другом. Мощность прослоечков обычно измеряется миллиметрами... Неправильные очертания прослойков и их частое выклинивание легко отличают отложения ваттов от ленточных глин озер и других замкнутых бассейнов, без приливов» (1955, стр. 302). В руслах протоков в песчаных пачках нередко развита косая слоистость. Основные районы, известные высокими приливами, где проводились наблюдения над седиментацией, это бухта Фунди, дельта реки Фразер (Johnson, 1922), побережье Северного моря (многие исследователи, см. ниже), дельта реки Колорадо (McKee, 1939), залив Чалла (McKee, 1954), Мезенский залив (Зенкович, 1940) и ряд других. Предположение, что приливы и отливы могут вызвать специфическую слоистость осадков, было высказано Шютте (Schütte, 1908), затем это констатирует Джонсон (1922). Наибольшее количество наблюдений над слоистостью было проведено в области ваттов Северного моря.

Рихтер (Richter, 1937) отмечает распространенность этого явления и наличие на отмелях, кроме горизонтальных, также и косых слоев, образование которых он объяснил блужданием желобов стока (prielen). О приливной слоистости ваттов писали также Трусхейм (Trusheim, 1929), Людерс (Luders, 1930), Шмитт (Schmitt, 1933), Бючер (Bucher, 1938), Форшгаммер (Forschgammer, 1941), Гентшель (Häntzschel, 1938$_{1,2}$), ван Страатен (Straaten, 1951$_{1,2}$, 1954) и другие.

Мы разберем описание приливной слоистости ваттов Северного моря по Гентшелю, так как его работы, во-первых, наиболее полные, а во-вторых, будучи более поздними, включают признаки слоистости, описанные ранее другими исследователями.

Кроме непосредственных наблюдений, Гентшель проводил также исследования некоторых особенностей осадков по ящичным пробам в лаборатории.

Приливная слоистость образуется в результате ритмического чередования приливных и отливных течений; таким образом, слоистость ваттов тоже следует считать сезонной, хотя она и несколько отличается от горизонтальной.

В несколько схематизированном виде формирование приливно-отливной слоистости представляется следующим образом: отложение осадочного материала происходит тогда, когда ослабевает транспортирующая сила течения и уменьшается его скорость. Если приливное и отливное течения равны по силе и противоположны по направлению, то, несмотря на изменение скорости течения, осадкообразование не будет происходить, ибо все то, что отложено приливом, уносится при отливе. Слоистые осадки отлагаются только тогда, когда отливное течение во всех или в отдельных фазах слабее приливного. Обычно приливное, более сильное течение осаждает более грубый материал, постепенно утоняющийся по мере приближения к верхней линии воды вследствие ослабления силы прилива; отливное течение, более слабое, осаждает более тонкие осадки; иногда оно удаляет верхнюю часть приливного слойка. Казалось, можно ожидать, что осажденные отливным течением слойки ила будут смыты новой приливной волной. Однако этого не случается, очевидно, в связи с некоторым затвердением ила при высыхании. Кроме того, сила сцепления глинистых частиц больше, чем песчаных; поэтому новое приливное течение осаждает сверху новый, более грубый слоек. Конечно, это только схема, в природе часто обстановка бывает сложнее: далеко не всегда совпадают направления приливного и отливного течений; поверхность ваттов неровная, имеются отмели и углубления, в которых осаждение идет более медленно, материал туда легче заплывает, но зато труднее может быть удален. Сила приливной воды изменчива, вплоть до того, что один сильный прилив может уничтожить ряд слоев, отложившихся ранее, или отложить значительно более мощный слоек. Наконец, сказывается влияние временно действующего фактора — ветра, то усиливающего, то ослабляющего течения. Систематические наблюдения Гентшеля в области ватт показывают, что в зависимости от направления господствующих ветров одни области размываются, другие — заиливаются. С этим связано изменение и перемещение желобов стока («прилей») по поверхности ваттов, причем слоистые осадки могут быть уничтожены. Оказывают влияние на формирование слоистости и вихри воды, особенно в желобах и мульдах на поверхности ватт.

Гентшель рассматривает четыре типа слоистости в зависимости от седиментации в той или иной части ватта: а) слоистость штормовых приливов, б) слоистость в области линии высокой воды, в) слоистость приливов в илистых ваттах и г) слоистость ряби. Кроме того, он отмечает присутствие глинистых слоев на песчаных берегах островов и некоторые различия в слоистости открытых и защищенных ваттов.

Слоистость штормовых приливов образуется в отложениях выше верхней линии обычных приливов. Это осадки высоких штормовых (или бурных) приливов (Sturmflut), образующиеся выше берегового уступа. Здесь в желто-коричневом плотном и твердом глинистом осадке выступают слои тонкого песка мощностью до нескольких сантиметров или даже меньше. Здесь, так же как и в типичных отложениях ваттов, заметно тонкослоистое строение породы.

При высыхании в береговом уступе видны светлые ленты тонкого песка в несколько сантиметров мощностью, глинистые же слои много толще, а в целом слоистость грубее, чем в ваттах. Мощность слоев большей частью 0,5—1 см, границы их обычно нерезкие, часто волнистые и прерывистые. Иногда форма песчаных участков облачная. Слои штормовых приливов менее подвержены переотложению, чем слойки ваттов, и кроме того, они сцепляются корнями растений. Поэтому, если в них и встречаются отклонения от горизонтального залегания, то это объясняется неровностями ложа, и слоистость будет не косая, а наклонная. Если затопление высоким приливом происходит спокойно, то оседает тонкая муть, и несколько затоплений могут дать один единственный слой.

Для слоистости штормого течения в Северном море характерно частое переслаивание с ракушняком, который не всегда обособляется в виде отдельных слоев: в ряде случаев раковины обогащают весь осадок. Если они встречаются в виде прослоев, то обычно в них объединены остатки животных из всех зон ваттов. Отмечается плотная укладка створок. Мощность слоев ракушки достигает 10 см, но обычно она меньше.

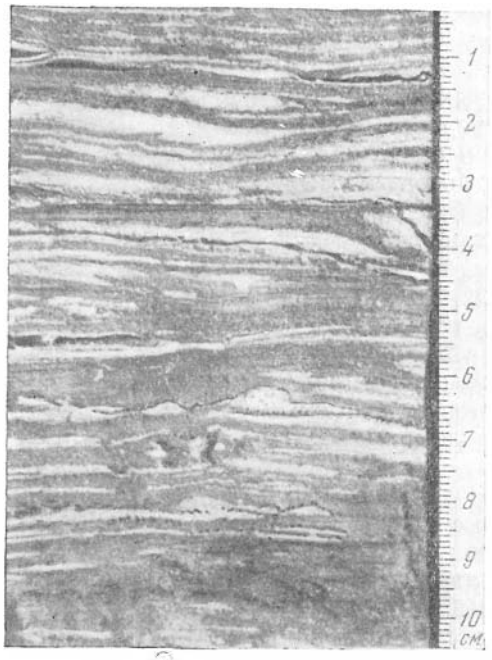
Шютте (1908) отмечает, что за 108 лет береговой уступ за счет осадков штормовых приливов увеличился на 1,09 м. Таким образом, скорость накопления составила около 1 см в год. В разрезе хорошо видна смена белого песка (отложения зимних приливов) темными гумусовыми полосами. Мощность слойков около 1,5 см (на 1,09 м разреза 72—77 слойков). Ветцель (1923) упоминает об осадке песка, мощностью до 20 см, при штормовом приливе.

Слоистость в области линии высокой воды (Hochwasserlinie) также заключается в чередовании глинистых слойков с песчаными. Тонкий песок образует слойки мощностью около 1 мм и менее, глинистые слои более мощные (1—3 мм).

Слоистость приливов в илистых ваттах встречается наиболее часто. Она наблюдалась в естественных обнажениях, в склонах желобов стока (Prielhängen). Выступает она отчетливо при размывании осадка водой или при выветривании. Шютте также отмечал ее в старых ваттах при бурении. Слоистость вызывается довольно частой сменой песчаных и глинистых слойков; мощность отдельных слойков меняется, колеблясь от долей миллиметров до нескольких сантиметров, чаще составляет 1—2 мм. Слойки более или менее параллельны, однако преобладание линз глины или песка заставляет Гентшеля говорить о линзовидной или «волокнистой» слоистости (по-нашему,— волнистая). На фиг. 207, 208, 209 и 210 приведены фотографии слоистости ваттов по Гентшелю, который отмечает, что в общем слоистость приливов параллельная, но вместе с тем волнистая, причем мощности линз колеблются от нескольких миллиметров до 10—20 см.

Темные полосы — глинистый материал, белые — песок, тонкий светло-серый до белого, по составу почти чистый кварцевый. Зерна одинакового размера (преобладают зерна около 0,1 мм в диаметре), преимущественно угловатые и слабо окатанные (в противоположность общепринятому представлению о том, что окатанность, как и сортировка песчаников в прибрежной зоне, должна быть хорошей вследствие частого переотложения). Глинистый материал более тонкозернистый, плотный, мягкий, мажущийся.

Между песчанистыми и глинистыми слоями вклиниваются часто тонкие прослои игл ежей, не принадлежащие слоям ракушняка или гальки, но являются самостоятельными и отлагаются вместе с пластинками слюды или детритом, как одинаковый по свойствам транспортировки материал. Чаще они обогащают тонкие осадки. Размельченные остатки отмерших растений, преимущественно морской травы (зостера).



Фиг. 207. Тонкая приливно-отливная слоистость ваттов (по Гентшелю—«линзообразная»)

Фиг. 208. Неправильная пологоволнистая и косоволнистая приливно-отливная слоистость (по Гентшелю — «волокнистая»)

Фиг. 209. Приливно-отливная волнистая слоистость, переходящая в горизонтальную (по Гентшелю — «линзообразная»)

Фиг. 210. Волнистая слоистость ряби течения в ваттовых отложениях (по Гентшелю—«спутанная перекрестная»)

нередко образуют самостоятельные слойки. Они отлагаются параллельно друг другу, так что слойки сами по себе микрослоисты. В форме тонких слойков можно встретить и торфяной материал (т. е. из наземных растений), образующийся от разрушения торфяных слоев. Нередко в отложениях ваттов видны мелкие несогласия, а также следы деятельности илоедов.

Кроме линзовидной и волнистой, Гентшель (1939) отмечает в ваттах еще косую и перекрещивающуюся слоистость (фиг. 210), как малого, так и большого масштаба. Судя по фотографии, это типичная волнистая асимметричная смещенная слоистость ряби течения. Она встречается в более однородном песчаном материале. Гентшель выделяет слоистость ряби, но, с нашей точки зрения, приведенные им описания и фотографии поверхности ряби не дают основания для выделения ее в качестве самостоятельного типа. Однако волнистая слоистость, определяемая по разрезу, может выглядеть именно рябью на поверхности слоя. Как следствие ненормальных приливов (усиленных ветром) среди нормальной тонкой слоистости (мощность слойков 1—5 мм) внезапно может появляться слоек толщиной в несколько сантиметров.

Наряду с осаждением, в приливно-отливной зоне в результате деятельности течений постоянно происходит разрушение текстуры осадка, отмечаются явления плоского сноса. По Гентшелю, теоретически песок и глина участвуют в образовании слоистости в различной степени, в зависимости от местоположения; вблизи нижней линии воды сильнее участие песка, вблизи верхней линии — глины; между крайними положениями этих линий оба компонента играют более или менее одинаковую роль. После изучения многочисленных проб Гентшель установил, что, действительно, в средней области ваттов участие глины и песка в сложении осадка приблизительно одинаково, а около нижней границы воды преобладают песчаные слои. Это наблюдение отличается от вывода В. П. Зенковича об усилении песчанистости осадка по мере удаления от моря.

Слоистость отложений на открытых побережьях островов отличается от слоистости в защищенных ваттах, лежащих позади островов. Для открытого побережья характерны песчаные отложения в форме валов прибоя, которые подвергаются постоянному переотложению. Здесь нет условий для образования нормальной слоистости ваттов. Повсюду выделяются мощные слои, причем слоистость проявляется в смене песка различной зернистости. Подветренная сторона валов побережья часто показывает параллельные полосы — отметки стояния воды во время отлива. Со стороны суши на подошве вала прибоя видна крупная поперечная рябь — следы течения. В этих песчаных осадках встречаются глинистые прослои такого же происхождения, как и на северном побережье: между отдельными валами прибоя лежат плоские мульды, куда при приливе затекает вода, которая после отлива надолго там остается. В этом желобе может оседать тонкий глинистый осадок. Иногда глина покрывает всю поверхность песка. Мощность глинистых слоев составляет большей частью лишь несколько миллиметров, а мощность песчано-глинистого осадка может быть значительно большей. Был отмечен 15-сантиметровый слой глинистого тонкого песка, в котором найдены двойные створки *Scrobicularia* в прижизненном положении. Эти глинистые слои обычно не прослеживаются далеко; они имеют непостоянную мощность и лежат не вполне горизонтально. В профиле они имеют вытянутую линзообразную форму и достигают в длину многих метров. Такого рода глинистые слои сохраняются при последующем перекрытии песком за счет перевевания, или движения валов прибоя. Если же эти слои попадут в наступающую в прибой воду, они могут быть разрушены, превращены в обломки глинистых пластинок и разнесены далеко по побережью. Позже,

в результате перемыва, они образуют скопления плоских галек. Кроме того, глинистые слои разрушаются при высыхании и растрескивании. Глинистые листочки, еще покрытые песком с нижней стороны, легко могут быть унесены ветром или течением, что иногда приводит к полному исчезновению глинистого слоя, на существование которого будет указывать лишь наличие местами глинистой гальки.

Гентшель отмечает, что косая и перекрещивающаяся слоистость в ваттах встречается довольно часто. Она образуется в результате перемещения русел или желобов (priele), по которым, кроме плоскостного стока, вода стекает при отливе. Их постоянные перемещения образуют большие поверхности, покрытые косослоистыми отложениями более грубого песчаного материала. Рядом с правильно-косослоистыми сериями формируется перекрещивающаяся слоистость и возникают внутренние несогласия (фиг. 211). По Гентшелю, явление внутреннего несогласия

Фиг. 211. Наползающая слоистость в желобах стока ваттов (по Гентшелю — несогласное наслоение внутри нормальной слоистости). Рисунок автора по фото из Гентшеля)

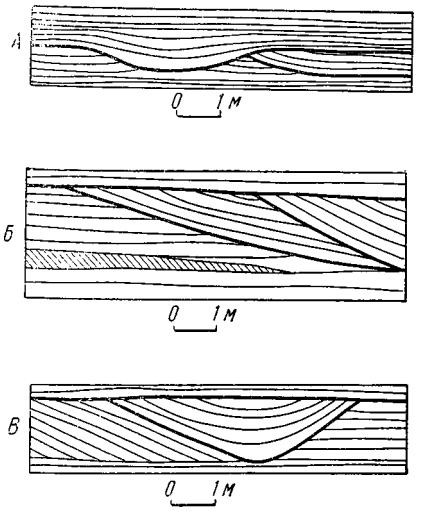
повторяется в крупном масштабе, особенно в петлях желобов стока, где часто горизонтальная слоистость внезапно срезается и перекрывается косослоистой пачкой, причем граница несогласно залегающих осадков лопатообразно вогнута вниз.

Судя по описанию, зарисовке и приведенной фотографии (см. фиг. 211), здесь, очевидно, мы имеем дело не с косой слоистостью в нашем понимании, а с облекающей наклонной вогнутой слоистостью нескольких серий, перекрывающих друг друга. Слоистость этого типа образуется в результате перемещения желоба стока, в котором слоистость — облекающая, а наклон ее обусловлен наклоном борта желоба. Иногда в разрезах отмечаются горизонтально-слоистые пачки, которые несогласно залегают на косо- или наклонно-слоистых.

Шмитт (1935), описывая «волнистый известняк», отмечает в нем наличие косой слоистости, аналогичной слоистости налегающих друг на друга желобов стока, на основании чего он делает вывод, что эти отложения формировались в приливно-отливной зоне. На приведенных им рисунках (фиг. 212) хорошо видно соотношение горизонтальной слоистости отмели и косой, точнее — наклонной и облекающей слоистости в последовательно налегающих друг на друга желобах стока. Наблюдения над слоистостью дали Шмитту основание отрицать возможность глубоководного характера этих отложений.

Гентшель разбирает различные случаи внутренних несогласий, связанных с изменением типа осадконакопления в обстановке ваттового побережья. Ссылаясь на Рихтера (1932), он считает возможным называть эти несогласия внутриседиментационными, так как они, не прерывая седиментации, вызывают все же потерю некоторых слоев. С нашей точки зрения, это не несогласие, а налегание с большим или меньшим размывом одной серии осадков на другую, что, естественно, ведет к выпадению ряда слоев и следствием чего является переход в ископаемое состояние далеко не всей толщи образовавшихся осадков.

Для слоистости в области ваттового побережья характерны прослои со створками раковин, имеющие мощность до нескольких сантиметров, и прослои глинистой гальки мощностью 10—20 см. В образовании таких слоев участвуют желоба стока и, в меньшей мере,— плоскостные приливно-отливные потоки, текущие по поверхности ваттов. Если густо населенная фауной область прорезается желобом стока, то вымывается много створок раковин, так что они как бы устилают дно желоба. Такой желоб резко выделяется даже издали как белая полоса среди темного ила. Для раковин, захороненных в желобе стока, характерно черепитчатое расположение выпуклостью кверху, с наклоном навстречу потоку (как для плоских галек). Часто мелкие раковины попадают под большие или плоско-изогнутые створки (например, Scrobicularia) надвигаются одна на другую. Макушечная часть раковин бывает разрушена, так как она подвергается воздействию песчаного потока. В этом слое встречаются ракушки с двойными створками, в прижизненном положении. Здесь иногда объединяются остатки фауны, живущей в разных областях ваттов. Существенно, что ракушки одинакового состава и захоронены одинаково (кроме черепитчатого расположения) как в зоне штормового течения, так и в зоне собственно илистых ваттов.



Фиг. 212. Разрезы желобов стока по Шмитту.

А — срезание двух желобов в одном горизонте; *Б* — срезание двух желобов; *В* — соотношение желоба с косой слоистостью.

Слои травы *Zostera* встречаются реже и только в тонкослоистых осадках, обычно же они, как более легкие, уносятся по желобам стока в открытое море. Иногда скопления зостеры наблюдаются на крутых склонах желобов, но они прослеживаются на небольшое расстояние. При плоскостном потоке воды по поверхности поселения ракушек смываются, и на поверхности оказываются маленькие возвышенности и расширяющиеся отверстия, как прежние места поселения раковин.

Глинистая галька дает на склонах желобов или на поверхности ваттов скопления и даже самостоятельные слои, мощностью до 10 см и более, в результате разрушения глинистого наилка, причем при смыве тонколистоватых слоев приливов образуется плоская, лепешкообразная галька, а при разрушении более мощных однородных глинистых слоев — более округлая, эллиптическая галька. Скопления ее возникают большей частью на дне желобов. Плоская галька расположена наклонно-черепитчато, но чаще она лежит горизонтально — отдельно или же плоским слоем. В ваттах слои гальки не выдержаны, прослеживаются они на расстояние до нескольких метров.

Наконец, в отложениях ваттов отмечаются нарушения нормальной, параллельной, а также волнистой слоистости вследствие оползаний и обрушений, особенно по краям желобов стока, в результате выдавливания мягких пластичных слоев под действием нагрузки (например, перекрытия более мощными слоями песка).

Большое число роющих животных, заселяющих область ваттового побережья, не мешает образованию тонкой слоистости. Повсюду, где Гентшель брал пробы слоистых осадков, недостатка в следах животных не наблюдалось. Он объясняет это тем, что, очевидно вследствие продол-

жающегося непрерывного переотложения, роющим животным не оставалось времени для уничтожения слоистости. Желоба стока, ветер и течения гораздо активнее участвуют в разрушении и переотложении слоистых осадков ваттов, чем бентос. Однако в слоистых отложениях в ряде мест отмечаются старые хода *Arenicola,* которые пронизывают осадки в виде довольно твердых колонн. Некоторые роды мелких червей строят горизонтальные (по наслоению) ходы. Имеются следы ползания донных животных (гастропод и др.) или остатки их норок.

Таким образом, повсюду, где есть фауна, слоистость сохраняется, и только бывает пронизана ходами животных или имеет следы поверхностного вспахивания. Гентшель считает слоистость ваттового побережья сходной со слоистостью ленточных глин. Однако, с нашей точки зрения, эти типы слоистости, особенно если их взять в комплексе, сильно различаются и, безусловно, могут быть выявлены в ископаемых отложениях. Важно сравнить слоистость осадков ваттов со слоистыми отложениями в прибрежной области, постоянно покрытой морем, но здесь столь детальные систематические наблюдения пока не проводились.

Основные факторы образования слоистых текстур в области ваттов — метеорологические и географические: приливно-отливные течения, ветры, течения в перемещающихся желобах стока. Сходный тип слоистости привел в своей работе Гаддинг (Hadding, 1929). Киндл (1930) наблюдал в Англии внутриприливную зону (wach), осадки которой являются результатом деятельности моря. Он также отмечает существенную роль желобов стока и указывает, что большая площадь песков на поверхности приливно-отливного побережья покрыта асимметричными знаками ряби, причем при благоприятной скорости течений развиваются местами гигантские знаки ряби. В отличие от зоны защищенного приливно-отливного побережья, где развивается обильный бентос, пески приливно-отливной зоны на открытом берегу Северного моря подвергаются действию сильных волн. Частое интенсивное перемещение песка отрицательно влияет на развитие моллюсков, и поэтому песчаные осадки лишены фауны. Киндл отмечает, что во внутриприливной области чередуются участки, почти лишенные органической жизни, с участками, где развивается обильная фауна. Для этой зоны характерны разных размеров пятна темных, иногда черных песков, меняющих окраску при высыхании и окислении на желтовато-бурую или тускло-коричневую. Полосы таких песков простираются на расстояние до 1 км от берега. Чернота их в некоторых случаях объясняется присутствием разлагающихся остатков водорослей. В других случаях они приурочены к меандрирующим каналам маленьких потоков, текущих поперек приливно-отливной площади. Возможно, что такие потоки, неся после дождей много пресной воды, убивали морскую фауну, последующее разложение которой обусловливало черный цвет осадка. Брус (Bruce, 1945) произвел химическое исследование черных песков и пришел к выводу, что их чернота объясняется присутствием сульфидов железа.

По составу осадков также различаются широкие пространства чистого песка по краям залива, замещающиеся площадями более тонкого ила в его головной части, прерываемого многочисленными пятнами песка. На этой площади имеются два типа осадков, наиболее резко различающихся между собой по характеру слоистости. В осадках одного типа (warp) тонкие полосы песка чередуются с илом или тонким силтом; по плоскости наслоения отмечаются слюда и обломки раковин. В осадках другого типа (clay) следуют друг за другом слойки очень близкого гранулометрического состава. В первом типе пара слойков — грубый и тонкий — представляет соответственно отложения приливного и отливного течений. Однако различие в материале Киндл (1930) объясняет не изменением силы течения, а различием в источнике питания: приливное

течение несет песок с песчаных плато, а отливное — ил с илистого плато. Толщина отдельных слойков слабо изменяется, обычно она составляет около 6 мм. Далее Киндл указывает, что когда прилив ослабевает, то близ устья реки соленость воды максимальная, вследствие чего возникает максимальная флокуляция (слипание в хлопья) тонкого материала. В конце же отлива вода близ устья делается почти пресной. Близ верхней границы приливно-отливной зоны осадки очень долго не высыхают. По направлению к морю более кратковременные периоды высыхания уменьшают возможность образования слоистости. Ссылаясь на Скертчли, Киндл отмечает, что, как правило, глина (clay) находится в более глубоких водах, чем ил (warp), а в разрезах осадки глины редко расслоенные, залегают ниже ила.

Джонсон (1922) обнаружил в осадках дельты р. Фразер прослои с тонкой приливно-отливной слоистостью, которые он рассматривает как сезонные. Мощность слойков изменяется от 10 до 50 см, а группы их в среднем составляют 1,5—2 м. Однако Киндл не считает разную мощность слойков следствием сезонности их отложения.

В одной из своих работ Гентшель (1938) отмечает формы крупной серпообразной ряби на побережье Восточно-Фризских островов, связанной с отливом. Высота ее гребней изменяется от 10 до 70 см, расстояние между гребнями также очень изменчиво (от 0,9 до 18 м). Направление их простирания соответствует приблизительно очертаниям острова. Ряби резко асимметричны; пологий склон падает под углом 4—6°, крутой — под углом 14—33°. Характерно, что на гребнях ряби скопляются тяжелые минералы (до 15%), особенно рудные, однако наиболее тонкий песчаный материал наблюдается на гребнях, а наиболее грубый концентрируется на более крутом склоне. Из составленных Гентшелем диаграмм видно, что связи между крупностью зерна и величиной крупной ряби — нет. Сравнение крупной ряби на периодически осушающейся поверхности с крупными гребнями, образующимися под постоянным водным покровом (Lüders, 1939), показывает, что их склоны несколько различны: у крупных гребней они более пологие — углы наклона их 3 и 11°. Материал подводных крупных гребней в общем грубее, чем приливно-отливной крупной ряби [1]. Подводные гребни имеют как асимметричное, так и симметричное строение, причем в последнем случае гребень острый и склоны вогнутые (рябь волнения). Острые гребни отмечаются и для асимметричных подводных рябей. По Бючеру (1919), подводная рябь образуется при незначительной глубине воды (около 25 м) и при больших, усиливающихся ветром приливах.

О том, что рябь, перешедшая в ископаемое состояние, образовалась в условиях водного покрова, свидетельствует следующее: орографические условия в области приливов крайне изменчивы, и поэтому не могли произойти одинаковые формы на большой поверхности.

В отложениях «старых ваттов» Гентшель (1938) отмечал участки с типичной тонкой параллельной, или линзовидной, или со слегка волнистой слоистостью, но не с горизонтальным, а с вертикальным, расположением слойков. Мощность этих вертикально поставленных пакетов достигает 0,5 м и прослежены они были на расстоянии 2 м. Такое расположение слойков объясняется постепенным соскальзыванием больших глыб уже более или менее уплотненных слоистых осадков ваттов. Это обстоятельство особенно следует иметь в виду при работе с керном, где такое расположение слойков может быть принято как указание на тектоническую деформацию слоев. В результате оползания не только образуются перемятые слои, но, если оползают монолитные глыбы, то изменяется и наклон слойков.

---

[1] Характеристика крупных рябей сильно напоминает дюнные образования.

Мак-Ки (1953), описывая приливно-отливные отмели залива Чалла в Соноре указывает, что отложения этих отмелей широко развиваются лишь в тех районах, где наблюдается ощутимое различие в уровне приливов и отливов. Благоприятные условия создаются, например, в воронкообразных защищенных заливах, имеющих отлого-наклонное дно.

В заливе Чалла (площадь 3,2 × 6,4 км) вода в прилив поднимается на высоту около 6 м; с трех сторон залив окружен пустынной зоной. Отложение происходит в основном на большой приливной отмели, с севера и юга залив окаймлен пляжами, которые на севере переходят в дюны. К востоку от вершины залива находится эстуарий, а по сторонам — лагуны, отделенные от залива песчаными косами. Приливные отмели почти везде сложены отложениями двух главных типов — мелкозернистыми песками, в основном кварцевыми, с примесью слюды и полевых шпатов и ракушечниками. Последние состоят из обломков раковин, а иногда из скоплений раковин гастропод и пелеципод. Во многих слоях песчинки и обломки раковин смешаны в разных пропорциях.

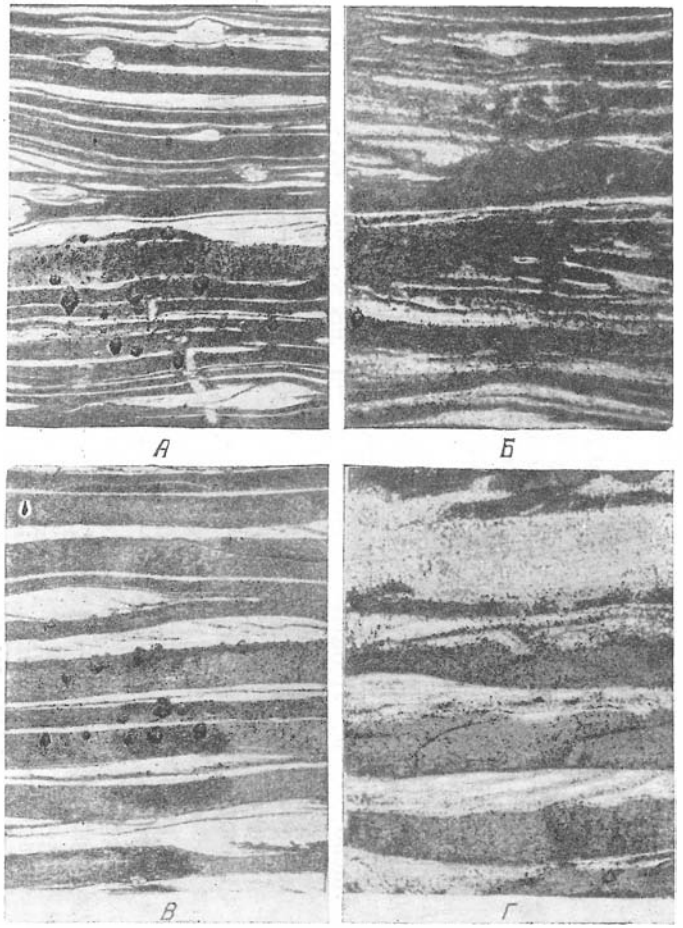
Количественные анализы 13 образцов показали преобладание мелкозернистого и очень мелкозернистого песка; совершенно не встречается гравий. Пески приливной отмели залива Чалла более мелкозернисты, чем пески окружающих пляжей, эстуариев и кос. По шкале Пэйна, сортировка в большинстве случаев удовлетворительная (без учета раковин, количество которых колеблется от 3 до 43%). Для определения слоистости по всей ширине залива Чалла были заложены два ряда ям в 150 м одна от другой, расстояние между рядами 1,6 км, глубина ям в среднем 30 см.

Во всех вскрытых разрезах слоистость представлялась в виде грубых пластов черного и серого песка и ракушечника, в основном залегающих горизонтально. Мощность слоев от 2,5 до 25 см. Эта слоистость сильно изменялась от одного разреза к другому как в последовательности, так и в мощности. Внутреннюю текстуру (слойчатость) этих песчаных слоев Мак-Ки определить не удалось, хотя он отмечает, что бесчисленные знаки ряби на поверхности приливно-отливной отмели указывают на «рябистую структуру» (ripplle-laminated structure).

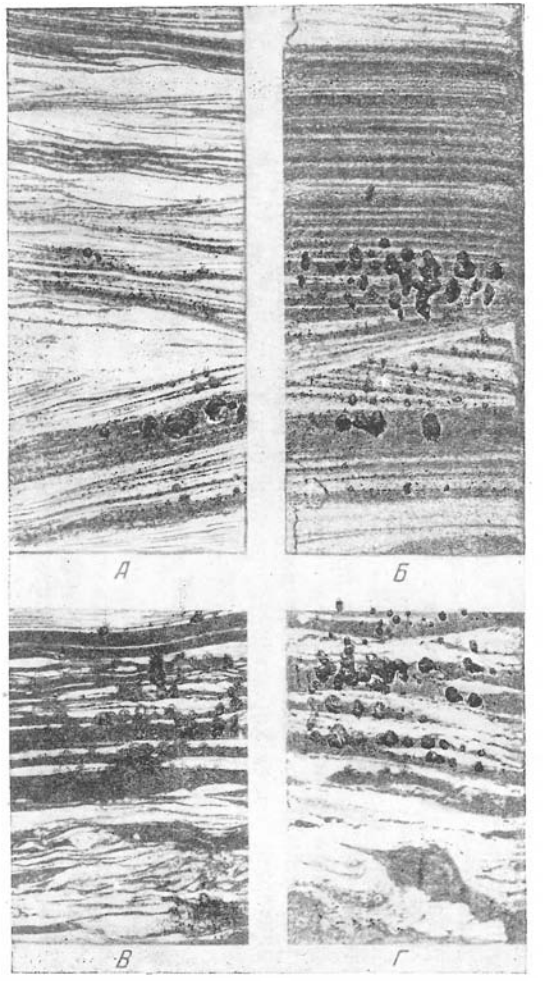
Значительно более подробно Мак-Ки описывает поверхность наслоения приливно-отливной отмели. Последняя, как уже отмечалось, покрыта знаками ряби, большей частью параллельными, имеющими 5—7 см в длину и около 1 см в высоту. В желобах стока — более крупная полулунная рябь. У ряби всех типов более глубокие склоны направлены в сторону берега, из чего можно сделать вывод, что это рябь прилива. Замеры простирания знаков ряби показали необыкновенно выдержанное их направление. На протяжении более 3 км желоба и гребни везде были ориентированы почти под прямым углом к длине залива; при приближении к северному и южному пляжам простирание их несколько отклонялось от этого направления, так что общий узор расположения знаков ряби представляет слегка изгибающуюся кривую, обращенную выпуклой стороной к вершине залива. Отмечаются обильные дополнительные знаки на поверхности приливной отмели залива Чалла — изгибающиеся следы, оставленные ползающими гастроподами и другими животными, знаки волочения.

Как указывают В. П. Зенкович (1946) и другие авторы, когда берега изрезаны и появляются разнообразные заливы и лагуны, — действие приливов весьма ослабляется и приливно-отливные пляжи переходят в отмели с отложениями несколько иного характера.

Интересное сопоставление текстур отложений современных ваттовых побережий с текстурами пород карбона сделали Поттер и Гласс (Potter a, Gllass, 1958). Приведенные фотографии тех и других показывают полнейшее сходство их текстур (фиг. 213 и 214), с той лишь разницей,



Фиг. 213. Сопоставление переслаивания алевролитов пенсильваниена (*А* и *В*) и переслаивания современных отложений приливно-отливного побережья из ваттов Нидерландов (*Б* и *Г*), из работ Ван Стараатена. (По Potter and Glass 1958). Немного меньше натуральной величины.



Фиг. 214. Сопоставление переслаивания алевролитов пенсильваниена (*А* и *В*) и переслаивания современных осадков побережья залива в Техасе (*Б* и *Г*). *Б* — косая слоистость очень тонкая прибрежно-заливных песков; *Г* — слоистость очень тонких песчаных алеврито-глинистых осадков мелководья (около 10 футов) прибрежной зоны залива. (По Potter and Glass, 1958). Немного меньше натуральной величины.

что современные осадки явно менее плотные, имеют несколько более толстые слойки и немного менее резкие границы.

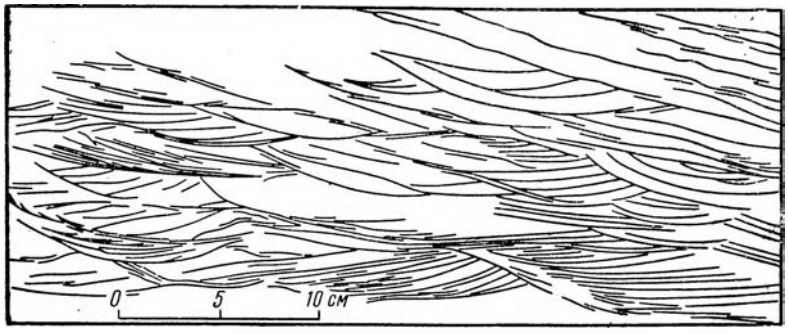
Итак, как мы видели, характерный текстурный признак отложений приливно-отливных отмелей — это наличие специфической мелкой волнистой слоистости, мульдообразной, часто пологой и линзовидной, образованной приливно-отливными движениями воды. В породе регулярно переслаиваются более тонкозернистые и более грубозернистые слойки, что придает ей полосчатый облик. Наряду с этой слоистостью встречаются прослои горизонтально-слоистые, а также наклонная слоистость желобов стока и участки обычной слоистости, но занимающие наклонное положение. Иногда встречаются прослои с плоской глинистой галькой, следы илоедов и различные отпечатки на поверхности наслоения. На поверхности слойков может быть встречен и растительный детрит, но он не характерен, более характерны прослои битой и целой ракуши.

Слоистость в прибрежной зоне волнений

Осадки ниже уровня отлива, хотя и непосредственно примыкающие к берегу, к сожалению, значительно менее подробно охарактеризованы, чем столь детально описанные отложения зоны ваттов. Вывод о том, что отложения прибрежной зоны волнений имеют слоистую текстуру, можно сделать лишь на основании некоторых наблюдений над современными отложениями, описаний поверхности морского дна и учета процессов и характера движений воды, которые существуют в прибрежной мелководной зоне волнений.

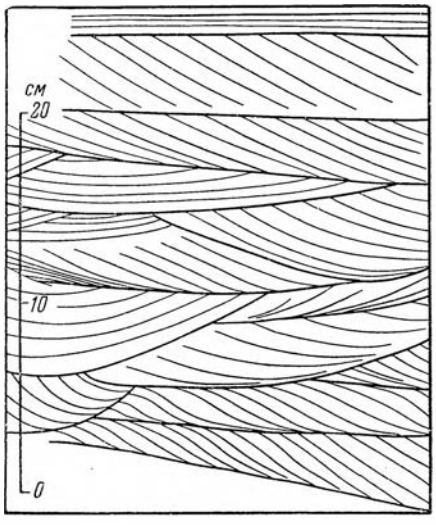
Так, в ряде работ имеются указания на то, что многие характерные черты отложений приливно-отливной зоны: чередование слоев разного гранулометрического состава, волнистая слоистость как результат ряби волнений и слабых течений, наличие прослоев морской фауны и ряд других — сохраняются в осадке ниже уровня отлива. Очевидно, отложения изменяются постепенно; они становятся все более тонкозернистыми, со все более выполаживающейся слоистостью по мере перехода из прибрежной зоны действия волн в зону более глубоководную и удаленную от берега. Это положение справедливо для области слабых донных волнений, лишь перераспределяющих выпадающий песчаный материал, и не применимо к зоне действия интенсивных течений, перемещающих осадочный материал в виде крупных донных валов. В такой области морское дно, сложенное рыхлым, обычно песчаным или алевритовым материалом, иногда обломками раковин, как правило, покрыто рябью, образующейся в результате или волнений, или слабых течений разного направления, возникающих под действием ветра.

Согласно О. К. Леонтьеву, «практически постоянное воздействие волнового фактора на дно океана ограничивается глубинами 40—55 м... временные течения, вызванные ветром, не распространяются на глубины более 45—90 м» (1955, стр. 281, 282). На морском дне в этой зоне встречаются животные организмы и водоросли. Кроме того, в отложения этой области может попадать растительный детрит, переносимый с суши ветром или же поступающий в водоем в результате речного стока. В ряде случаев, если вблизи находятся устья рек, может сказаться также сезонное поступление в водоем осадочного материала, то более, то менее тонкого. В итоге мы вправе ожидать, что в этой области встретится слоистость волновой ряби, т. е. волнистая, в разной степени симметричная, часто косоволнистая, мелкая или крупная в зависимости от силы волн. Выявляется слоистость сменой материала или же глинистыми слойками в более грубом материале, иногда — скоплениями растительного или раковинного детрита. При этом сортировка осадочного материала в

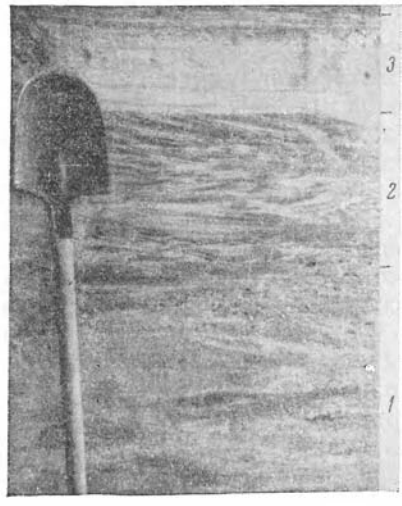


Фиг. 215. Косоволнистая и волнистая слоистость верхней части прибрежно-морских образований. Четвертичные отложения у с. Маныч-Балабинский. Рисунок является точной копией слоистости, снятой на кальку прямо с обнажения, с последующим уменьшением его фотографированием

слойках и четкость самих слойков значительно лучше в более открытом морском мелководье, чем в прибрежной части лагун, более или менее изолированных от основного бассейна, так как здесь слабее сортирующее действие движений морской воды, но зато сильнее влияние волнений и взмучивания осадка под воздействием даже слабого ветра.



Фиг. 216. Мелкая косоволнистая и косая слоистость в прибрежно-морских отложениях близ р. Маныч. Единичные серии с s-образной формой слойков. Точная копия в масштабе 1:2 с замерами всех элементов. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 217. Волнистая слоистость в прибрежно-морских отложениях.

1 — крупная слоистость, *2* — мелкая, *3* — тонкая горизонтальная

Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова и В. С. Яблоков (1954) наблюдали в отложениях первой надпойменной террасы р. Западный Маныч четвертичные песчаные осадки опресненного Доно-Манычского залива карангатского моря. Нами был просмотрен разрез с характерной волнистой асимметричной и косоволнистой слоистостью (фиг. 215, 216, 217). В нижней половине разреза в песке, от средне- до крупнозернистого, отмечена отчетливая крупная волнистая мульдообразная слоистость, под-

черкнутая послойным расположением как целых раковин *Cardium edule, Dreissensia* и других, так и раковинного детрита. Наклон серийных швов довольно крутой, отношение длины волны к ее амплитуде достигает 6 : 1 и более (фиг. 217). Выше песок становится мелкозернистым, а слоистость — в основном мелкой косоволнистой, обусловленной рябью течения. Проявляется эта слоистость в изменении гранулометрического состава. В разных срезах она имеет несколько различный облик. В одном срезе (фиг. 215) по форме серий она волнистая, асимметричная, мульдообразная, в результате резкого смещения волн переходит в косоволнистую. В срезе другого направления (фиг. 216) серии несколько более вытянуты и местами слоистость становится косой, клиновидной.

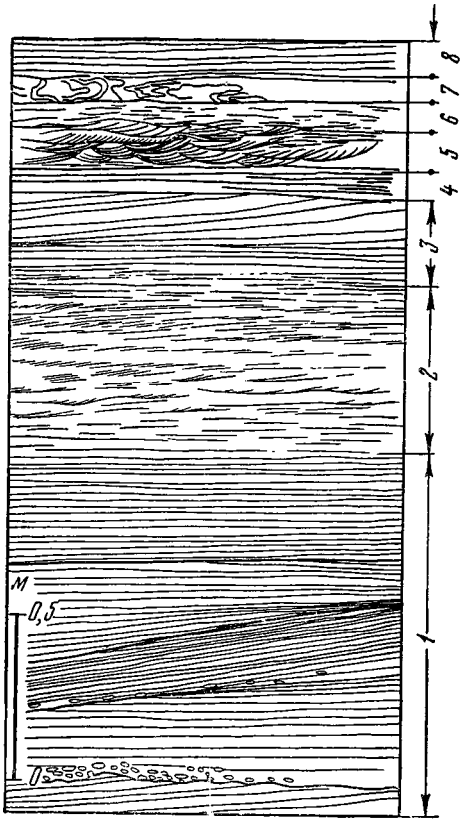
Переход между слоями (фиг. 217) постепенный, в месте перехода среди мелких мульдообразных серий встречаются крупные. К верхней части слоя 2 слойки сильно выполаживаются и слоистость становится неправильно-горизонтальной, что свидетельствует об ослаблении силы течений. Отмечаются норки землероев, заполненные неслоистым смешанным песком. Выше с отчетливым контактом залегает слой 3 — белый, очень хорошо отсортированный песок с тонкой горизонтальной слоистостью (толщина слойков измеряется миллиметрами и долями миллиметра). Выше он по отчетливому контакту опять сменяется песком с ясной мелкой волнистой слоистостью.

Для волнистой слоистости прибрежно-морских отложений характерны следующие признаки: довольно крутой наклон слойков внутри мульдообразных серий, большая амплитуда волны и вогнутость вниз нижнего серийного шва. В одной плоскости волнистые серии резкие и почти симметричные, в другой плоскости они имеют более неправильную форму и иногда напоминают слоистость прирусловой отмели, однако при сопоставлении двух срезов видно, что они различны. Для прибрежно-морских отложений в зоне слабых волнений характерно также наличие довольно большого количества раковин хорошей сохранности наряду с относительно грубозернистым песчаным материалом.

Наблюдения слоистости прибрежно-морских отложений были проведены нами также на побережье Азовского моря, недалеко от Таганрога, в отложениях древнеевксинской террасы, сложенной морскими песками с солоноватоводной фауной каспийского типа. В обнажении высотой около 2,5 м было видно (снизу вверх; фиг. 218): внизу, на расстоянии около 1 м,— четыре косослоистые серии в мелкозернистом песке. Углы наклона слойков — до 30°, слойки к основанию серии выполаживаются, форма серий полого-клиновидная. В основании некоторых серий залегает полуокатанная глинистая галька. Выше (слой 2) — песок тонкозернистый с прерывистой мелкой косой и косоволнистой слоистостью ряби течения. Слой 3 представлен одной косослоистой серией мощностью 0,20 м. Выше, слой 4,— тонкое переслаивание песка и глины; слоистость горизонтальная. Слой 5 — песок тонкозернистый, с правильной перекрестноволнистой слоистостью прибрежной ряби волнений (фиг. 219), на что указывает симметричное строение мульдообразных серий, а также параллельность слойков как друг другу, так и основанию серии. Выше в том же песке (слой 6) слоистость более мелкая, пологоволнистая, переходящая в неправильно-горизонтальную; появляются следы зарастания (корни растений).

Песок в обнажении (см. фиг. 218) хорошо отсортирован, слоистость видна неотчетливо, ритмической сортировки зерен в слойках нет. Угол наклона косых слойков большей частью пологий. На склонах песчаных валов, у их основания, отмечается наложение слоистости мелкой ряби (об этом явлении и его причинах будет сказано ниже). Общий комплекс этих типов слоистости указывает на образование осадка в прибрежной обстановке, в зоне слабых волнений и течений.

В ископаемом состоянии слоистость типа «ряби мелководья», характерная для прибрежно-морских мелководных осадков, в русской литературе впервые описана А. С. Корженевской и О. Н. Бахваловой (1940). В разрезе мезозойских песков в Латненском районе на огнеупорной глине лежит пласт песка, в котором отмечается чередование горизонтально-сло-



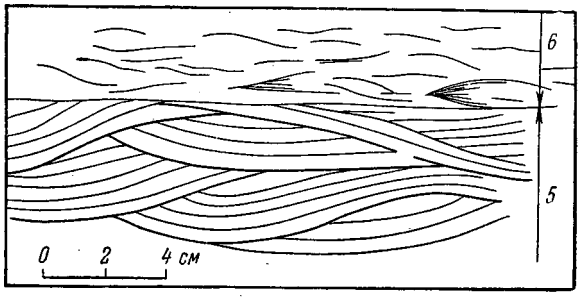
Фиг. 218. Прибрежно-морские отложения на берегу Азовского моря (четвертичные).

1 — мелкозернистые косослоистые морские пески; *2*— песок тонко-зернистый, с мелкой косой и косоволнистой слоистостью ряби течения; *3* единичная косослоистая серия; *4* — тонкое переслаивание песка и глины, слоистость горизонтальная; *5* — песок тонкозернистый, с правильной волнистой и косоволнистой слоистостью, индекс ряби около 5; *6* — песок тонкозернистый, белесоватого цвета, глинистый, с неясной прерывистой неправильно-горизонтальной слоистостью, содержит отпечатки растений; *7*—переслаивание песчанистой глины с глиной и глинистым песком, слоистость нарушена оползанием; *8* — суглинок с неясной неправильной горизонтальной слоистостью. (Зарисовка А. П. Феофиловой)

истых и волнисто-слоистых прослоев. Песок во всей толще мелкозернистый и хорошо отсортирован: содержание фракции 0,25—0,05 мм составляет 81,5—96,9%. Окатанность зерен плохая (возможно, в связи с мелким их размером), состав преимущественно кварцевый, имеется примесь окислов железа, а также органического и глинистого вещества. В некоторых слоях этого песка встречена слоистость, показанная на фиг. 220. В двух взаимно-перпендикулярных сечениях слоистость выглядит одинаково. Серии параллельных друг другу слойков выполняют мульды диаметром 5—10 см и меньше. Глубина такой мульды не более 2—5 см. Мульдообразные серии с размывом налегают друг на друга. Слойки

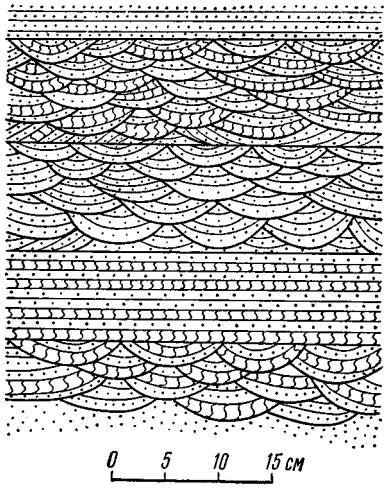
очень тонкие (1—2 мм), и примесь в них — различного состава: одни состоят из чистого кварца, другие окрашены органическим веществом или окислами железа. Отдельные слои почти целиком железистые или углистые.

По мнению А. С. Корженевской и О. Н. Бахваловой, основным условием возникновения этого типа слоистости является отсутствие течения



Фиг. 219. Деталь слоистости в прибрежно-морских песках слоев *5* и *6* фиг. 218. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

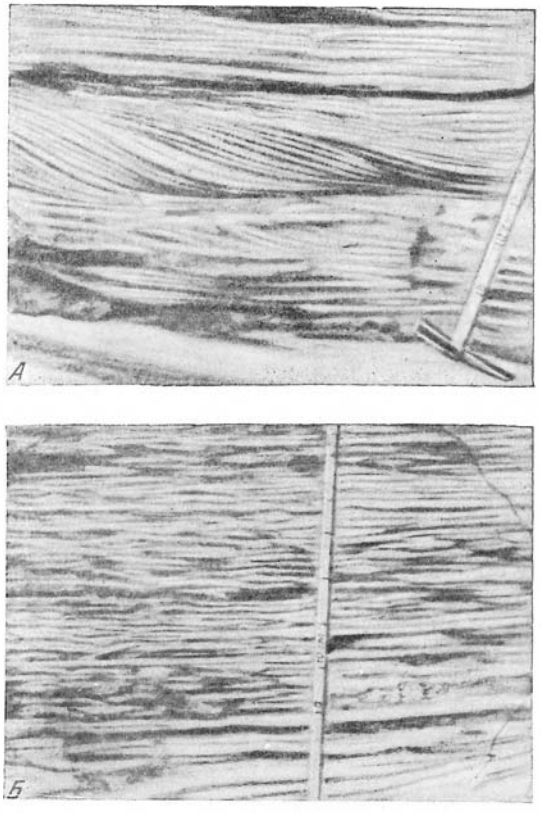
воды в определенном направлении, так как нет преобладающего наклона слоев в одну сторону, а во всех сечениях слоистость одинаковая. Авторы указывают, что «мульды, выполненные пачками косых слоев, по-видимому, представляют собой мелкие неровности дна типа ряби, обусловленные волнениями, изменчивыми по направлению и возникающими под влиянием ветра. Образующиеся углубления выполняются тончайшими слоями песка и ила, которые под влиянием нового волнения несколько размываются; создается новая рябь на дне, которая затем снова выполняется взмученным со дна или принесенным материалом» (1940, стр. 35). Они предлагают для такого типа слоистости название «слоистость ряби мелководья». Однако рябь мелководья может быть и рябью течений, и рябью волнений, и результатом того или другого движения воды, формы же слоистости при этом получаются разные (см. гл. V). В данном случае лучше употреблять более точный термин — «слоистость ряби волнений». Описанный тип слоистости характеризует отложения в водоеме на очень небольшой глубине и, по мнению авторов, может возникать «в условиях мелкого озеровидного залива». Выше песков с такой слоистостью лежат зеленые глауконитовые пески, причем нижний контакт их неровный, с размывом и долинообразными углублениями (следы подводных течений).



Фиг. 220. Схематическое изображение слоистости типа «ряби мелководья». (По Корженевской и Бахваловой, 1940). По нашей номенклатуре — слоистость волнистая, симметричная, перекрестная (мульдообразная)

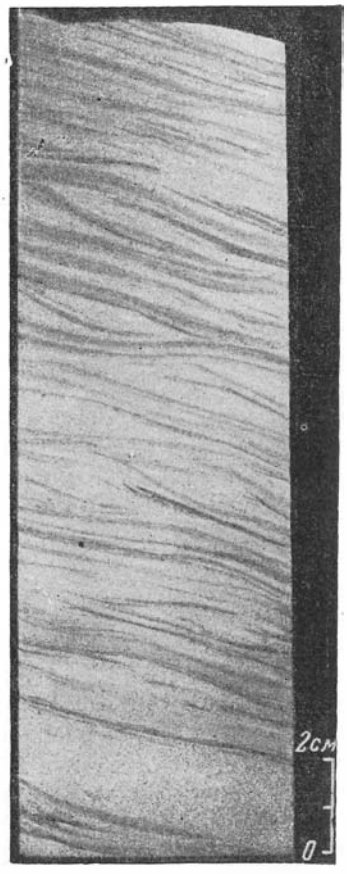
Слоистость подобного типа была описана П. Ф. Ли (1939) в угленосной толще Донбасса под названием «волноприбойные знаки». О неудачности этого термина было сказано выше, в первой части работы. По существу же, приведенная им слоистость является волнистой, мульдообразной, характерной для прибрежно-морских отложений.

Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм (1951) в миоценовых отложениях Дагестана, относящихся к осадкам морского бассейна с пониженной соленостью, отметили два типа слоистости: «потоковый», односторонненаклонный и «мелковолнистый». О потоковом типе мы будем говорить ниже, так как он представляет результат отложения морскими течениями.



Фиг. 221. Основные типы слоистости морских среднемиоценовых отложений Дагестана. (По Вассоевичу и Гроссгейму, 1951_1).

А —серии косых слойков; течение было слева направо. Выше видны в поперечном разрезе знаки ряби; чокракские слои; *Б* — мелкая слоистость, возникающая в результате захоронения знаков ряби; чередование алевритов и глинистых алевритов



Фиг. 222. Волнистая вогнуто-выпуклая слоистость, выявляемая сменой крупно-и мелкоалевритового материала. Зона волнений фации подвижного мелководья бассейна. Кузбасс, ерунаковская свита. (По Л. Н. Ботвинкиной, 1953)

Тип мелковолнистой слоистости указанные авторы считают результатом захоронения знаков ряби с многочисленными следами размыва (фиг. 221, *Б*). По текстуре этот тип слоистости сходен с отложениями приливно-отливной зоны, но, как мы уже говорили, он может быть встречен и в прибрежной мелководной полосе моря, ниже постоянного уровня воды.

Л. Н. Ботвинкиной (1953) в отложениях ерунаковской свиты в Кузбассе выделен тип волнистой слоистости, связанный с «фацией подвижного мелководья» в прибрежной части бассейна, в зоне волнений (фиг. 222). Слоистость волнистая, мелкая, обусловлена чередованием крупно- и мелкозернистого алевролита. Форма волнистых серий правильная, симметричная, волны пологие (длина волн 3—5 см, амплитуда от 0,1 до 2—

3 см (редко). Иногда в слойках имеется слабый тонкий налет растительной пыли. Внутри серии слойки параллельны друг другу. Смежные серии часто (но далеко не всегда) налегают одна на другую с размывом, образуя перекрестную слоистость. Гребни волн в них смещены. Рисунок волн чаще непрерывный. Характерно присутствие текстур «втекания или оплывания» близ нижнего контакта отложений этой фации.

Н. В. Логвиненко (1953) описал крупную волнистую слоистость на севере и юге западной части Донбасса, в мелкозернистом кварцевом песчанике, которую он отнес к прибрежно-морскому типу. Характерные черты этого типа слоистости следующие: наклон слоев в разные стороны, углы наклона непостоянны, но в общем пологие — до 10°; мощность отдельных слоев от 2—3 до 10—15 мм, пачки (т. е. серии) слоев имеют мощность 10—15 см. Слоистость обусловлена изменением крупности частиц, чаще же — накоплением слюды и мелкого растительного шлама. Границы между сериями прямолинейные или волнистые, часто одна серия срезает другую по поверхности, имеющей форму знаков волн. Материал обычно тонкозернистый, более или менее однообразный, сортировка хорошая. Отмечено присутствие фауны: брахиопод, криноидей, реже — мшанок и игл кремневых губок. По вертикали эти отложения сменяются песчаниками и алевролитами со знаками волн, с косой слоистостью ряби мелководья, образование которой происходило, с одной стороны, под влиянием морских течений, с другой — под воздействием волнения (вогнутые контакты между сериями, присутствие знаков волн).

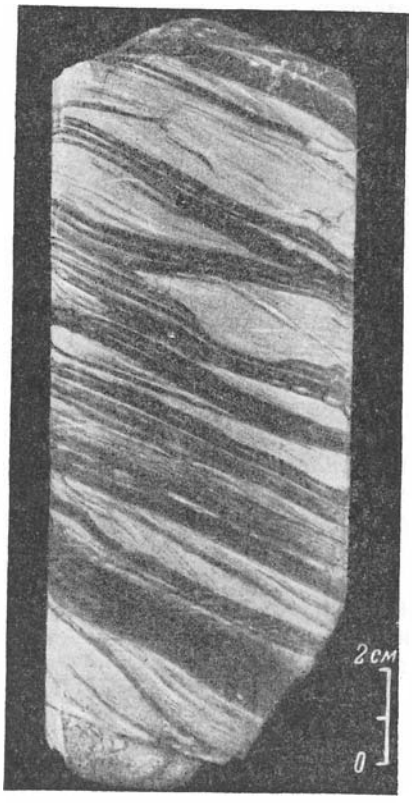
Этот тип слоистости Н. В. Логвиненко описывает как разновидность косой, однако детальное описание, а также ряд приведенных им зарисовок заставляют считать, что этот тип скорее следует относить к крупной волнистой слоистости, у которой длина волны много больше ее амплитуды, а смещение волн при этом дает волнистые клинья. Впрочем, не исключена возможность наличия серий и косоволнистой и, может быть, даже косой слоистости. Весь этот комплекс в целом характерен для морского прибрежного мелководья, но, судя по масштабу серий,— в условиях значительно большей динамики среды, чем в породах ерунаковской свиты Кузбасса.

В отложениях среднего карбона Донецкого бассейна был выделен ряд фаций (Атлас литологических типов... 1956), причем две из них — прибрежно-бассейновые; это фация зоны волнений прибрежной части моря (МВ) и фация зоны волновой ряби лагун и заливов (ПВ). Фации были выделены по ряду признаков, из которых наиболее существенный — текстура породы. Детальные фациальные разрезы и палеогеографические карты полностью подтвердили правильность отнесения этих пород к данной фации. Поэтому в настоящее время мы можем смело привести сводную характеристику этих текстур как типичную для ископаемых отложений зоны волнений в прибрежной части бассейна (моря, залива, опресненной лагуны).

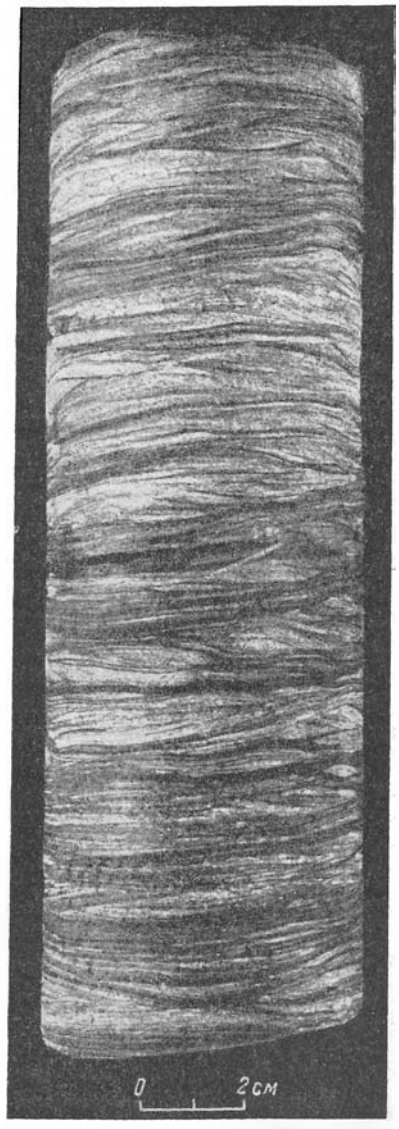
Основной тип слоистости — волнистая, разного масштаба, обычно мелкая, реже очень мелкая или стоящая на границе мелкой и крупной, еще реже крупная; слоистость мульдообразная, линзовидная или пологоволнистая. Встречаются небольшие прослои горизонтальнослоистые.

Слойки в сериях параллельны друг другу и волнистому основанию серий. Наклон слойков различный в зависимости от крутизны волн. Проявляется слоистость, как правило, изменением гранулометрического состава: либо чередованием слойков разного состава, либо же тонким налетом глинистого или мелкозернистого материала на поверхности песчанистых или крупноалевритовых слойков, а также присыпкой слюды, реже — тонкого растительного детрита в небольшом количестве. Выдержанность и отчетливость границ различная, причем для морских приб-

режных отложений чаще слойки выдержанные и границы их резкие (фиг. 223), для лагунного мелководья — слойки менее отчетливы, по форме как бы «растрепанные», рисунок прерывистый (фиг. 224). В лагунном мелководье чаще образуются слойки с накоплением на границах их растительного детрита, дающего на разрезе черные штрихи, что и заставляет некоторых исследователей называть подобную слоистость «штри-



Фиг. 223. Типичная многостепенная волнистая слоистость зоны волнений прибрежной части моря. Отчетливо видно чередование материала мелкоалевритового с пологоволнистой слоистостью и крупноалевритового с внутренней косоволнистой слоистостью. В основании некоторых крупноалевритовых прослоев — небольшие размывчики (верхняя часть керна). Наклон слойков тектонический. Донбасс, Ровенецкий район, свита C_2^3. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 224. Пологоволнистая слоистость (с прослоями косоволнистой) зоны мелководья лагуны. Видна неотчетливость границ серий, невыдержанность слойков, общий неправильный, как бы «растрепанный» характер слоистости. Донбасс, Должанский район, свита C_2^5. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

ховатой» (как уже отмечалось, мы не считаем удачным подобный термин). Внутри слойков состав, как правило, в направлении от подошвы к кровле не изменяется (нет внутренней сортировки). Мощность слойков невелика — от долей миллиметра до нескольких миллиметров.

Разные породы этой зоны имеют свои специфические текстурные признаки. Так, морские песчаники зоны волнений имеют отчетливую мульдообразную перекрестную слоистость, чаще мелкую, обусловленную тонким послойным налетом глинистого материала (фиг. 225 и 226). Мощность слойков меньше 1 мм. Величина мульдообразных серий: длина волны — от 1—3 до 10 см и более, амплитуда волны — от 1 до 2 см и более. В редких случаях в песчаниках с такими текстурами были отмечены послойные скопления мелких остатков фауны — обломков раковин брахиопод, члеников криноидей. Песчаники с волнистой слоистостью чаще составляют прослои, мощностью до нескольких метров, среди толщи переслаивания алевролитов. С удалением от берега в глубь водоема слоистость становится пологоволнистой (фиг. 227), а порода — более тонкозернистой. Среди волнистой слоистости иногда встречаются горизонтально-слоистые прослои, в том числе пачечного строения (фиг. 228).

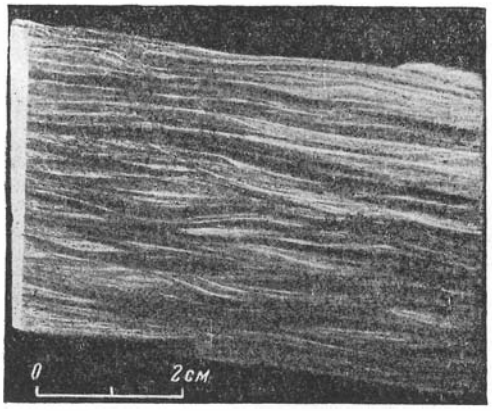
Переслаивание алевролитов этой зоны имеет очень специфический полосатый облик и характерную сложно построенную слоистость. Порода состоит из чередующихся полос светлых — более грубого материала (песчаника, алевролита) и более темного тонкозернистого (алевролита или аргиллита). Границы раздела их обычно пологоволнисты, что указывает на слабые волнения при отложении; при сближенном их положении и смещении гребней волн порода приобретает линзовидную текстуру. Внутренняя слоистость в прослоях более тонкозернистого материала иногда почти не видна, иногда же заметны очень тонкие, параллельные друг другу и основанию прослоя тончайшие слойки (фиг. 223). В более грубозернистых светлых прослоях внутренняя слоистость, как правило, волнистая (реже косоволнистая), мульдообразная, аналогичная той, которая отмечается в песчанике, описанном выше. Величина прослоев разного гранулометрического состава сильно варьирует в зависимости от типа породы: в одном она колеблется от долей миллиметра до 1—2 мм (в этом случае макроскопически внутренняя их текстура не видна), в другом — доходит до 1—2 см, в третьем — до 10—20 см и более.

Очевидно, это объясняется разной интенсивностью волнового движения, в условиях которого формировался осадок, образовавший данную породу. Мощность тонких слойков внутри серий составляет от долей миллиметра до 1—2 мм.

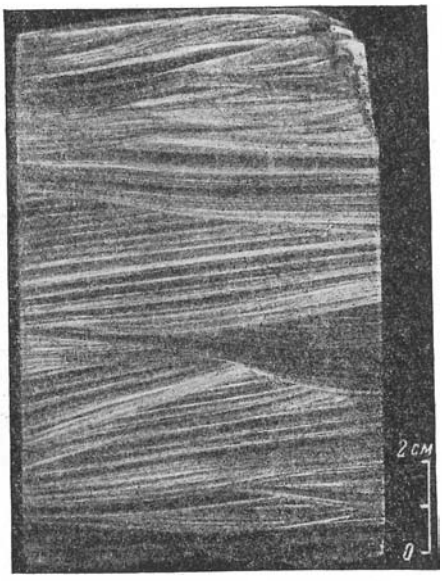
В ряде случаев волнистая слоистость бывает нарушена большим или меньшим количеством следов жизнедеятельности животных — ходами и норками (фиг. 229). Обычно обилие их наблюдается в более тонкослоистой породе. Иногда на поверхности слойков в этих толщах видны следы растрескивания глинистых прослев (трещины высыхания), свидетельствующие о временных осушениях и крайней мелководности отложений. Слоистая текстура с большим количеством следов животных присуща как прибрежно-морским, так и прибрежно-лагунным отложениям, хотя в последних она, пожалуй, встречается чаще.

В толщах пород с описанными текстурами, относимых к прибрежной зоне волнений, часты отдельные небольшие участки (фиг. 230), а иногда и целые прослои со смятой слоистостью, указывающие на развитие мелкооползневых явлений в уже слежавшемся и несколько уплотненном осадке.

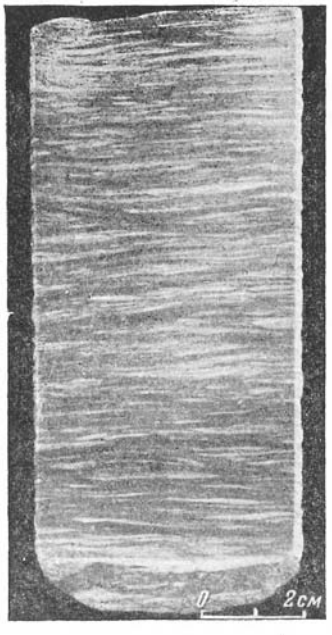
Остатки фауны встречаются в толщах переслаивания прибрежной зоны волнений очень редко, обычно это пелециподы, зарывавшиеся в ил (*Lithophagus* и др.), или же толстостенные формы (*Myalina*); они указывают на чрезвычайную подвижность водной среды, что при поступлении большого количества грубого песчаного материала мешало свободному развитию фауны. В отложениях лагунного мелководья иногда



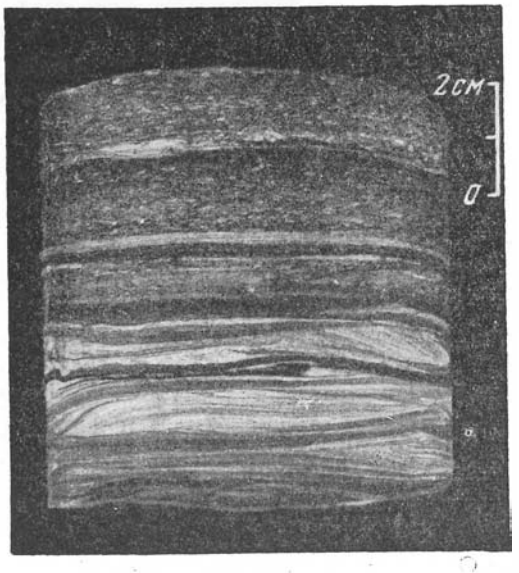
Фиг. 225. Волнистая перекрестная (мульдообразная) слоистость в крупнозернистом алевролите, обусловленная очень тонкими слойками мелкоалевритового и глинистого материала. Зона волнений прибрежной части моря. Донбасс, Семикаракорский район, свита C_2^6. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 226. Волнистая перекрестная мульдообразная слоистость в крупнозернистом алевролите, обусловленная тонкими слойками мелкоалевритового и глинистого материала. В керне видны только части серий. Зона волнений прибрежной части моря. Донбасс, средний карбон. (Коллекция З. В. Тимофеевой)



Фиг. 227. Правильная пологоволнистая слоистость, в результате смещения волн дающая линзовидные формы. Морские отложения, более удаленные от берега. Фация морских алевритовых осадков. Донбасс, свита C_2^6. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 228. Прослои правильной горизонтальной слоистости пачечного строения среди переслаивания алевролитов зоны волнений прибрежной части моря. Донбасс, свита C_2^6. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

встречались остатки раковин антракозид (солоноватоводные формы пелеципод) плохой сохранности.

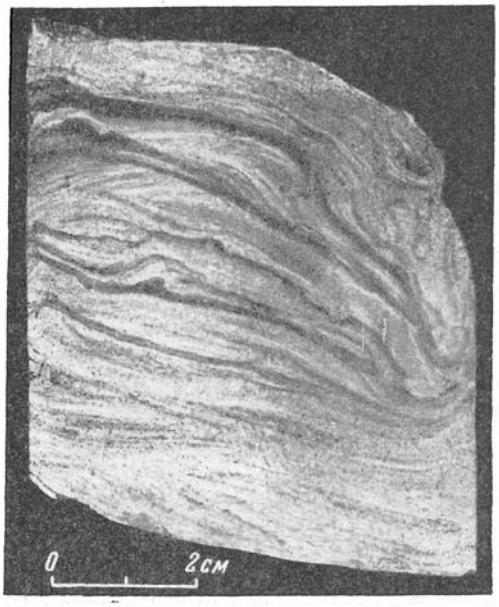
Весь комплекс указанных текстур характеризует отложения прибрежной зоны в целом, причем не исключено, что некоторые типы чередования алевролитов были отложениями приливно-отливной зоны широкого отмелого побережья типа ваттов, другие — отлагались на продолжении

Фиг. 229. Пологоволнистая слоистость прибрежной зоны волнений, нарушенная довольно крупной норкой какого-то животного (слева) и ходом червя, пересекающим слоистость по середине образца. Донбасс, свита C_2^3.
(Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

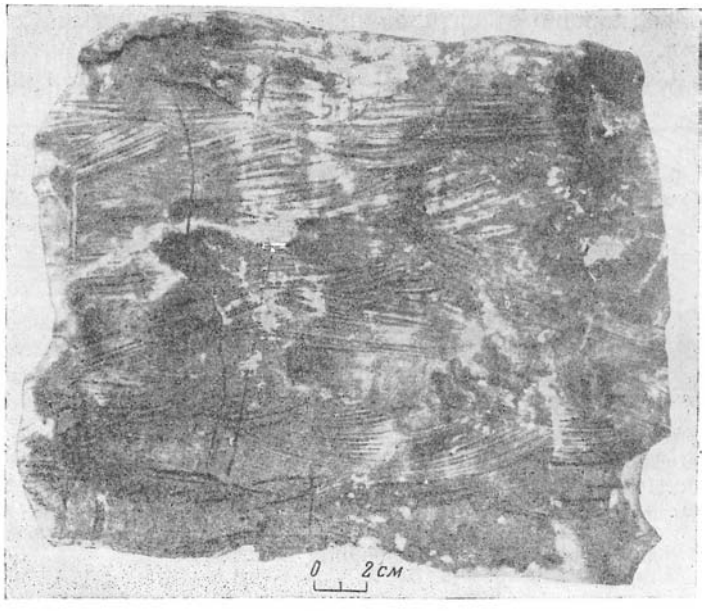
этой зоны, но уже ниже постоянного уровня отлива, только на морском дне. В этих же условиях формировались отложения алевритистых микрозернистых известняков с характерной волнистой мульдообразной слоистостью, подчеркиваемой на поверхностях выветривания послойным расположением алевритовых зерен кварца (фиг. 231).

Волнистая слоистость, то пологоволнистая, то мульдообразная, была отмечена И. Н. Ремизовым и В. П. Макридиным в верхнеюрских оолитовых известняках, обнажающихся на горе Кременец у г. Изюм (фиг. 232). По заключению авторов, эти оолитовые известняки отложились «в условиях наибольшей подвижности морской воды, в весьма мелководной обстановке кос и подводных перекатов» (1952, стр. 62). Сильные волнения, сопровождавшиеся приносом крупных оолитов, по-видимому, мешали развитию фауны, встречается лишь принесенный раковинный детрит.

Мы рассмотрели комплекс типов слоистости, характерный для прибрежной зоны волнений. Прежде всего здесь преобладают всевозможные

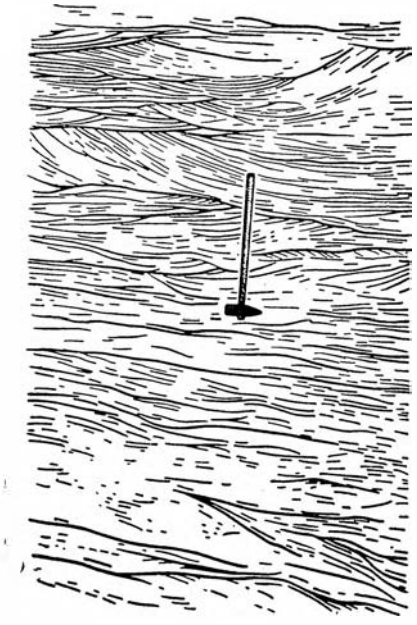


Фиг. 230. Внизу волнистая правильная перекрестная слоистость, подчеркнутая темноцветными минералами. Выше появляются глинистые прослои, песчаник переходит в крупнозернистый алевролит, и слоистость нарушается небольшими оползаниями алевритового материала. Фация зоны волнений прибрежной части моря. Донбасс, Боково-Антрацитовый район, свита C_2^5. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 231. Мелкая волнистая перекрестная (мульдообразная) слоистость в алевритистом известняке. Донбасс, балка Крутая

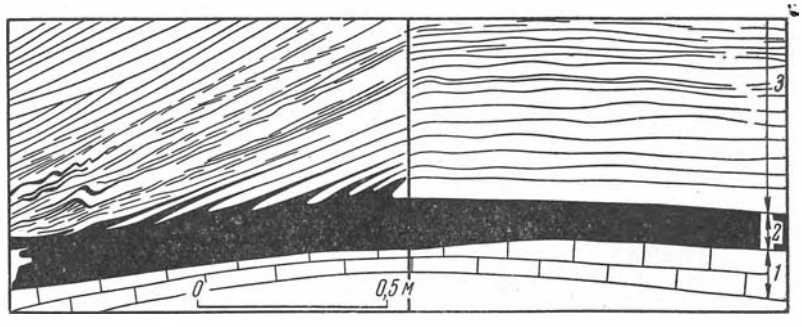
виды волнистой слоистости, чаще — мелкой, реже — крупной: мульдообразная, пологоволнистая, косоволнистая, в том числе — сложная слоистость разных порядков. Характерно чередование более грубого и более тонкого материала.



Фиг. 232. Волнистая слоистость в оолитовых известняках. Рисунок по фотографии. (Ремизов и Макридин, 1592)

Среди волнисто-слоистых осадков прибрежной зоны мелководья встречаются также отложения береговых валов, которые характеризуются не волнистой, а косой слоистостью. При благоприятных условиях они способны захорониться и перейти в ископаемое состояние. Эти валы, надвигающиеся на берег, могут закрепиться там и превратиться в береговые дюны, которые, однако, под воздействием ветра переваиваются и, таким образом, слоистость их следует относить уже к эоловому типу.

Нами была описана слоистость береговых валов в четвертичных отложениях древнеевксинской террасы на побережье Азовского моря, в районе хут. Веселого (Ботвинкина, Феофилова, Яблоков, 1954). Там, на известняке среднего сармата лежит небольшой (5—20 см мощностью) прослой морской зеленоватой глины с неотчетливой полого-линзовидной слоистостью, образованной прослоями песчанистой глины (фиг. 233). Выше идут отложения берегового вала — мелкозернистый, хорошо отсортированный песок с мощными (до 0,70 м) косослоистыми сериями. Зарисовка была сделана в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях. В одной плоскости слойки косые, границы их



Фиг. 233. Слоистость четвертичных прибрежно-морских песков (берегового вала?). На известняке (*1*) лежит слой глины (*2*), а выше — песок мелкозернистый, хорошо отсортированный (*3*). Местами косые слойки, особенно в основании, усложнены дополнительной рябью. (Зарисовка А. П. Феофиловой в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях)

неровные, слегка волнистые. У основания слойков волнистость видна более отчетливо — это результат усложнения основания склона песчаного вала дополнительной рябью. Слоистость обусловлена тонким послойным налетом глинистого материала, причем характерно, что в основании слойки выполаживаются, а глинистые прослойки утолщаются и сливаются с

лежащим ниже слоем глины; создается впечатление, что глинистый материал как бы намывался из лежащего ниже слоя на склон песчаного вала течением обратного направления откатывающейся от берега волны. На перпендикулярном разрезе слоистость неправильно-горизонтальная, что указывает на вытянутость песчаного вала и передвижение его путем перемещения донных наносов.

Таким образом, в отложениях прибрежной зоны волнений, кроме различных типов волнистой слоистости, могут появляться отдельные косослоистые серии, являющиеся результатом захоронения береговых валов или же отложений желобов стока на приливно-отливных отмелях.

Слоистость подводных валов, баров, пересыпей и кос

Подводные валы, бары, пересыпи и косы представляют собой образования, сложенные рыхлым материалом, преимущественно песчаным, реже — галечным или ракушняковым, иногда с незначительной примесью тонкозернистого материала (чаще он отсутствует). Эти образования имеют общий признак — обычно они отделяют от открытого моря какой-либо акваторий — бухту, лагуну, залив, однако происхождение их не одинаковое. Подводные валы и бары [1] образуются в результате подачи рыхлого материала к берегу волнами. Косы наращиваются у какого-либо выступа берега береговым течением, там, где его переносящая сила ослабевает (перед бухтой, мысом, островом). Пересыпью в одних случаях называют косу, причлененную к берегу обоими краями (либо в результате наращивания косы до встречи с противоположным берегом, либо вследствие смыкания двух кос), в других случаях — бар.

Все исследователи упоминают о том, что эти формы, преимущественно песчаные, имеют косую слоистость. Это совершенно понятно, так как они образуются в результате перемещения материала однонаправленным движением воды. Более подробных сведений о слоистости этих форм в литературе почти нет. Некоторые соображения о вероятном типе слоистости можно высказать, исходя из условий их формирования, на чем мы поэтому остановимся несколько дольше. Бары образуются в результате выхода на поверхность подводных валов, вытягивающихся вдоль берега; они формируются на отмелых берегах, сложенных мелкозернистым материалом. Подводные валы возникают на пологом дне, когда энергия волны после забурунивания падает, вследствие чего снижается ее способность передвигать наносы, и часть несомого материала отлагается, образуя песчаное подводное накопление — мель. Последняя становится своеобразным барьером для наноса, продолжающего поступать с нижнего участка дна и скопляющегося у основания мели и на ее внешнем (обращенном к морю) склоне. На склоне вырабатывается профиль равновесия, а избыток материала будет переноситься через гребень на противоположный склон. Таким образом, вал будет расти в ширину и в высоту и одновременно перемещаться в сторону берега. По мере нарастания вала в высоту он, наконец, поднимется над уровнем моря, образуя песчаную гряду, которая отделит от моря некоторый акваторий между грядой и берегом. Эти песчаные гряды получили наименование баров. Отгороженное береговым валом водное пространство называется лагуной.

После того как волна перейдет через подводный вал, она перестраивается в волну меньших размеров и, двигаясь к берегу, может вновь попасть в условия, благоприятные для образования нового вала. Так образуется несколько параллельных друг другу песчаных валов, вытянутых вдоль берега. Их рост продолжается до тех пор, пока первый вал не превратится в бар.

---

[1] Бар (по-английски — bar) — преграда, препятствие, барьер.

В. П. Зенкович (1946) утверждает, как и некоторые другие исследователи, что более пологим будет склон вала или бара, обращенный к морю, так как материал, переносимый через вершину, будет отлагаться при сильном падении энергии волн. А. И. Дзенс-Литовский (1938), И. В. Щукин (1938) и другие считают, наоборот, что к морю обращен более крутой склон, формирующийся под воздействием сильного прибоя, когда волны захватывают со дна песок и гальку и набрасывают на поверхность косы, на противоположном же склоне слойки отлагаются спокойно, наклонно по направлению к лагуне. Вероято, решению этого вопроса может помочь изучение слоистости и замеры углов наклона слойков. Если прав Зенкович, то более пологие слойки должны быть обращены к морю. Кроме того, при этом на более крутом склоне слойки должны становиться все круче, так как вал наращивается сверху. Если же бар формируется действием прибоя со стороны моря, то верхние слойки должны быть более пологи, чем нижние, так как вал наращивается снизу. Зенкович полагает, что в результате образования валов и баров происходит общее перемещение наносов вдоль берега. Другие исследователи (Егоров, 1951; Evans, 1941) считают, что валы остаются на месте, лишь незначительно суживаясь или расширяясь. Они отрицают возможность превращения подводных валов в бары.

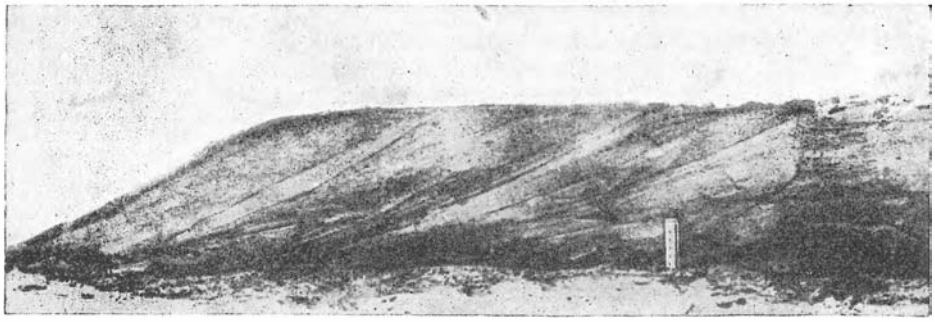
По Е. Н. Егорову (1951), на поверхность выходит только наиболее близкий к берегу вал, образование которого он объясняет действием штормов, что и составляет отличие «береговых» валов от «морских», которые остаются стабильными. Однако О. К. Леонтьев (1955) приводит ряд примеров (по наблюдениям многих авторов) превращения подводного вала в бар, выхода валов на поверхность и причленения их к берегу. Таким образом, существуют резко различные мнения по вопросу об образовании баров. Однако большинство исследователей все же считают подводные валы и бары весьма подвижными формами. Эта подвижность, очевидно, и делает затруднительным их переход в ископаемое состояние. Во всяком случае, описания ископаемого бара в чистом виде, т. е. в виде определенной морфологической единицы, сохранившейся в толще других пород, нам не известны.

Текстура современных баров, вернее — прибереговых валов описана Томпсоном (1937). Он указывает, что сторона бара, обращенная к морю, состоит из коротких, круто наклоненных пластов. На приведенной им фотографии (см. фиг. 234) видно постепенное увеличение крутизны наклона слойков, что придает слоистости характер «пучков». Склон вала, обращенный к морю, состоит из значительно более пологих слойков. В продольном разрезе большая часть слойков параллельна береговой линии.

Мак-Ки (1953) отмечает, что пески, образующие широкие отмели на внутренней части барьера о-ва Мустанг, сходны с песками пляжа и дюн на барьере. Верхняя их поверхность несет знаки ряби, гребни которой ориентированы параллельно лагуне. Им же была раскопана одна из песчаных кос, отделяющих эстуарий залива Чалла от лагуны. В разрезах, параллельных бровке, слои залегают горизонтально, в сторону же лагуны они падают под углом 11°. Слои песка чередуются со слоями ракушечника (мощностью 10—12 см).

Д. В. Наливкин считает пересыпь синонимом бара (1955, стр. 381). Он отмечает, что строение пересыпей весьма плохо изучено. По форме они обычно узкие и длинные, прямые или изогнутые. Ширина их может измеряться километрами, длина же достигает десятков и сотен километров. Высота над уровнем моря сравнительно небольшая — лишь несколько метров.

В ископаемом состоянии форма пересыпей и кос (так же как и баров) не сохраняется и поэтому и форма современных кос не имеет для



Фиг. 234. Косая слоистость прибрежной косы. (По Thompson, 1937). Видно постепенное увеличение угла наклона косых слойков в серии

наших целей существенного значения. Большее значение имеет состав материала пересыпей и кос — грубообломочный, песчаный или галечный, с бо́льшим или меньшим количеством битой ракуши. Изредка эти образования состоят целиком из одной ракуши. Часть пересыпи, обращенная к лагуне, дополняется осадками, обычно более тонкозернистыми или глинистыми, намываемыми волнами лагун. В том случае, когда пересыпь залегает на осадках лагуны или лимана, в основании ее часто лежат глинистые отложения, образовавшиеся раньше (когда лиман или лагуна были еще открытым заливом). Мощность ископаемых отложений пересыпи обычно невелика — не более 20 м.

В ископаемых отложениях отмечается присутствие илистых и глинистых прослоев среди более грубого материала, относимого к бару. Очевидно, это результат перемещения баров и переслаивания отложений собственно бара (песчаные косослоистые серии) с отложениями лагун, заиливающихся участков, подстилавших и перекрывавших разрушающиеся с течением времени бары и косы. Таким образом, та толща, которую мы целиком относим к барам вследствие преобладания отложений, имеющих характерные черты бара, в сущности, является сложным образованием, результатом многократной миграции всех прибрежных элементов.

Согласно Грисейе и Фольбрехту (Grisseier, Vollbrecht, 1953), черты баров, их расположение и форма бывают различными в зависимости от степени солености воды. Проведенные авторами лабораторные опыты показали, что в пресной воде бар шире, ниже и длиннее, а наносы — более равномерные. В соленой воде бары высокие и узкие, с крутыми склонами. Можно предположить, что более пологие углы наклона слойков бара указывают на образование его в условиях пониженной солености воды.

Иногда слагающий пересыпь материал изменяется от гальки до песка. А. И. Дзенс-Литовский (1933) указывает, что пересыпи Крымских озер в поперечном разрезе представляют собой слои песка, гравия и гальки, выклинивающиеся под углом 5—10° в сторону озер. Мощность слоев составляет от 1 до 30 см. Слои пересыпи падают к морю довольно круто: на Кызыл-Яре и Саки под углом 15—25°, на Сасык-Сиваше под углом 5—15°. Склоны, обращенные к озерам,— пологие.

При бурении и шурфовании обнаружились чрезвычайная пестрота и изменчивость состава пересыпей в вертикальном и горизонтальном направлениях; часто слоистость в них была косая (Наливкин, 1955, стр. 383).

Верхняя часть пересыпей обычно покрыта дюнными песками, образовавшимися в результате перевевания песчаного материала пересыпи,

поднявшейся над уровнем моря. Слоистость этих переотложенных ветром песков рассматривалась выше (см. гл. VII).

В литературе отмечается кратковременность изменений внутреннего строения песчаных и галечных отложений пересыпей, а также довольно быстрое образование новых кос, пересыпей, отмелей. Д. В. Наливкин (1955) указывает, что геологические исследования подтверждают устойчивость песчаных и галечных накоплений, выпрямляющих береговую линию и обычно связанных с поднятием суши и регрессией моря. И. В. Мушкетов (1926) отмечает, что пересыпь на стороне, обращенной к лагуне, сложена более мелкозернистым песком со знаком ряби и с косой слоистостью типа рябей.

В баре (так же как и на пляже) не может быть большого количества растительных остатков, так как песчаный материал поступает из моря, в косах же растительных остатков может быть много, так как материал в них поступает в значительной степени за счет сноса с суши (особенно, если вблизи есть устье реки).

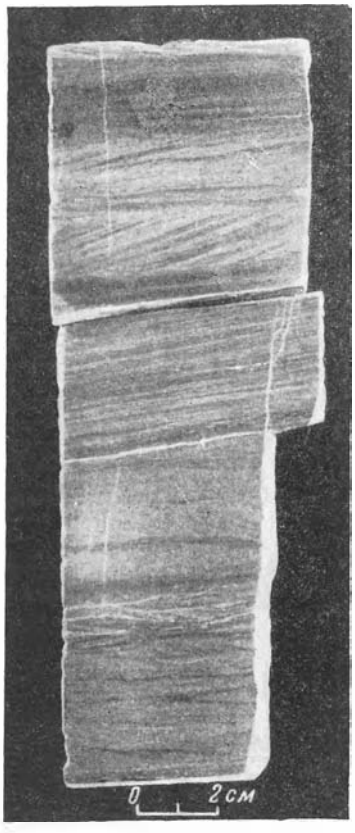
В ископаемом состоянии эти формы известны очень мало и как таковые почти не описаны. Очевидно, это объясняется, во-первых, малой изученностью тех диагностических признаков, по которым можно определить эти образования в ископаемом состоянии, и во-вторых — большой подвижностью самих этих форм, что, как уже указывалось, мешало их переходу в ископаемое состояние.

Некоторые авторы (Иванов, 1956) склонны придавать большое значение баровым образованиям при изучении угленосных толщ. Он характеризует баровые песчаники в угленосной толще следующим образом (стр. 144). Переход в лежащие ниже отложения постепенный, или резкий контакт. Поверхности размыва внутри песчаной толщи не характерны, но иногда наблюдаются. В средней части наиболее грубозернистые отложения — песчаники, реже — конгломераты. Окатанность часто хорошая, разнозернистость не характерна. Слоистость волнистая, косая, перекрестная, местами однонаправленная наряду с перекрестной. К сожалению, Г. А. Иванов не дает более подробной характеристики слоистости и, в частности, не указывает соотношения этих различных типов и способа их чередования в толще баровых песчаников. В ряде случаев, по-видимому, к баровым относятся песчаники иного происхождения, в частности — аллювиальные, дельтовые или прибрежно-морские.

Сказанное, впрочем, не означает, что мы отрицаем наличие в ископаемых осадках баров, кос и пересыпей, которые образуют толщу, являющуюся результатом миграции этих форм на площади. В частности, песчаники баров и пересыпей были описаны в угленосной толще Донбасса (Атлас литологических типов, 1956), причем правильность фациального определения их подтверждается положением на общих фациально-палеогеографических картах, составленных для очень небольшого отрезка геологического времени (для части одного седиментационного цикла). Эти песчаники имеют сложную текстуру, представляющую частое чередование крупной косой, горизонтальной, мелкой волнистой, косоволнистой и мелкой косой слоистости. Крупная косая и горизонтальная слоистость в большинстве случаев наблюдается в средне- и мелкозернистом песчанике, а мелкая разных типов — в мелкозернистом песчанике и крупнозернистом алевролите (фиг. 235).

Слоистость обусловлена как разным гранулометрическим составом, так и небольшим количеством неравномерно распределенного растительного детрита. Последний присущ более тонкозернистым прослоям. В целом слоистость часто неотчетливая, в более грубозернистых осадках бывает прерывистой. В тонкозернистых отложениях слоистость выявляется отчетливее. Характерно чередование прослоев косослоистых (угол наклона слойков от 5—10 до 20°) и горизонтально- или

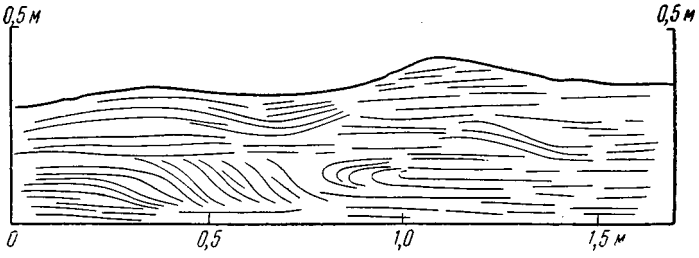
волнисто-слоистых. Косые серии имеют мощность 10—20 см, причем слойки — сходящиеся, часто с изменяющимся углом наклона (верхние слойки круче). Иногда эти серии имеют клиновидный характер, границы серий бывают и прямолинейные и полого вогнутые вниз. Несколько косослоистых серий может налегать одна на другую, но чаще они разделены участками с мелкой волнистой, косоволнистой и мелкой косой слоистостью, с мощностью серий не более 1—2 см; эти прослои обычно представлены более тонкозернистым материалом (до алеврита).



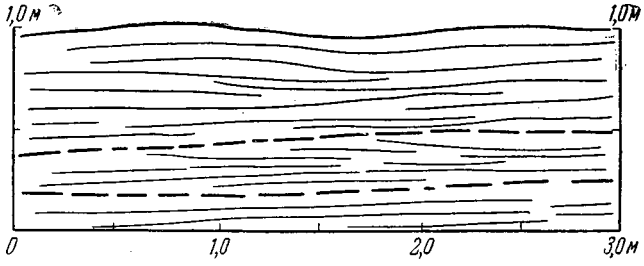
Фиг. 235. Слоистость баров или пересыпей в мелкозернистом песчанике. Видно чередование прослоев с косой, горизонтальной, мелкой волнистой прерывистой и косоволнистой слоистостью, обусловленной примесью алеврито-глинистого материала и растительного детрита. Донбасс, Должанский район, свита C_2^7. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Характерно строение всей песчаной толщи: обычно средняя ее часть сложена более грубым материалом, чем нижняя и верхняя. При этом слоистость в средней части чаще бывает косая с прослоями горизонтальной, а вверху и внизу — больше прослоев косоволнистых и со слоистостью ряби. В некоторых случаях отложения описываемой фации имеют прерывистую горизонтальную слоистость и содержат неокатанные включения аргиллита или мелкозернистого алевролита, иногда тонкослоистые, имеющие неправильную и даже причудливую форму. Горизонтальная слоистость в этой разности подчеркивается линзочками более грубого (среднезернистого) песчаного материала или мелкими плоскими линзочками алевролита, слегка волнистыми. Участки, обильно насыщенные этими включениями, чередуются с участками, почти не имеющими их. Сортировка материала средняя, зерна часто мало окатаны. Породы с такой слоистостью мы относим к фации прибрежных песчаных образований — баров, кос, пересыпей, приустьевых отмелей и береговых валов, без разделения их, так как в ископаемом виде разграничить все эти отложения невозможно. В разрезе виден результат многократной миграции в течение длительного времени всех этих форм, перехода одной в другую и их слияния; сама же форма в ископаемом виде, как мы отметили выше, не сохраняется. Текстура их сложная, и фациальная принадлежность определяется описанным выше комплексом разных видов слоистости в сочетании с другими признаками, в первую очередь — со структурными.

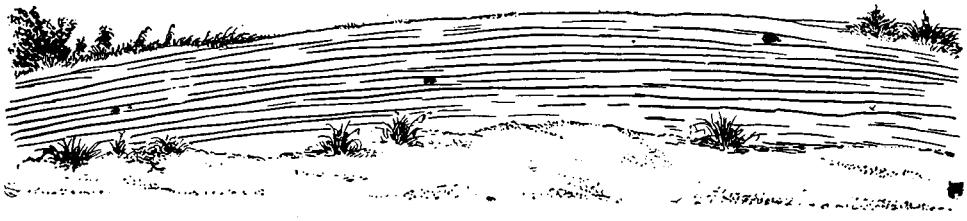
В. Г. Ульст (1957_2) наблюдал текстуры береговых валов и пересыпи на побережье Рижского залива, недалеко от устья р. Петерупе (фиг. 236, 237). Он указывает, что слоистость вала обусловлена чередованием слойков средне- и крупнозернистого песка и мелкого гравия. В верхней части уступа размыва, параллельно простиранию вала, слоистость в общем горизонтальная (фиг. 236), за исключением одной волнисто-изогнутой серии. В нижней части отмечается косая слоистость («типа потоков», по Ульсту) и попеременно-разнонаправленная. В другом месте (см. фиг. 237), в разрезе под углом 30° к простиранию вала, слоистость была заметна лишь в средней его части, где чередование песка и мелкого гравия образует горизонтальные или слабо изогнутые



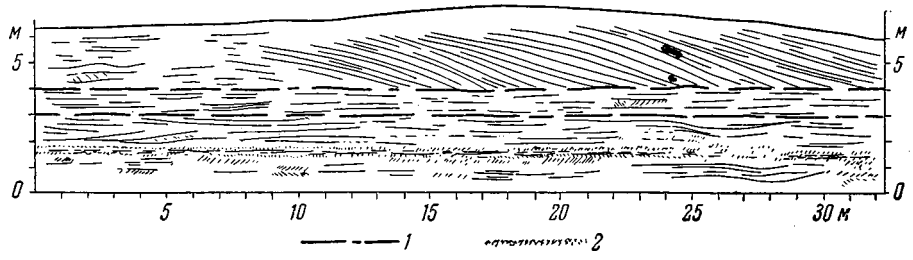
Фиг. 236. Слоистость берегового вала в продольном разрезе; 1,5 км к северу от устья р. Петерупе. (По Ульсту, 1957_1)



Фиг. 237. Слоистость берегового вала в разрезе под углом 30° к простиранию; левый берег устья р. Петерупе. (По Ульсту, 1957_1)



Фиг. 238. Слоистость берегового вала в поперечном разрезе. Правый берег устья р. Гауя. (Рисунок автора по фото Ульста, 1957_1)



Фиг. 239. Слоистость подводной части литориновой пересыпи и одного из валов.

1 — растительный детрит; *2* — скопления створок *Cardium edule*. (По Ульсту, 1957_1)

слойки; некоторые из них наклонены в сторону моря под углом в несколько градусов. В нижней половине обнажения видны два прослоя (мощностью 3—5 см) скоплений древесной коры (две прерывистые жирные линии на фиг. 237). Однако оба эти примера, как отмечает и сам автор, показывают нехарактерное направление вдоль вала и поэтому не дают достаточно ясного представления о его слоистости.

Поперечный разрез берегового вала приведен на фиг. 238. Слоистость в нем «обусловлена чередованием песка различной крупности и имеет вид геометрически правильных концентрических наслоений, слегка нарушаемых знаками волновой ряби. Клиновидного схождения слойков в отдельных сериях, как это отмечалось для слоистости авандюн, здесь не наблюдается» (Ульст, 1957_1, стр. 127). Ульст считает, что это нетипичный вид слоистости берегового вала, так как он расположен под острым углом к современному руслу реки, и возник, очевидно, в виде одной из приустьевых кос: слоистость его, должно быть, образована течением, направленным вдоль простирания вала. По-моему, не исключена возможность, что этот тип слоистости характерен именно для прибрежных кос, но не для береговых валов и баров.

Слоистость в поперечном разрезе пересыпи, расположенной вдоль правого берега р. Лиелупе, описана В. Г. Ульстом (1957_1, стр. 145): пересыпь образована крупным баром, внизу ее залегают слойки мелко- и среднезернистого песка мощностью в несколько миллиметров. На фоне их выделяются слойки мощностью в несколько сантиметров, окрашенные в бурый цвет гидроокислами железа. Слоистость проявляется едва заметным различием крупности зерен и, гораздо реже, небольшим различием в минералогическом составе: редкие слойки среднезернистого песка обогащены полевыми шпатами, в то время как мелкозернистые слойки чисто кварцевые. Слоистость имеет вид параллельных, почти горизонтальных серий, перемежающихся с пологонаклонными (в несколько градусов) клиновидными сериями (типа пляжевых). В отдельных участках (фиг. 239) видны параллельные косослоистые серии; слоистость их попеременно-разнонаправленная («елочковидная», по Ульсту), отмечаются перекрещивающиеся косослоистые серии и ложбины внутриформационных размывов. С этими типами текстур связано появление более крупнозернистого песка, вплоть до мелкого гравия, более частое в нижней части пересыпи. Встречены (в нижней части пересыпи) прослои со скоплением морских раковин и прослои растительного детрита. Ульст указывает, что в 4 м выше (фиг. 239) «прослеживается совершенно иной тип слоистости, не сопровождаемый, однако, заметным изменением размерности зерен песка» (1957_1, стр. 149). Это — косослоистая серия мощностью 1,5—2 м; слойки параллельные, слегка выполаживаются в верхней и нижней части серии (s-образные). В середине ее угол падения слойков равен 20°, вверху и внизу уменьшается до 10°; слева на рисунке видно, что слойки переходят в горизонтальные. Выше пески неслоистые. Нижняя граница серии представлена ровным слоем мелкозернистого песка, мощностью 3—4 см, окрашенного гидроокислами железа. Эту серию В. Г. Ульст считает отвечающей вершине берегового вала. С нашей точки зрения, судя по характеру слоистости (см. следующий раздел), ее скорее следует считать отложившейся в условиях довольно мощного течения, направленного вдоль пересыпи. Ульст указывает, что слоистость берегового вала (ниже косослоистой серии на фиг. 239) не характерна для большинства береговых валов, в которых слоистость «состоит из пологонаклонных серий параллельных слойков, чередующихся с клиновидными и редкими волнисто-изогнутыми сериями. Весь этот комплекс образует едва заметное дугообразное концентрическое напластование» (1957_1, стр. 150). Основным типом слоистости береговых валов, по В. Г. Ульсту, являются серии горизонталь-

ных или пологонаклонных слойков, перемежающихся с клиновидными, типичными для пляжей.

Вследствие пологости склонов песчаных валов они имеют дугообразную форму. Характерны, но не обязательны, прослои растительного детрита и косослоистые серии.

И. И. Шурко [1], наблюдая слоистость в береговых валах, отметил несколько ее типов: слоистость ритмической сортировки материала (напоминающую graded bedding), характерную для более прибрежной части вала, тонкую косую слоистость береговых валов, более отчетливо видную на пологом морском склоне вала, и слоистость, образующуюся в мелких бухтах изрезанного берега, дающую пологие выпукло-вогнутые формы. По нашей терминологии,— это наклонная слоистость, образующаяся параллельно дну, изогнутая форма которой обусловлена склонами дна мелких бухточек. Кроме того, он отмечает текстуру ряби и многочисленные нарушения слоистости в виде карманов, смятий и др.

Какие же можно ожидать текстуры в ископаемых отложениях баров, кос и пересыпей? Исходя из имеющихся весьма скудных данных, можно сказать, что для них характерна косая слоистость с невыдержанными, часто весьма пологими углами наклона, обусловленная преимущественно изменением гранулометрического состава слойков; эти отложения могут иметь волнисто-слоистые и горизонтально-слоистые прослои, а также включения и тонкие прослои фауны и растительного детрита. Слоистость чаще неотчетливая, иногда образуются пучки слойков. Слоистость кос, намываемых боковым течением, может быть очень пологой, слегка наклонной, облекающей. В верхней части разреза разнообразная слоистость баров и пересыпей зачастую сменяется эоловой косой слоистостью дюн, или (реже) косой слоистостью морских течений, или волнистой слоистостью зоны мелководья.

3. СЛОИСТОСТЬ В ОБЛАСТИ ДЕЙСТВИЯ ТЕЧЕНИЙ

Процессы седиментации в области более или менее интенсивных морских течений протекают различным образом в зависимости от характера силы течения, а также от глубины водоема.

Д. В. Наливкин (1933, 1955, стр. 16, 17) указывает на зависимость переноса зерен разного размера от скорости течения. По приведенным им данным из работ Нансена, Твенхофела и Пратье, гравий и грубый песок переносятся при скорости течения 0,4—0,5 м/сек, песок (разного размера) — при скорости 0,2—0,3—0,4 м/сек, глина — при скорости 0,08 м/сек.

Д. В. Наливкин еще в 1927 г. выделил разные соотношения между движением воды и образующимися осадками:

1) Бассейны со слабым прибоем без течений; в основном это область накопления илов, часто с сероводородным заражением.

2) Бассейны со слабыми течениями, но сильным прибоем — большие открытые заливы, невысокие берега открытого моря, обширные замкнутые бассейны. Здесь отмечается зональное распределение осадка: у берега он грубее, в глубь моря — все тоньше. Иногда в этой области течения достигают значительной скорости, тогда нормальная последовательность зон нарушается: среди площадей, занятых чистым илом, вдруг появляются участки песчанистого ила или даже песка. Ракушняки здесь состоят из битой и окатанной ракуши.

---

[1] Устное сообщение и тезисы доклада в «Бюлл МОИП», отд геол, 1960, т 35 № 2.

3) Бассейны с сильными донными течениями. В них везде распространены пески и даже галечники, которые могут встречаться не только на мелководье, но и на больших глубинах, до 600—800 м.

К сожалению, Д. В. Наливкин не уделил внимания вопросу — каков же механизм выпадения осадков в каждой области и какие текстуры пород в них образуются.

Твенхофел (1936) отмечает только, что вся неритовая обстановка (т. е. ниже уровня отлива и до глубины около 180 м) находится в сфере действия волн и течений. Пласты обычно горизонтально-слоистые. Могут быть стратиграфические перерывы за счет уноса уже отложившегося осадка. Терригенные осадки обычно хорошо сортированы, типично «изобилие жизни» (т. е. флоры и фауны). Обычны знаки ряби и течений. Как видим, эта характеристика слишком обобщенная. Мы можем только сделать из нее вывод, что в такой обстановке следует ожидать слоистость косую (течений), косоволнистую (ряби) и волнистую (волнения). Горизонтальная слоистость образуется лишь при скорости течений между второй и третьей критическими точками.

«Диагональная» слоистость (т. е. косая) и оба типа рябей, по Твенхофелу, формируются и в относительно мелких частях батиальной области (т. е. глубже 180 м), но они там не характерны. Глубже 1800 м слоистость только горизонтальная. Песчаный и другой осадочный материал переносится не только во взвеси, но и путем передвижения донных валов, что для наших исследований играет еще бо́льшую роль.

В главе IV мы указывали на существование ряда критических точек скоростей, при переходе через которые существенно изменяется характер седиментации материала, передвигаемого течением. Насыщенность течения взвешенным материалом тоже играет немалую роль.

По времени и направлению течения могут быть постоянные (как однонаправленные, так и попеременно изменяющие направление) или временные; наконец, могут быть течения постоянные, но изменчивого направления (дрейфовые). Течения могут быть береговые, идущие вдоль берега, под углом к нему, или же к берегу и от берега (приливно-отливные, сгонно-нагонные), и пересекающие море (поперечные). Наконец, для нашего исследования большое значение имеет вопрос — является ли течение донным или же оно «висячее», т. е. захватывает лишь верхние слои воды.

Все эти обстоятельства сказываются на характере слоистости осадка в зоне течения.

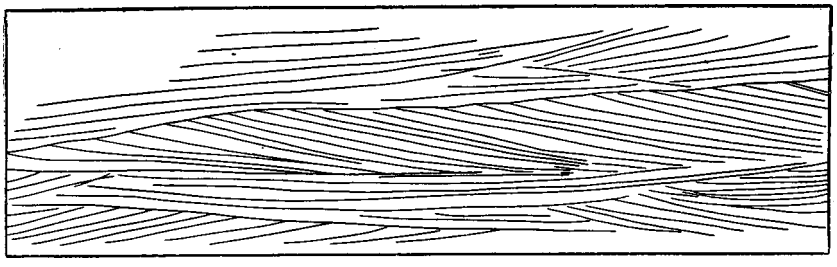
На основании имеющегося в нашем распоряжении материала мы можем описать лишь слоистость в области донных течений (как прибрежных, так и более глубоководных) и течений повышенной плотности («мутевых потоков»), а также кратко упомянуть о седиментации в условиях поперечных висячих течений. Относительно остальных типов фактическими данными мы не располагаем и поэтому вынуждены ограничиться лишь высказыванием некоторых соображений о возможных для них текстурах осадка.

Слоистость в отложениях донных течений

Прежде всего оговорим, что мы будем разбирать лишь те случаи осадкообразования, когда течение достаточно сильное и быстрое, чтобы передвигать по дну наносы, но недостаточно интенсивно для того, чтобы размыть дно. Течение, переносящее лишь взвешенный материал, либо совсем не будет давать осадка, либо (при пересыщении) создает ритмически сортированную горизонтальную слоистость. При большой силе течения и размывающем его воздействии на дно седиментация не происходит, а следовательно, не образуется и слоистость.

Донные течения, передвигающие по дну моря или какого-либо другого водоема зернистые осадки (в основном кластогенные), создают косую слоистость, имеющую специфические черты. Однако текстуры, образуемые деятельностью донных течений в современных осадках, почти не описаны. Поэтому мы вынуждены пользоваться примерами ископаемых отложений, генезис которых был точно определен по другим признакам.

Один из видов косой слоистости, характерный для зоны течений, был указан выше, в начале главы. Это разнонаправленная косая слоистость («перистая»), описанная Ю. А. Жемчужниковым (по Франтцену) в статье 1926 г. Она образована течением периодически-переменного направления, возможно, сезонного характера. Этот тип наиболее известен в широких кругах геологов. Слоистость выявляется различием материала: чередуются тонкие слойки известняка, не содержащего оолитов, со слойками, обогащенными им (фиг. 240).

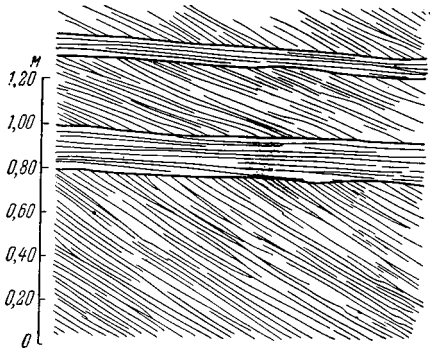


Фиг. 240. «Перистая» косая слоистость. (Рисунок автора по фото Франтцена, 1892)

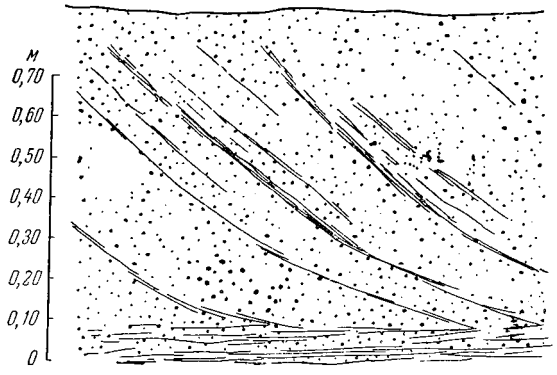
В сборнике «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация» (1940) косая морская слоистость упоминается в работах Л. М. Бириной, А. В. Хабакова и Е. Э. Разумовской. Л. М. Бириной описаны пески тульской толщи у с. Тетяковки Новомосковского района. Морской генезис этих песков установлен на основании их хорошей сортировки как по размеру (75—95% зерен одной фракции), так и по минералогическому составу (содержание кварца 95,6—98,8%), а также по наличию в легкой фракции раковинок мелких фораминифер, обломков трехосных опаловых губок и зерен глауконита. Диагональная слоистость этих песков (фиг. 241) представлена чередованием тонких (0,10—0,25 м) горизонтально-слоистых и более мощных (0,30—0,80 м) наклонно-слоистых пачек. Слоистость этих пачек (слойчатость) образована чередованием очень тонких (3—5 см) параллельных хорошо отсортированных слоев, сложенных относительно более грубыми зернами, и слоев, сложенных более мелкими зернами, преимущественно кварца. Данные механического анализа не обнаруживают разницы между составом косослоистых и горизонтально-слоистых серий. Л. М. Бирина сравнивает эти пески по форме слоистости с описанными Твенхофелом морскими глауконитовыми песчаниками, тоже горизонтально- и косослоистыми. Из этого описания можно сделать вывод, что для отложений, формирующихся в морской обстановке, не исключена комбинация чередующихся горизонтально- и косослоистых серий. Может быть, происхождение этой слоистости объясняется периодическим изменением скорости течения то выше, то ниже второй критической точки (см. гл. V).

Другой вид косой морской слоистости, описанный Л. М. Бириной,— «наклонная» слоистость (по нашей систематике — крупная косая слоистость с выполаживающимися книзу слойками. Слойки, довольно круто наклоненные, к основанию пачки выполаживаются и переходят в горизонтальные (фиг. 242). Тонкая слоистость обусловлена появлением

в песке микрослоев (т. е. слойков), обогащенных зернами рудных минералов, или глинисто-углистым материалом, или, наконец, слюдой. Пески, мелкозернистые (фракции 0,25—0,1 мм — 85—88%) и хорошо отсортированные (кварца 95—97%), содержат микрофауну и глауконит. Мощность серии 0,8—0,9 м. Анализ образцов из верхней и нижней части не показал ощутимой разницы в механическом и минералогическом составе. Эта однородность строения слойков в верхней и нижней части серии, с нашей точки зрения, может быть существенным диагностическим признаком морских косослоистых отложений.



Фиг. 241. Косая («диагональная») слоистость в песках основания тульского горизонта нижнего карбона; обнажение у дер. Тетяковки. (По Бириной, 1940)



Фиг. 242. Косая слоистость в песках основания тульского горизонта нижнего карбона. Карьер на левом берегу р. Дон. (По Бириной, 1940)

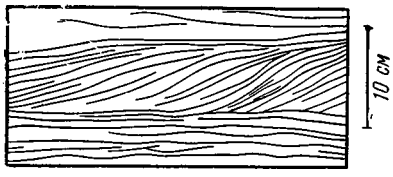
Строение косослоистой серии изменяется по простиранию. В левой части обнажения слоистость образована периодическим появлением едва заметных микрослоев около 0,5 мм мощностью, обогащенных рудными зернами. Постепенно справа появляются тонкие (0,05—2 см) прослойки, в свою очередь состоящие из микрослоистого чередования песка, глины, углистого вещества и белой слюды. Одновременно слоистость становится резкой, с ясно выраженным выполаживанием книзу. Еще правее глинистые прослойки становятся более тонкими, обогащенными слюдой и слабо выраженными. Л. М. Бирина предполагает, что данный тип слоистости образован в более глубоких частях бассейна донным течением.

Подобная слоистость в виде ряда налегающих одна на другую серий отмечена Л. М. Бириной в песках основания тульской толщи на р. Шат у дер. Петровка. Здесь в верхней части залегает несколько горизонтальных, почти параллельных косослоистых серий с внутренней еле уловимой тонкой слоистостью. Наклон слойков — в одну сторону во всех сериях, угол наклона небольшой. Мощность серий 25—30 см. В нижней части обнажения серии становятся более мощными и приобретают клиновидную форму. Верхняя часть каждой серии сложена мелкозернистым песком. Слоистость выявляется незначительными колебаниями размеров зерен, слагающих соседние слои, и почти неуловима. К основанию серии песок становится еще тоньше и затем заменяется микрослоистым чередованием светло-серой глины, крупных листочков слюды, углистых частиц и алеврита, в результате чего слоистость становится резкой.

В том же обнажении в нижней части песков наблюдалась перекрещивающаяся слоистость. Серии мощностью 0,2—03, м имеют внутри слабонаклонную слоистость, выявляемую чередованием тонких (1—2 см) прослоек мелкозернистого песка и алеврита. Наклон слоев и их направление в различных сериях различны, что и создает впечатление перекрестности.

Серийные швы слегка вогнуты вниз, так что местами этот тип слоистости, по нашей терминологии, может быть назван косоволнистым.

А. В. Хабаков (1940) приводит множество фактов, указывающих на большую роль береговых морских течений и прибоя в процессе отложения терригенных артинских слоев на Южном Урале, что сильно отразилось на развитии фауны. Однако косая слоистость в артинских песчаниках отмечается редко и занимает совершенно подчиненное место среди горизонтально-ровного наслоения. А. В. Хабаков объясняет это многократной переработкой осадочного материала прибоем на берегах и приливно-отливными течениями в литоральной полосе артинского моря. Он считает, что «действие противоположно-меняющихся качаний водных масс, т. е. влияние приливов и, в особенности, берегового прибоя, во многих случаях неблагоприятного для образования косой слоистости» (1940, стр. 72). Далее А. В. Хабаков отмечает, что как незначительные, так и слишком большие скорости неблагоприятны для образования косой слоистости; так, например, в наносах со средним размером зерен 0,3—6 мм (т. е. средне- и грубозернистый песок) при глубине потока в несколько метров благоприятен интервал скоростей примерно от 0,5 до 1,5 м/сек. При увеличении глубины значения этого интервала понижаются. Поэтому возможно, что отсутствие косой слоистости объясняется тем, что средние скорости движения вод по отношению к глубинам не соответствовали оптимальному интервалу. Мне кажется, что в данном случае имело значение не влияние прибойной или приливно-отливной полосы (где, как мы показали выше, создается отчетливая слоистость), а характер скоростей береговых течений, дававших, при определенном соотношении скорости течения и осадка, горизонтальную слоистость (см. гл. V).



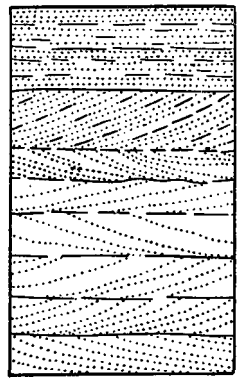
Фиг. 243. Косая слоистость в верхнекаменноугольных песчаниках горы Калюктау на р. Касмарке. (По Хабакову, 1940)

А. В. Хабаков приводит ряд примеров косой слоистости, образуемой течениями в морских и прибрежно-морских отложениях (фиг. 243). Можно сделать следующее обобщение, исходя из приводимых им описаний и рисунков: слоистость бывает разного масштаба — крупная, мелкая и очень мелкая; чаще она однонаправленная, реже разнонаправленная. Серии чаще параллельные либо с выполаживающимися книзу слойками, либо s-образной формы; угол наклона слойков от 10—15 до 20—25°, редко достигает 30°. Различия в механическом составе породы невелики, сортировка хорошая. Косослоистые серии несколько более грубозернисты, чем горизонтально-слоистые, или же одинаковы. В некоторых случаях указанный автор считает эту слоистость образовавшейся в дельтовой обстановке, очевидно, на основании сопоставления с широко известным описанием текстуры «классической» дельты (по Барреллу). Нам кажется, что это неверно, так как все признаки слоистости указывают на связь ее с зоной течений в прибрежной части моря, и вряд ли можно считать морской дельтой косослоистую серию мощностью 20—30 см.

В своей более поздней статье А. В. Хабаков (1951) отмечает, что для прибрежно-морских мелководных отложений характерен диагональный плосколинзовидный вид серий с неясными постепенными взаимными переходами и границами. Мощность серий небольшая. Автор считает, что легко смешать прибрежно-морскую косую слоистость с дельтовой. Как мы увидим ниже (см. гл. XII), целый ряд диагностических признаков позволяет их различать, несмотря на кажущееся на первый взгляд сходство.

Е. П. Брунс (1954) считает, что для морской слоистости характерна различная направленность слойков в смежных сериях («перистый»

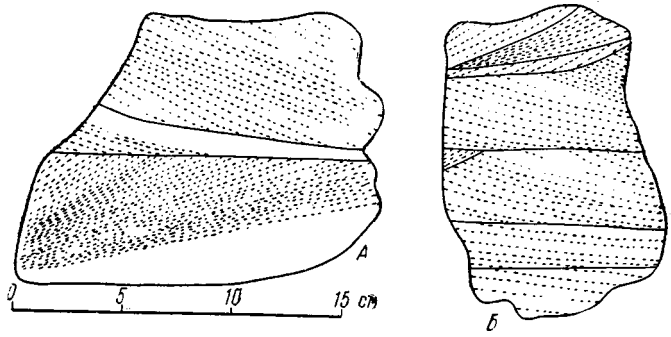
характер слоистости), неясные переходы между сериями (т. е. неотчетливость серийных швов), что затрудняет разграничение серий. Углы наклона пологие. По мнению, показателен для прибрежно-морской косой слоистости сравнительно мелкий масштаб серий (несколько десятков сантиметров). Первые три признака мы считаем правильными, однако последний, как увидим ниже, далеко не обязателен.



Фиг. 244. Косая слоистость в базальном потсдамском песчанике (схематический рисунок). (По Шроку, 1950). Мы считаем, что это тип попеременно-разнонаправленной косой слоистости

Шрок (1950, стр. 280—281) приводит интересные схематические зарисовки косой слоистости течений в морских отложениях. На фиг. 244 дана такая зарисовка косой слоистости в песчанике. По мнению Шрока, из-за частых смещений донных течений тонкие слойки песка приобретают различное (противоположное) направление в смежных сериях и дают рисунок перистой слоистости («елочной» или «рыбьего скелета», по Шроку). К основанию слойки выполаживаются, у верхней границы серии они несогласно срезаются. По нашей номенклатуре, это слоистость попеременно-разнонаправленная. На фиг. 245 показана косая слоистость в известняке. Перекристаллизация породы скрывает очертания отдельных обломочных частиц, из которых сложен известняк, но на выветрелых поверхностях образцов ясно заметны косые слойки. Слоистость эта неправильно-разнонаправленная. Чем она обусловлена,— автор не указывает.

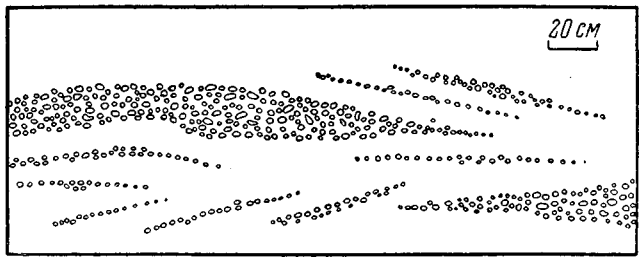
Косую слоистость в известняках описывала также И. В. Хворова (1953). Отчетливо выраженная косая слоистость в копрогенных известняках характеризуется, по ее данным, небольшой мощностью косослоистых серий, разнообразным, быстро меняющимся (от серии к серии) наклоном косых слойков и сравнительно пологими (15—20°) углами (фиг. 246). В основе серии лежит линзовидное скопление более



Фиг. 245. Косая слоистость в известняке в двух сечениях (*А*, *Б*), указывающая на его обломочное происхождение. Мощность слойков от 0,1 до 5 мм. (По Шроку, 1950)

грубого материала, влияющее на расположение последующих слоев. Другой тип слоистости, более редкий,— когда между двумя почти горизонтально-слоистыми сериями залегают серии косослоистые с довольно крутым падением слойков (фиг. 247). Эта слоистость образуется действием течений. Кроме того, И. В. Хворова отмечает наличие в известняках перекрестной мульдообразной слоистости. В известняках же «перистая» косая слоистость указана С. А. Гатуевым (1936).

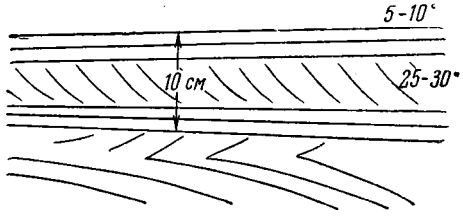
Прагер (Prager, 1932) описывает слоистость «пенистого» известняка среднего цехштейна, образуемую чередованием слойков с различной пористостью вследствие неодинакового выщелачивания крупных оолитов.



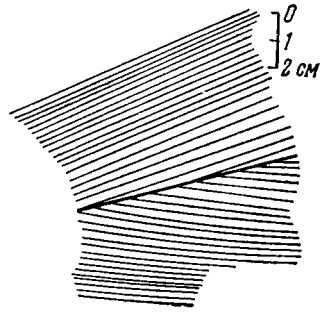
Фиг. 246. Наиболее распространенная косая слоистость в копрогенных известняках. Мячковский горизонт. (Зарисовка И. В. Хворовой, 1953)

По нашему мнению, это характерная для морских отложений попеременно-разнонаправленная («перистая») слоистость (фиг. 248).

Н. Б. Вассоевич (1951, 1953 и др.) неоднократно описывал различные текстуры, в том числе и косослоистые, во флишевых и других морских



Фиг. 247. Косая слоистость типа течений в копрогенном известняке. Мячковский горизонт. (Зарисовка И. В. Хворовой). Очевидно, благодаря неясности границы двух нижних серий, их слойки как бы сливаются, образуя «перистый» рисунок

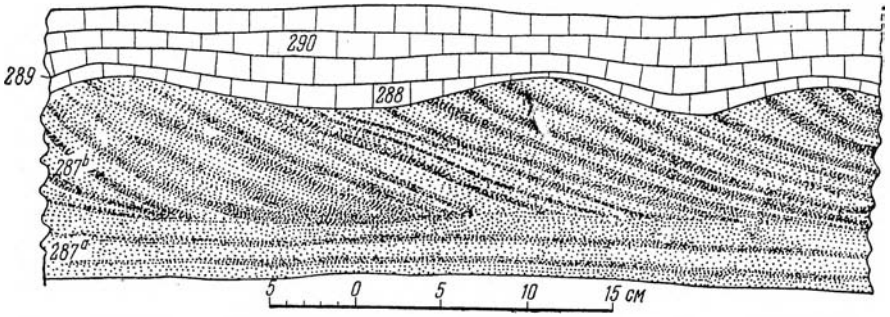


Фиг. 248. Слоистость «пенистого» известняка из среднего цехштейна, вызванная чередованием слойков с различной пористостью. (Рисунок по фото Prager, 1932)

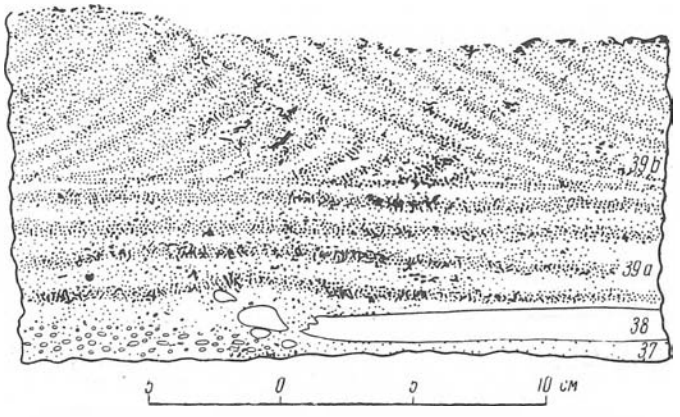
отложениях. Они представлены косослоистыми сериями в песчано-алевритовом или карбонатном материале (фиг. 249, 250, 251). Мощность серий различная — от единиц до десятков сантиметров. Косые слойки вогнутые или s-образные.

Л. Б. Рухин (1953, 1954) приводит ряд признаков «слоистости отложений слабых донных течений». Однако к этому разделу он совершенно неправильно отнес и слоистость рек с малым падением. Между тем морская слоистость имеет свои специфические черты, а речные течения создают свои разновидности слоистых текстур, что и позволяет различить их при детальном изучении (см. гл. XII).

Как уже указывалось ранее, группой сотрудников Геологического института АН СССР, в том числе автором данной работы, в 1951 г. была предпринята поездка для изучения текстур современных отложений. Кроме речных и прибрежно-морских, о которых было сказано выше, были описаны косослоистые четвертичные морские отложения, по-видимому, сформированные прибереговыми течениями. В однородном мелкозернистом песке среди неясной прерывистой горизонтально-волнистой

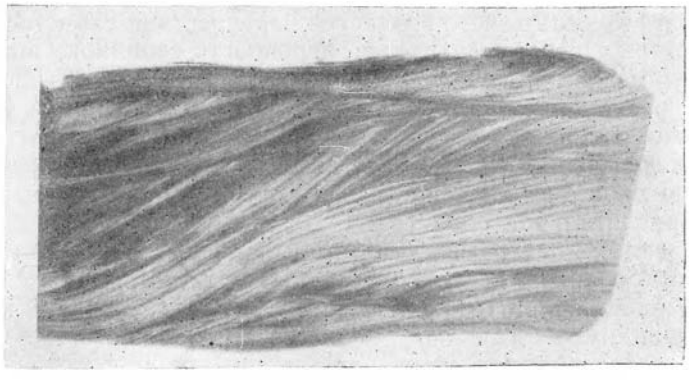


Фиг. 249. Кемчинский флиш, Дибрар, Азербайджан. Внизу косая слоистость в песчанистом известняке (слой *287* в I элемента ритма). Слои *288* — *290*—мергельный известняк(II элемент ритма) со слоистостью заполнения. (По Н. Б. Вассоевичу, 1948_2)



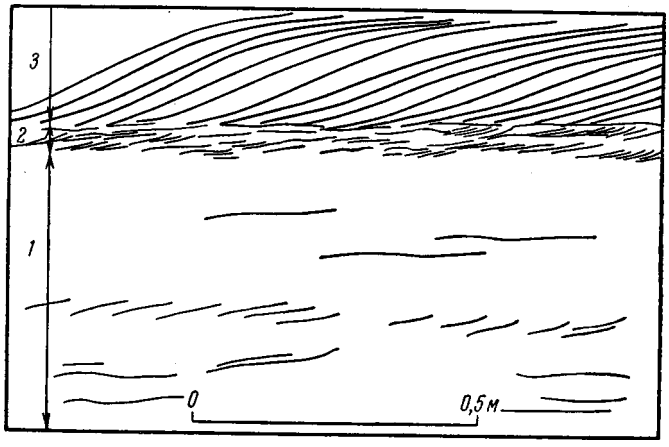
Фиг. 250. Кемчинский флиш Cr_2 гора Али-Даг, Азербайджан

Слой *37* — песчанистый известняк (I элемент ритма); слой *38* — мергельный пелитоморфный известняк, по простиранию размытый (остаются галечки) (II элемент ритма); слой *39* — песчанистый известняк: *а* — горизонтально-слоистый, *б* — *с* косой перекрестной слоистостью. (По Н. Б. Вассоевичу, 1948_2)



Фиг. 251. Тип слоистости, распространенный среди алевритов и алевритоморфных известняков (I элемент ритма кемчинский флиш). Коньякский ярус, Азербайджан. (По Н. Б. Вассоевичу, 1948_2)

слоистости обнаруживаются отдельные косослоистые серии мощностью 20—25 см (фиг. 252). Косые слойки к верхней и нижней границе серии более или менее выполаживаются (т. е. имеют s-образную форму). В некоторых сериях в их основании лежат слабо окатанные включения глины мощностью до 10 см, по-видимому, вымытой из близлежащей заиленной впадины. На фиг. 252 внизу среди пологоволнистой слоистости видна единичная мелкая косослоистая серия мощностью около 5 см. Слоистость обусловлена периодическим отложением более тонкозернистого материала. На расстоянии нескольких метров выклинивающиеся серии косых слойков, срезая друг друга, образуют слабо мульдообразные формы. На этих участках выклинивания характерно выполаживание косых слойков и переход их в косоволнистую слоистость ряби.



Фиг. 252. Слоистость в мелкозернистом однородном прибрежно-морском песке. Побережье Азовского моря

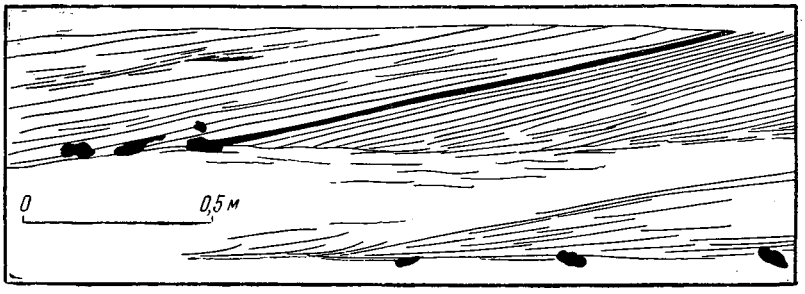
1 — слоистость неясная, прерывистая, пологоволнистая с прослоями косоволнистой; *2* — отчетливая прерывистая косоволнистая слоистость мелкой ряби; *3* — крупная косослоистая серия (20—25 см мощности) с s-образной формой слойков. (За исовка Л. Н. Ботвинкиной)

В другом месте в тех же четвертичных песках был описан песок мелкозернистый, косослоистый. Отдельные серии, мощностью до 0,30—0,70 м, налегают одна на другую по пологонаклонным серийным швам, что придает сериям клиновидную форму. Слойки в смежных сериях меняют направление, в результате чего создается перекрестная слоистость. В основании некоторых серий отмечается неровность серийного шва (контакт размыва) и мелкая полуокатанная глинистая галька (1—2 см), которая выше расположена по наслоению (фиг. 253). Слойки у серийных швов (верхнего и нижнего) слегка выполаживаются. Выше нескольких таких косослоистых серий залегает песок (более 0,5 м) с очень мелкой слоистостью ряби течения, еще выше наблюдается чередование мелкой косой и горизонтальной слоистости.

Для описанных песков характерны: довольно тонкий однородный хорошо отсортированный песчаный материал; отсутствие постепенной сортировки (graded bedding); преимущественно пологий наклон косых слойков, что, по-видимому, связано с уменьшением угла естественного откоса в морской воде; выполаживание косых слойков и к основанию серии и в ее верхней части; наличие слоистости мелкой ряби, формировавшейся, по-видимому, на склонах, обращенных к берегу, и осложняющей текстуру песчаных валов. Особенно широко знаки ряби развиты у

основания косых слойков. Возможно, это следует объяснить действием обратного слабого течения, идущего от берега.

Нами в 1955 г. специально изучалась косая слоистость в заведомо морских отложениях палеозоя и мезозоя Русской платформы. Просмотр ряда обнажений в хорошо отсортированных кварцевых тульских песках нижнего карбона в районе поселков Протасово, Дубно и Баздрево и в районе г. Тулы показал следующие характерные черты косой слоистости морских донных течений. Форма слойков часто s-образная (фиг. 254, 255), причем на большей части своей протяженности слойки параллельны; в других случаях слойки выполаживаются книзу, но не постепенно, а почти у основания серии. Мощность серий различна и может достигать 60—70 см и даже 1,3 м. В некоторых случаях слойки внутри косослоистой серии группируются в «пачки» с ритмическим изменением



Фиг. 253. Косая слоистость в прибрежно-морских песках. Побережье Азовского моря. (Зарисовка А. П. Феофиловой

слойков внутри каждой пачки. Наличие таких пачек обусловливает усложнение формы колец Лизеганга, которые иногда создают ложное впечатление слоистости совершенно иного типа (см. фиг. 45, 46). Подробнее эти явления были описаны выше (см. гл. IV).

В морских песках часто встречается характерное усложнение склона песчаного вала мелкой рябью. Отчетливо выявляющийся волнистый изгиб слойков к основанию косослоистой серии наблюдался нами в песках тульской толщи, в карьере, расположенном близ Веневского шоссе, в 15 км от г. Тулы, и в других местах (см. ниже). В основании серии материал слегка более глинистый и содержит примесь пластинок белой слюды. Они же обусловливают и слоистость. У верхней границы серии слойки видны отчетливее, книзу они становятся менее заметными, а в нижней части серии границы слойков почти исчезают.

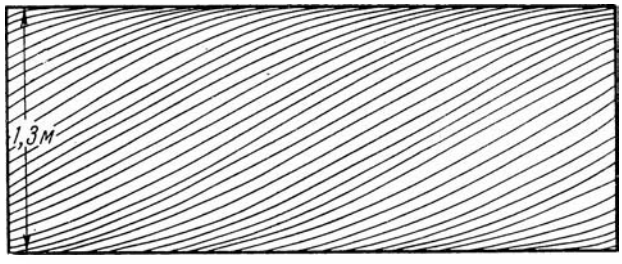
Часто слоистость подчеркивается вторичным ожелезнением — очевидно, растворы, циркулирующие в песке, задерживались более глинистыми частями слойков и часть железа при этом выпадала из раствора подчеркивая первичную слоистость [1]. Иногда у основания серии мощность глинистых прослойков увеличивается. Углы падения слойков невелики — от 2 до 25°. Мощность слойков около 1 см (0,5—1,5 см).

Такая слоистость чередуется с прослоями неправильногоризонтальнослоистыми, иногда с пологоволнистыми. Пологие мелкие мульды дают в поперечном разрезе рисунок очень мелких косых серий, неотчетливо выраженных; это свидетельствует о том, что периоды более сильных течений чередовались с периодами слабых течений иного направления. Характерна однородность песков всей песчаной толщи, так что изменение текстуры не сопровождается изменением размера и состава песчинок.

[1] Подробнее о связи слоистости и вторичного ожелезнения см. главы III и IV.

Фиг. 254. Отчетливая s-образная форма слойков в морских песках нижнего карбона у дер. Протасово. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

На фиг. 256 показана слоистость в морских кварцевых песках с примесью глауконита, описанная в карьере близ дер. Баздрево. Слоистость выявляется послойным налетом глинистого материала и слюды, с последующим ожелезнением, приуроченным к границам слойков. В основании серии песок более глинистый, слоистость видна неотчетливо. Слойки прямолинейные, к основанию серии немного изгибаются и выполаживаются;



Фиг. 255. Схематическая зарисовка косослоистой серии с s-образными слойками в морских песках. Слойки выполаживаются в верхней и нижней части серии. (Рисунок Л. Н. Ботвинкиной)

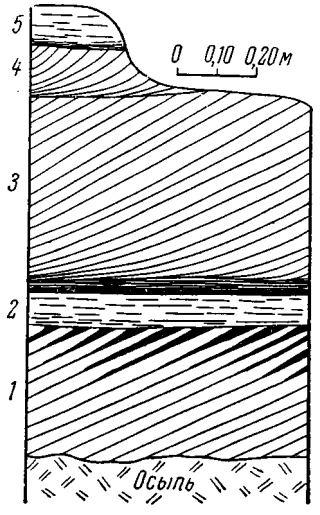
углы падения слойков 25° Привлекает к себе внимание резкое различие в мощности смежных косослоистых серий, а также появление неотчетливо- и прерывисто-слоистой горизонтально-слоистой серии. Границы серий параллельны. Направление падения слойков во всех сериях одинаковое. Выше расположены еще две косослоистые серии мощностью 0,35 и 0,25 см, а затем на них лежит толща с отчетливой мелкой мульдообразной косоволнистой слоистостью, подчеркнутой глауконитом. В поперечной стенке был виден ряд мелких неотчетливых косых серий.

Слоистость в морских мезозойских меловых песках описана автором в Рязанской и Тамбовской областях, в обнажениях по берегам рек у

с. Алгасово, к западу от дер. Давыдово, против деревень Самодуровка и Погореловка.

У с. Алгасово, в высоком крутом береговом обрыве белых альбских кварцевых песков, отчетливо видны косослоистые серии. Мощность некоторых серий достигает 2 м (фиг. 257). Слойки пологие, угол падения до 25°, причем отмечается очень постепенное выполаживание к основанию серии. Наиболее мощная отчетливо-косослоистая серия находится в середине песчаной толщи.

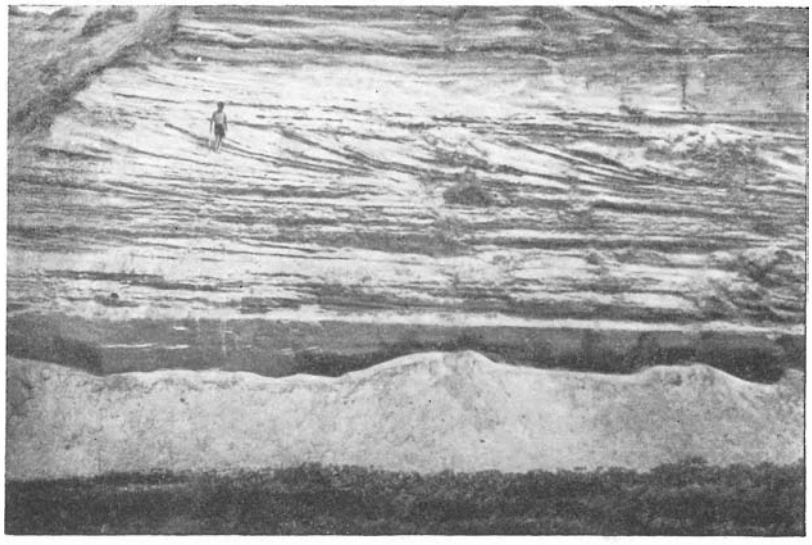
Проявляется слоистость различием в гранулометрическом составе слойков — в основном это кварцевый песок, белый, среднезернистый, иногда даже крупнозернистый, но у верхней части каждого слойка (по



Фиг. 256. Косая слоистость в среднезернистых морских песках, подчеркнутая глауконитом, глинистым материалом и слюдой, а также вторичным послойным отжелезнением (*1—5*— серии слойков). Форма слойков крупных серий почти прямолинейная, слабовогнутая лишь у основания серии; видно резкое различие мощности смежных косослоистых серий при однотипности породы, их слагающей. Подмосковный бассейн, карьер у дер. Баздрево, C_1. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной

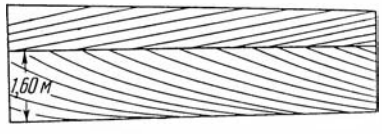
нормали к слойковому шву) он становится мелкозернистым, буровато-серым, вследствие чего границы слойков видны довольно отчетливо, хотя и нерезко. Слойки образуют пачки по 10—11 слойков в каждой. Мощность слойков внутри одной пачки почти одинаковая, но от пачки к пачке изменяется, в связи с уменьшением мощности самих пачек, от 7—9 до 4 см, в соответствии с чем и мощность слойков уменьшается от 7—9 до 4 мм. Мощность слойков не связана с мощностью серий — в очень крупных, двухметровых сериях мощность слойков того же порядка, что и в мелких.

Пачки разделяются прослоями того же среднезернистого песка, но слегка буроватого и более плотного в результате ожелезнения, поэтому на поверхности обнажения они выступают в виде небольших карнизов, подчеркивая слоистость, которая вообще в этом однородном материале проявляется слабо. На фотографии (фиг. 257) видны лишь некоторые пачки, наиболее сильно подчеркнутые ожелезнением. Границы серий слегка неровные, к ним приурочена примесь серовато-бурого алеврита, а иногда линзы зеленовато-бурой глины (не гальки, а именно линзы) и



Фиг. 257. Очень крупная косослоистая серия в морских мезозойских песках. Обнажение у с. Алгасово. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

небольшое количество зерен глауконита. Слойки у нижней границы серии параллельны друг другу в двух взаимно-перпендикулярных срезах. Отмечалось обратное падение слойков в смежных сериях (фиг. 258). Нижний контакт этой песчаной толщи имеет очень расплывчатую границу, с затеками песка в подстилающий алеврит (мощностью около 10 см). Ниже видно неправильное переслаивание песка белого кварцевого мелко- и среднезернистого (не очень хорошо отсортированного) и песка мел-



Фиг. 258. Попеременно-разнонаправленная косая слоистость в морских песках. Обнажение близ с. Алгасово. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

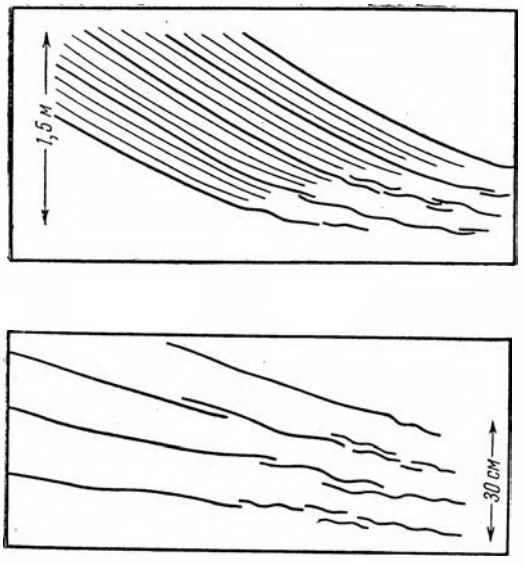
козернистого, с лучшей сортировкой, с примесью крупнозернистого алеврита и зерен глауконита. По серийным швам наблюдается примесь глинистого материала.

Границы прослоев неправильно-волнисто-слоисты, внутри песчаных прослоев (мощностью того же порядка, что и пачки в выше лежащей толще, от 5 до 10 см) — текстура взмучивания, пятнистая, иногда слабо заметна волнистая слоистость (длина волн около 5 см, амплитуда 2 см), границы волн очень неотчетливы. По-видимому, это уже зона волнений, с обильными следами жизнедеятельности животных. Еще ниже в песках был встречен горизонт фосфоритовых желваков.

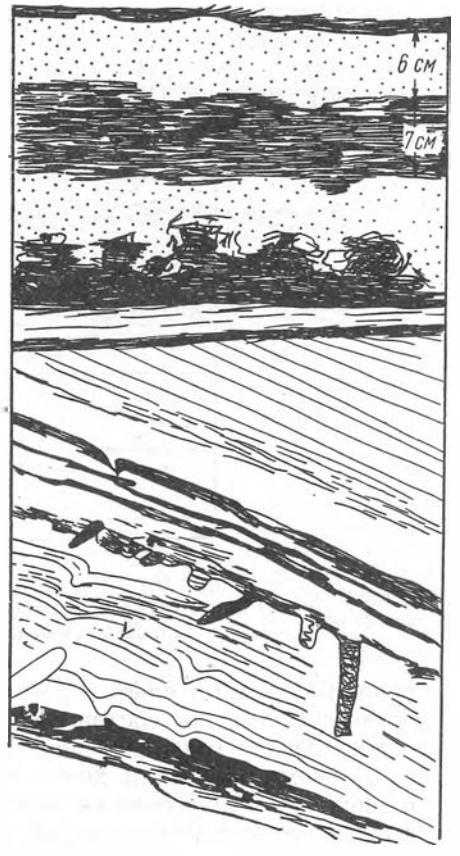
В крутом обрывистом коренном берегу р. Серп, около 5 км к западу от дер. Давыдово, обнажаются морские альбские белые кварцевые пески. Вверху залегает (видно около 1,5 м) косослоистая серия состоящая из пачек, внутри которых слабо заметна тонкая неотчетливая слоистость (мощность слойков около 1 см), образованная чередованием среднезернистого песка с тонкими (1—3 мм) прослоями мелкозернистого, слегка

ожелезненного и слабоалевритистого (фиг. 259). Границы пачек выделяются вследствие наличия прослойков мелкого серовато-бурого ожелезненного алеврита; к основанию серии они сближаются и становятся слегка волнистыми. В основании серии находится горизонтальный прослой, обогащенный глауконитом. Основания косых слойков волнисто-изогнутые вследствие наложения ряби.

Ниже этой крупной косослоистой серии наблюдалось несколько горизонтальных пачек, состоящих вверху из бесструктурного белого среднезернистого песка, ниже — с темными серыми пятнами, а внизу — из неравномерного крупнозернистого песка с примесью алеврита, слабо ожелезненного. Иногда в основании этих пачек встречаются тонкие (1—2 мм) прослойки или линзы (0,5—1 см) серой глины. Мощности этих пачек более 0,5 м. Границы пачек неправильные, очень пологоволнистые. Иногда серый песок в середине пачки залегает с отчетливой полосой, с волнистыми выпуклыми кверху границами, что указывает на скрытую текстуру ряби.



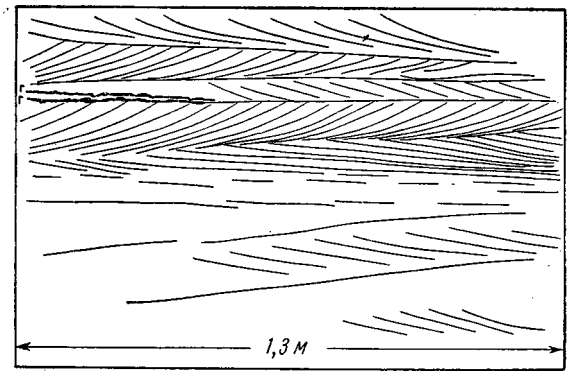
Фиг. 259. Усложнение формы основания косых слойков и пачечное строение косослоистой серии в морских песках. Обнажение близ дер. Давыдово на р. Серп. (Зарисовки Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 260. Косая слоистость и ее нарушение илоедами (?) в морских песках. Обнажение на р. Серп близ дер. Давыдово. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

Еще ниже опять видна мощная косослоистая серия крупно- и среднезернистого песка с прямолинейными параллельными слойками, наклоненными под углом 26°. В середине ее отмечается интересная текстура (фиг. 260): параллельно косым однородным слойкам расположены два глинистых прослоя, а от одного из косых слойков, параллельных общему наслоению, отходят вниз, по-видимому, ходы животных (уже в более илистом темном песке). Под ними видны конусовидные норки и изгибы слоев. Очевидно, в данном случае наращивание песчаного вала временами приостанавливалось вследствие падения скорости (на что указы-

вает большая илистость песка), и склон вала заселялся животными. Затем возобновленное течение засыпало их норки и продолжало наращивать песчаный вал. Сходное явление было отмечено и на обнажении у с. Алгасово. В тех же песках, но в другом месте, видны полого-клиновидные косослоистые серии, мощностью 6—13 см с разнонаправленной слоистостью. Слойки смежных серий дают перистый рисунок. Углы наклона слойков — пологие, от 12 до 17°. У основания серии слойки слегка подстилают друг друга. Границы серий неотчетливые, иногда к ним приурочен глауконит. Песок среднезернистый, кварцевый, хорошо отсортированный, во всех сериях однородный. Мощность слойков около 1 см.



Фиг. 261. Попеременно-разнонаправленная «перистая» слоистость в морских песках. Обнажение на р. Серп близ дер. Давыдово. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

границы слойков слабо заметны по очень небольшому изменению гранулометрического состава. На обветренной поверхности обнажения слойки лучше заметны вследствие неравномерного выдувания их ветром.

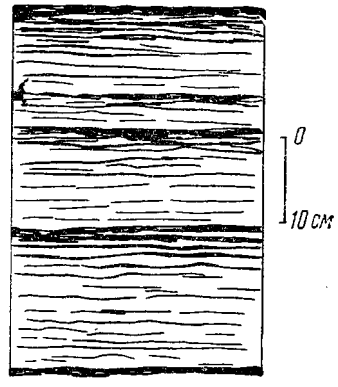
В этом обнажении хорошо выявляется перистый характер морской слоистости в зоне течений (фиг. 261). Видно чередование очень крупных (более 1,5 м) и мелких серий, не подчиняющееся какой-либо определенной направленности. Отчетливо заметно также отсутствие зависимости размеров слагающих серию песчинок и мощности слойков от величины серий; и в крупных и в мелких сериях — однородный песчаный материал и одинаковая мощность слойков (около 1 см).

Кажущееся увеличение мощности слойков может быть иногда принято за проявление отчетливых границ пачек, при слабо заметных границах самих слойков.

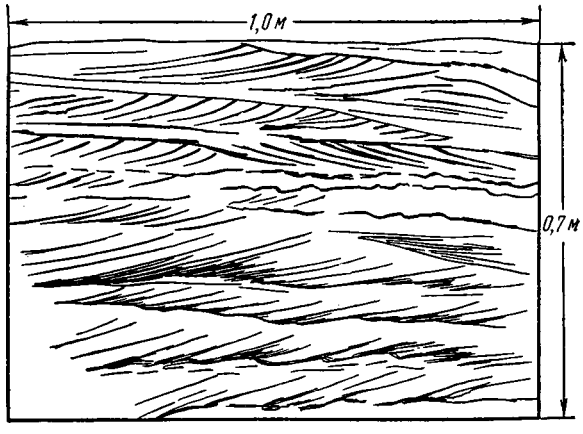
В другом обнажении альбских песков, в левом берегу р. Островки, в 0,5 км южнее дер. Погореловки, в крутом, почти отвесном обрыве был виден ряд косослоистых серий с однонаправленными слойками, слабо подстилающими друг друга у основания серии. Слоистость обусловлена незначительным изменением гранулометрического состава, местами подчеркнута тонкими штрихами ожелезнения, на большей части обнажения заметна слабо. Песок — нижнемелового возраста, кварцевый, среднезернистый с примесью мелкозернистого, хорошо окатанный. Мощность серий: 13, 17, 31 см; углы наклона слойков 18—22°; границы серий параллельные или слабо сходящиеся. Выше по разрезу эта косослоистая толща сменяется горизонтально-слоистой, состоящей из пачек (мощностью 5—10—20 см) того же песка с тонкой слоистостью. В каждой пачке возрастает количество глинистой примеси, но не постепенно, а приурочиваясь лишь к самой верхней ее части (фиг. 262). Данное обнажение косослоистых песков по рисунку слоистости недостаточно типично

для морских отложений, однако строение толщи, и особенно переход в точно такие же пески, но горизонтально-слоистые и состоящие из пачек, более характерны для морских, а не для континентальных отложений.

На левом берегу той же р. Островки, против дер. Самодуровки, в толще альбских песков видна косая слоистость. Мощность серий довольно однообразна, около 10 см (фиг. 263). Преобладает наклон слойков в одну сторону; местами он изменяется на обратный, но не попеременно от серии к серии, так что слоистость не дает перистого рисунка. Угол наклона слойков пологий. Мощность слойков 0,5—1 см, к основанию серии они слегка подстилают друг друга. Границы серий неровные, как бы слегка волнистые; возможно, это связано со слабыми волнениями, которые нарушали горизонтальное залегание слойков у основания серии (т. е. у основания песчаного вала). Границы слойков слабо заметны, так как песчаный материал очень однороден. Зерна хорошо окатаны. Внутренней сортировки в слойке (по нормали) нет, но к основанию серии песок становится немного грубее. Границы серий более или менее параллельны, местами серии полого-клиновидны. В поперечном разрезе (поперек направления течения) границы серий слабоволнистые, слоистость внутри их почти не видна, лишь местами заметна горизонтальная или слабоволнистая прерывистая слоистость. Данное обнажение показывает, кроме усложнения основания склона песчаного вала.



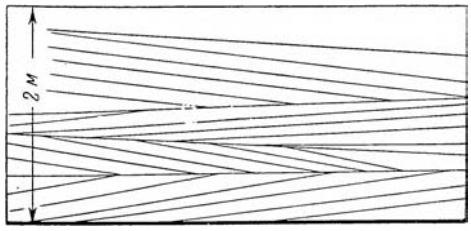
Фиг. 262. Пачечное строение горизонтальной слоистости в морских песках. Обнажение альбских песков на берегу р. Островки у дер. Погореловки. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 263. Косослоистые морские альбские пески на берегу р. Островки у дер. Самодуровки. Видно усложнение основания слойков волновой рябью. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

изменения направления в смежных сериях и некоторых других черт, типичных для морской слоистости течений, также изменение гранулометрического состава — к основанию серии материал не утоняется, а становится грубее. По-видимому, это обусловливалось существованием более слабых и медленных течений (создающих возможность наложения на основные косые слойки дополнительной мелкой ряби).

В неогеновых песках в большом овраге у дер. Ламино отмечена мелкая косая слоистость с отчетливой s-образной формой косых слойков в крупнозернистом белом кварцевом алеврите. Мощность серий 3—5 см. Слоистость подчеркнута мелкозернистым алевритом, особенно



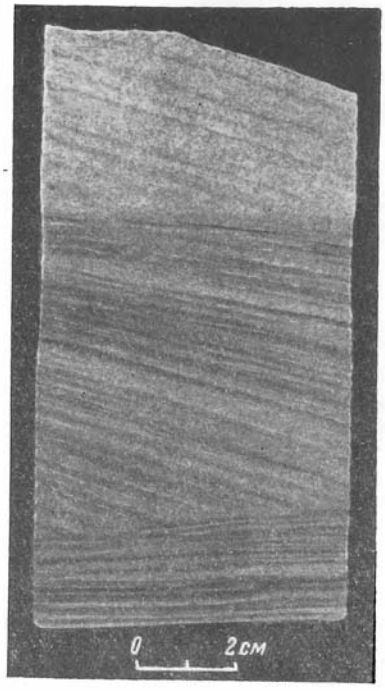
Фиг. 264. Попеременно-разнонаправленная (перистая) косая слоистость в морских песчаниках из свиты C_2^3 угленосной толщи Донбасса. (Зарисовка Л. Н. Ботвинкиной)

в середине серии; если у серии самая верхняя часть срезана, то его оказывается больше в верхней части серии. В песке много слюды, рассеянной по всей толще. В нижней части серии изгиб слойков более пологий. Слойки падают в одну сторону, причем границы серий слегка наклонены в обратную сторону.

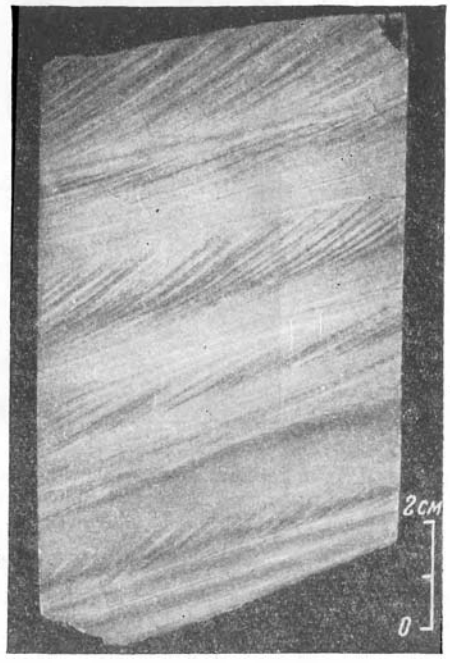
Фиг. 265. Разнонаправленная пологая косая слоистость в морских песчаниках. Донбасс, средний карбон. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

В заключение остановимся кратко на косой слоистости в песчаниках из угленосного среднего карбона Донецкого бассейна, сформировавшихся в зоне морских течений (фиг. 264, 265, 266). Морской генезис этих песчаников определен по связи их с морскими отложениями, охарактеризованными фауной, и подтверждается их полосовидным расположением вдоль береговой линии, что отчетливо вырисовывается на многих детальных палеогеографических картах. Песчаник этот кварцевый, мелко- или среднезернистый, слюдистый, хорошо отсортированный. В нем отмечается характерная косая крупная разнонаправленная клиновидная пологая слоистость (фиг. 264, 265), часто слабо заметная, так как она почти ничем не выявляется. Она видна лучше там, где подчеркнута тонким послойным налетом более тонкого глинисто-алевритового материала и расположением чешуек слюды. Увеличение

глинистой примеси в породе делает слоистость более отчетливой. На фиг. 265 видна пачечная группировка слойков, подчеркнутая плоскостями отдельности. На фиг 266 на пришлифованном образце керна видны три налегающие одна на другую косослоистые серии. Мощность серий 0,25—0,50 м, мощность слойков от долей миллиметра до 1—2 мм;



Фиг. 266. Переменно-разнонаправленная крупная косая слоистость зоны морских течений. В керне видны только части серий. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 267. Мелкая косая однонаправленная слоистость зоны слабых донных течений в бассейне (в алевролите). Кузбасс, ерунаковская свита. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

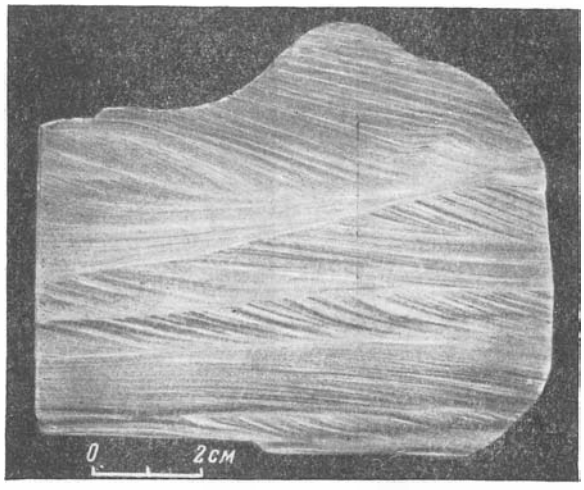
она несколько возрастает вместе с погрубением слагающего песчаного материала. Угол наклона слойков 10—20°. Иногда косослоистый песчаник переслаивается с таким же песчаником, но совершенно неслоистым, однородным.

В Кузнецком бассейне мной (1953) в отложениях подвижного мелководья крупного опресненного бассейна отмечена мелкая косая слоистость, сформированная, по-видимому, слабыми донными течениями (фиг. 267, 268). Эта слоистость присуща крупнозернистым алевролитам и обусловливается послойным глинистым налетом; рисунок ее очень нежный и тонкий. Углы наклона слойков в средних частях серий колеблются от 10 до 20° в одной плоскости, причем направление падения в общем не изменяется. Слойки к основанию серии сильно выполаживаются и становятся почти горизонтальными. Мощность серий 1—3 см, мощность слойков — доли миллиметра.

Крупная слоистость морских песчаников (охарактеризованных фауной) показана на фиг. 269. Здесь видно сильное выполаживание косых слойков, резкое различие в мощности смежных серий и, по-видимому, пачечное строение, подчеркнутое плоскостями отдельности.

На основании как собственных наблюдений над слоистостью в карбоновых, пермских, мезозойских и четвертичных отложениях, так

и материалов других исследователей мы можем сделать некоторые выводы о специфических, характерных чертах косой слоистости, образующейся в осадках крупных водоемов в результате деятельности донных течений.



Фиг. 268. Мелкая косая слоистость зоны слабых донных течений в бассейне (алевролит). Кузбасс, ерунаковская свита. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Форма косых слойков может быть любой, но весьма типична вогнутая: либо у самого основания (на большей части протяжения слойки параллельные и лишь у основания серии подстилают друг друга), либо

Фиг. 269. Косая слоистость морских отложений с фауной ауцелл. Левый берег р. Лены в 27 км ниже пос. Булун. (Фото И. М. Мигай)

сильно выполаживающаяся; кроме того, отмечены s-образные (или интегралообразные) слойки, сходящиеся как у верхней, так и у нижней границы серий и параллельные в середине серии.

Углы наклона слойков в морских отложениях, как правило, пологие, достигают 20—25°, причем если форма слойков сильно вогнутая, то угол наклона от верха слойка до его основания весьма пологий, а слоек в разрезе очень вытянутый (см. фиг. 249, 257, 269). Границы слойков выдержаны, но часто очень неотчетливы, так что слоистость далеко не

всегда достаточно подчеркнута. Проявляется она изменением состава слойка у его верхней границы: обычно утонением слагающего материала, глинистым налетом, отложением чешуек слюдистых минералов в редких случаях в прибрежной зоне — примесью небольшого количества мелко перетертого растительного детрита.

Состав внутри каждого слойка по нормали на всем его протяжении довольно однороден и изменяется (иногда довольно резко) лишь у верхней поверхности. Сортировка зерен чаще хорошая. Иногда отмечается присутствие фауны. Мощность слойков обычно в пределах 1—2—3 см, редко больше, независимо от величины серий. Она может немного возрастать лишь с увеличением грубости слагающего материала. Серийные швы обычно прямые, параллельные или слабо сходящиеся, форма серий пологоклиновидная.

Во многих случаях для морской слоистости течений характерно довольно правильное попеременное изменение направления падения косых слойков в смежных сериях, что дает основание называть этот вид слоистости косой попеременно-разнонаправленной, или «перистой». Характерно, что часто более тонкие частицы, особенно пластинчатые минералы (слюды и др.), концентрируются у основания серии. Часто слойки в косослоистой морской серии группируются в пачки, которые в обнажении подчеркиваются плоскостями отдельности, приуроченными к границам пачек. Закономерного изменения гранулометрического состава от серии к серии (по вертикальному разрезу) не наблюдается: возможно появление серии с более грубым материалом в любой части разреза.

Мощность косослоистых серий морских отложений может быть весьма различной, от измеряемой сантиметрами до 2—3 м, причем изменение их величины не подчиняется какой-либо определенной закономерности (как, например, в речных отложениях); в морских отложениях в любой части разреза среди мелких серий встречаются одна или несколько крупных, причем это увеличение мощности серии не связано ни с погрублением материала, ни с возрастанием мощности слойков. Последние могут оставаться неизменными, в то время как мощность серии увеличится в несколько раз по сравнению со смежными сериями.

Косая слоистость морских течений часто встречается в чередовании с волнистой мульдообразной, обычной для отложений прибрежной зоны моря, или же с прослоями неслоистого осадка. При этом весьма характерно для морских отложений то обстоятельство, что слагающий (обычно песчаный или алевритовый) материал остается однотипным независимо от формы слоистости — текстура изменяется, а структура остается неизменной.

В заключение необходимо отметить, что в некоторых случаях при наличии косой слоистости описанного типа в морских отложениях геологи делают вывод об их принадлежности к прибрежной зоне моря. Однако это далеко не так — косая слоистость донных морских течений, особенно крупная и очень крупная, может быть встречена в осадках, значительно удаленных от берега, в открытом море, если только в этом месте проходит донное течение достаточной силы. Окончательный вывод относительно обстановки образования осадка, конечно, должен быть сделан на основании совокупности признаков хотя определение типа слоистости играет при этом очень важную, а иногда и главную роль.

Слоистость глубоководных осадков в области мутевых течений

Вопросу о специфических формах слоистости, образованных в результате деятельности течений высокой плотности, с большим количеством взвешенного материала, большое внимание уделил Кюнен,

а также Миглиорини (Kuenen a. Migliorini, 1950; Kuenen, 1950_2, 1953 и ряд других работ), поэтому мы приведем описание этого типа текстур в основном по материалам указанных авторов.

Специфика «мутевых течений» состоит в том, что нагрузка, ими несомая, очень велика, поэтому они представляют собой течения столь высокой плотности, что в них отсутствует турбулентное движение, а существует лишь «пластическое течение». Наличие большого количества глинистого материала в воде создает возможность переноса во взвеси весьма крупных частиц, которые начинают выпадать с уменьшением скорости течения, сортируясь по размеру и весу.

Кюнен и Миглиорини (1950) считают, что причиной возникновения таких мутевых течений в основном являются оползания осадка, отложившегося на континентальном склоне, где происходит быстрая седиментация, особенно в условиях сейсмически неустойчивых областей. Оползание может быть вызвано сильным штормом, цунамическими волнами, землетрясением и даже сильным паводком, давшим необычное обилие осадков. Направляющей силой Кюнен (1953) считает силу тяжести, что справедливо лишь в том случае, если плотность потока больше плотности окружающей неподвижной воды. (На высокую плотность, т. е. на большое количество взвешенного груза, указывает косвенно большой объем сортированных осадков).

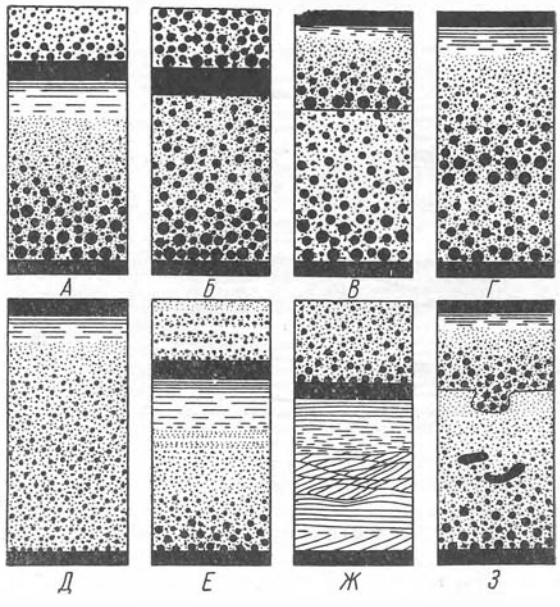
Оползающий осадок взмучивается и в виде грязевого потока несется вниз по склону; глубины, которых достигает мутевой поток, могут быть весьма большими. У основания склона поток, вследствие значительной инерции, будет на большом расстоянии протекать с постепенно уменьшающейся скоростью. Если встретится обратный уклон, то падение скорости усилится, но течение может все же подняться по этому уклону довольно высоко, прежде чем потеряет инерцию. Расстояние, на которое продвигается поток, составляет много километров. По мере падения скорости поток дойдет до состояния перегрузки, и тогда начнется осаждение, причем сначала — наиболее грубых частиц. Кроме того, установлено, что при разжижении глинистой суспензии водой наступает момент, когда зерна несомого песка освобождаются и оседают на дно. Плотность, при которой это происходит, зависит от природы глины, но отвечает приблизительно следующему соотношению: одна весовая часть глины на 2—3 весовых части воды (плотность 1,2). Различие между «высокой» и «низкой» плотностью зависит от скорости и степени турбулентности потока, от солености воды, характера глинистой примеси и размера песчинок.

«Мутевые течения» являются донными передвижениями водных масс, однако образующиеся в результате их деятельности текстуры осадка сильно отличаются от рассмотренных выше текстур, образующихся в результате действия обычных донных течений, преимущественно связанных с меньшими глубинами. Характерной чертой отложений мутевых течений являются их горизонтальная слоистость и сортировка материала в каждом слое (gradeb bedding) от более грубого внизу до более тонкого вверху. При этом следует отметить, что материал, особенно в нижних частях слоя, достаточно грубозернист, так что для его передвижения потребовалось бы течение такой силы, которое уже способно было перемещать донные отложения и, следовательно, образовывать косую слоистость. Однако в данном случае в грубозернистом материале наблюдается горизонтальная слоистость, что указывает на его выпадение из взвеси.

В основании своем отложения с graded bedding имеют резкий контакт с подстилающими слоями. Форма контакта иногда плоская, иногда с карманами. При этом грубозернистый материал ложится на рыхлую кровлю из тонкозернистого осадка. Но на поверхности подсти-

лающего слоя не заметно следов волочения, царапин и подобных знаков, следовательно, можно считать, что все грубые части потока передвигались во взвеси, а не волочением по дну. В самих сортированных отложениях почти нет следов бентонной жизни, что говорит о скорости накопления осадков. Лишь иногда в них заметны ходы червей.

В осадках мутевых течений косая слоистость и знаки ряби или отсутствуют, или же появляются в очень незначительном количестве, но



Фиг. 270. Диаграмма, показывающая различные типы сортированной слоистости. Черное — глубоководные тонкозернистые осадки («лютит»)

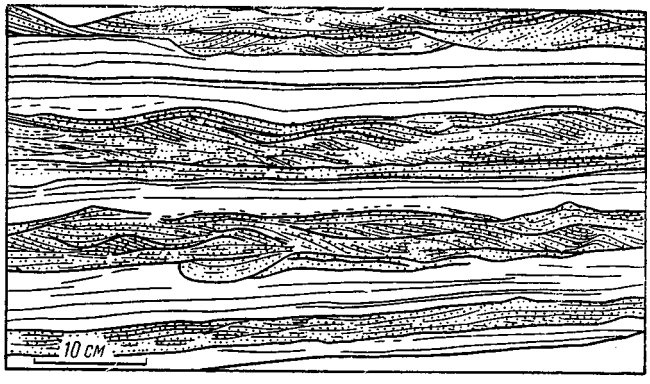
А — идеальный тип; *Б* — отсутствует тонкозернистая верхушка ниже лютита; *В* — вообще отсутствует тонкозернистый верх под следующим сортированным слоем; *Г* — повторяющаяся сортировка в одном слое; *Д* — нижняя часть не отсортирована; *Е* — сортированный слой имеет слойчатость; *Ж* — слоистость течения и слоистость ряби течения в тонкозернистом слое; *З* — знаки нагрузки у основания верхнего слоя, обломки глинистого сланца в нижнем слое. (По Kuenen, 1953)

часты включения угловатых обломков, в том числе глинистых, и переотложенной фауны. В терригенном кластическом материале обнаруживаются остатки раковин животных мелководья. Однако частое переслаивание вмещающих их грубых сортированных осадков с тонкими типично глубоководными указывает на отложение и тех и других в условиях глубокого моря, раковины же были вынесены из мелководных областей с кластическим осадком и в данном случае являются переотложенными. Еще одна характерная черта — это то, что сортированные слои распространены на больших площадях. Так, Миглиорини в упомянутой выше работе отмечает, что отдельные слои сортированных граувакк можно проследить на километры.

Мощность слоев в сортированных отложениях различная — от миллиметров до метров, однако для каждого района она более или менее выдержана. Увеличение объема потока вызывает лишь небольшое возрастание мощности отложений, но зато значительно расширяется площадь распространения.

Строение отдельных слоев или слойков бывает несколько различным (фиг. 270), однако в них всегда материал изменяется снизу вверх от грубого до тонкого, причем среди более тонкозернистого материала встречаются отдельные зерна крупных размеров.

Сортировка по вертикали, по данным Кюнена и Миглиорини, обусловливается тем, что каждая часть суспензии, которая разжижалась вследствие либо потери осадка, либо смешивания с чистой водой, должна иметь тенденцию отставать. Поэтому, когда основная часть потока, с максимальной плотностью, уже пронеслась, движение продолжается в том же месте в течение достаточно длительного времени, но концентрация суспензии становится все меньше, а скорость все падает. Следовательно, в каждой точке дна осаждение из потока происходит со все



Фиг. 271. Слоистость течения в илистых песках между сланцами, отложенными мутевыми потоками, текшими слева направо (за исключением самого верхнего слоя). Вентура, средний плиоцен. Рисунок с фотографии. (По Kuenen, 1953)

снижающейся по отношению к первоначальному максимуму способностью удерживать осадок во взвешенном состоянии. Наконец, пропадает полупрозрачная муть после отложения небольшого количества ила.

Иногда верхняя часть сортированного слоя тонкослоиста; последнее иногда комбинируется с мелкой слоистостью течения или со знаками ряби. Эта тонкая слоистость, очевидно, образуется уже при переносе путем волочения по дну.

Среди горизонтально-слоистых сортированных отложений могут быть встречены прослои: а) глубоководных пелагических тонкозернистых глинистых осадков, отложение которых соответствует времени перерыва между двумя мутевыми потоками; б) осадков со слоистостью течения и знаками ряби течения, но мелкого масштаба (фиг. 271); симметричные знаки волновой ряби всегда отсутствуют; в) осадков с оползневыми текстурами и изогнутой слоистостью (convolute bedding, фиг. 272).

Кюнен (1953) приводит схематический рисунок, показывающий различные варианты строения слоев с graded bedding (см. фиг. 270).

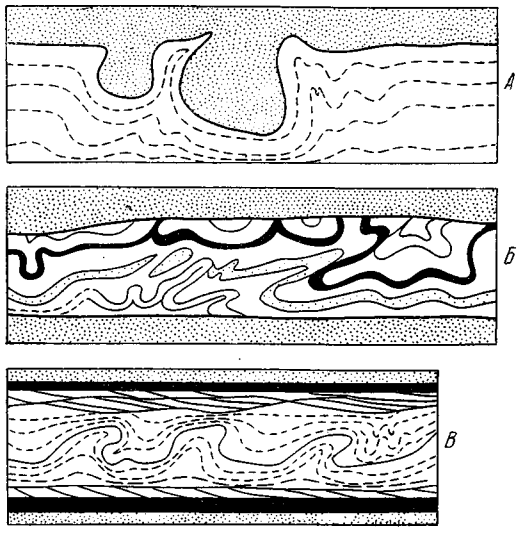
А. Идеальаый тип, когда размер зерен осадочного материала и мощность слоев постепенно уменьшаются кверху. Состав осадка изменяется от грубозернистого до прослоев глубоководного ила (закрашено черным), присутствие которого указывает на перерыв между двумя потоками.

Б. Отсутствует тонкозернистая верхушка сортированного слоя. В этом случае уклон был достаточным для того, чтобы «хвост» потока смог унести весь тонкозернистый материал.

В. Налегание одного сортированного слоя на другой, возможно, с некоторым размывом, в результате которого тонкозернистая верхушка уже отложенного нижнего слоя была унесена верхним потоком.

Г. Сходен с *В.* Мог образоваться в результате того, что тяжело нагруженный «быстрый нос» второго потока нырнул под замедленный, «разжиженный хвост» первого потока и отложил сортированный слой сверху.

Д. Сортировка отсутствует в нижней части слоя; это может быть объяснено тем, что грубая фракция взвешенного материала уже была хорошо отсортирована до попадания в мутевой поток. Кюнен считает возможным образование такой текстуры также в результате того, что груз



Фиг. 272. Схема, показывающая типы деформаций пластичных пород.

А — сброшенные осадки (load cast), знаки нагрузки, образованные пластичной деформацией подстилающего слоя; *Б* — оползневые текстуры (slump structure), вызванные горизонтальным движением слоев после их отложения; *В* — изогнутая слоистость (convolute bedding), развитая во время отложения слоя без горизонтального движения масс. (По Kuenen, (1953)

передвигался волочением по дну, или же если в поток в течение некоторого времени равномерно поступал новый материал.

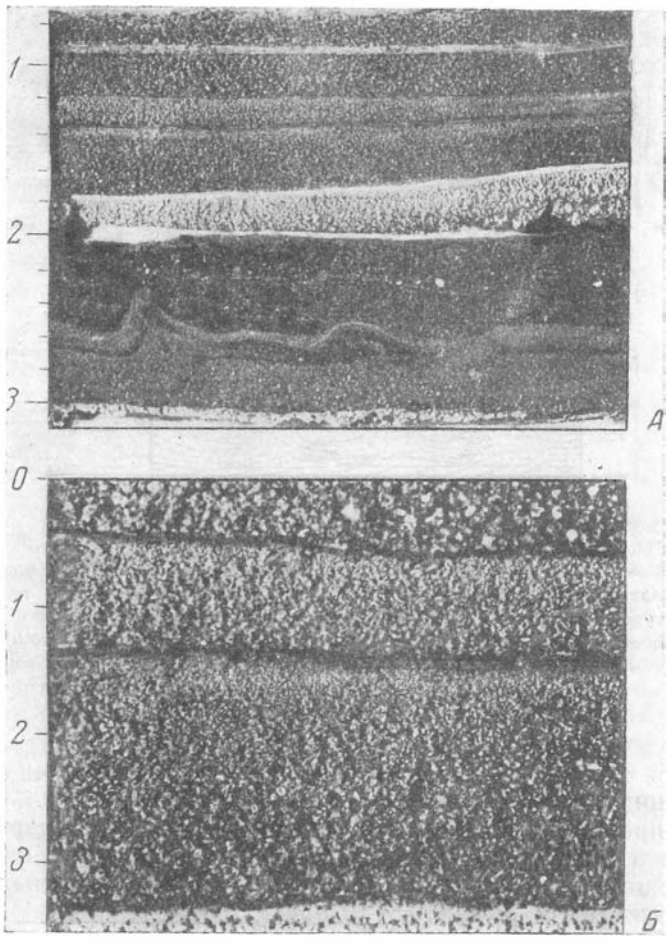
Е. Сортированный слой в своей средней части разбивается на тонкие слойки (по Кюнену — вследствие волочения). Нам кажется, что объяснение этому следует искать в появлении турбулентных движений в уже разжиженном потоке.

Ж. В более грубозернистом слое появляется косая слоистость течения, а выше, в более тонкозернистом осадке — слоистость ряби. Это более редкий случай. По нашему мнению, они связаны со значительно менее глубоководными условиями, а может быть, и вообще не имеют отношения к отложениям мутевых течений, и поэтому их можно считать принадлежащими к данной группе лишь весьма условно.

По Кюнену, механизм получения знаков ряби не может легко функционировать в вязких суспензиях. В чистой воде тонкая пленка зерен перекатывается по дну и образует на развивающейся ряби отложения передового склона. В мутевых потоках зерна почти плавают, находясь во взвешенном состоянии. Они не перекатываются через край неровностей, а переносятся на несколько более дальнее расстояние. Поэтому впадины не заполняются постепенно (как при ряби), начиная с верхнего конца, а заполнение происходит одновременно по всей длине впадины; таким образом формируется ровное дно.

Знаки ряби, которые можно встретить в сортированных отложениях, образуются вследствие появления мутевых потоков средней плотности, в которых зерна не так хорошо поддерживаются во взвешенном состоянии.

3. Неокатанные обломки глинистого сланца и галька в нижнем слое, неровный контакт с карманами в основании верхнего слоя. Такие явления отмечаются ближе к месту оползания, пока поток еще не успел рассортировать свой груз.



Фиг. 273. Экспериментально полученные сортированные отложения

А — отсутствие косой слоистости, знаков ряби и горизонтальная сортировка, внизу видны оползневые текстуры; *Б* — деталь отложений верхнего участка *А*. Видна прекрасная сортированность в слойках. (По Kuenen a. Migliorini, 1950)

Отложения, расположенные ближе к началу мутевого потока, и переход к чистому оползню характеризуются менее правильной слоистостью, отсутствием прослоев тонкозернистых глубоководных отложений. Породы представлены в основном грубозернистыми, довольно мощными слоями с плохой сортировкой.

В упомянутой выше работе Кюнена и Миглиорини (1950) проводятся экспериментальные данные по воспроизведению отложений мутевых потоков в лабораторных условиях. Результаты показали, что в них образуется горизонтальная слоистость с отчетливо выраженной сортировкой осадочного материала (фиг. 273).

Описания опыта мы не приводим, он изложен достаточно подробно в статье Кюнена и Миглиорини. Ими установлено, что даже незначитель-

ные изменения таких показателей, как объем, удельный вес, вязкость, уклон и состояние дна, имели большое влияние на скорость потока и величину расстояния, на которое переносится песок. К одной из суспензий был добавлен 4%-ный раствор NaCl, чтобы установить, следует ли ожидать заметных изменений в морской воде по сравнению с пресной. Однако влияние этой примеси оказалось ничтожным.

Указанными исследователями были сделаны анализы отложений из различных частей сортированного слоя, взятых путем последовательного соскабливания осадка параллельно наслоению. Составленная гистограмма показывает хорошую сортировку и отчетливое преобладание какой-либо одной фракции в каждом из последовательно взятых слойков, а также постепенное уменьшение как общего, так и преобладающего размера зерен снизу вверх.

Кроме проведения экспериментальных работ, авторы весьма тщательно анализировали ископаемые отложения (слои «мачиньо» и «брекчиола», а также «формацию Вентури»).

Кюнен (1953) отмечает, что оползневые текстуры («внутриформационные структуры скольжения»), встречающиеся в сортированных осадках, весьма разнообразны — от небольших ундуляций до состояния, при котором первичная текстура оказывается совершенно разрушенной (см. фиг. 272). Сложные нарушения наблюдаются совместно с мелкими надвигами и разрывами. Иногда лежащие выше отложения прогибаются вниз, чтобы возместить деформацию нижнего слоя. Другой случай, отмеченный для бассейна Вентури,— это когда слои конгломерата из хорошо окатанной полимиктовой гальки, не сортированные или с весьма несовершенной сортировкой, откладываются между нормально сортированными песками. Наконец, были обнаружены прослои с изогнутой и «перевернутой» слоистостью.

Сортированные отложения мутевых потоков, по-видимому, могут быть не только в глубине морей, но и в других водоемах. По О. К. Леонтьеву (1955), в пресных водоемах неоднократно наблюдались течения, возникающие вследствие поступления в водоем взвеси речного стока. Насыщенность мутью речной воды, притекающей в пресное озеро, обусловливает ее больший удельный вес. Поэтому мутная вода опускается на дно и при наличии достаточного уклона стекает вниз в виде локализованного потока — «суспензионного течения», которое может даже эродировать дно, сложенное рыхлым илистым материалом. Очевидно, такое течение по мере потери скорости также формирует осадки, аналогичные отложениям морских мутевых течений. Однако считать, что осадок мутевых течений в море образуется за счет речного стока, нельзя, так как мутная пресная речная вода (менее плотная, чем морская) растекается поверх морской воды, причем это относится даже к таким исключительно мутным рекам, как Сыр-Дарья (Леонтьев, 1955, стр. 985 со ссылкой на Л. С. Берга, 1949 г.).

На основании различных характерных черт сортированной слоистости можно сделать ряд выводов о фациях, палеогеографической обстановке и, прежде всего, о глубинах бассейна. Во многих работах отмечается, что указанием на относительно небольшие глубины служат грубая зернистость, следы ряби, слоистость течения и присутствие в осадке мелководных бентонных организмов. Однако все эти особенности свойственны и глубоководным осадкам, если они сформировались в результат действия мутевых течений, и, следовательно, сами по себе еще не указывают на мелководность среды отложения.

Доказательством того, что мутевые потоки при осадконакоплении не играли никакой роли, может служить: отсутствие сортировки, направление косых слойков в разные стороны, широкое развитие знаков ряби, явление усыхания в некоторых слоях, следы волновой ряби, а также пере-

слаивание этих отложений с заведомо континентальными или прибрежными. Считать присутствие мелководных организмов признаком небольшой глубины отложения можно только тогда, когда есть уверенность, что они не переотложены. Первый признак отложения в мутевом потоке — это грубость материала наряду с горизонтальной слоистостью и сортировкой в каждом слое.

Отложение в результате действия мутевых потоков может служить косвенным указанием на крутизну склонов, с которых они стекали. Кюнен считает, что признаками более крутых склонов в сортированных сериях являются: отсутствие тонкозернистых верхушек слоев, большая грубозернистость, линзовидное залегание (и другие неправильности в слоистости), переслаивание с грубыми, неотсортированными осадками и оползневые текстуры. Близость к источнику сноса приводит к худшей сортировке и большой грубозернистости. При небольших уклонах или отложении на горизонтальном дне бассейна отмечаются: 1) крайняя правильность слоистости, 2) отсутствие настоящих оползневых текстур, 3) наличие пелагических глубоководных отложений между сортированными слоями, 4) сортировка в каждом слое снизу вверх до очень тонкозернистого осадка, 5) тонкие мелкозернистые сортированные слои, 6) отсутствие знаков ряби, 7) ненарушенность поверхности наслоения тонкого осадка в верхней части слоя.

Изменение грубозернистости материала в горизонтальном направлении дает возможность судить о том, откуда поступает кластический материал. Иногда мутевые потоки могут образовать подводные русла, которые должны следовать уклону древнего морского дна. Если имеется рябь течения, то она всегда бывает однонаправленной, а наклон косых слойков (т. е. более короткого ее склона) указывает на направление течения. На плоскости наслоения гребешки ряби направлены перпендикулярно течению. В сортированных слоях с галькой, по данным Копштейна (Kopstein, 1956), длинные оси галек имеют заметную тенденцию вытягиваться вдоль течения. Кюнен считает, что не бывает сортированных серий, образованных потоками, идущими с различных направлений, если же они встречаются, то, очевидно, потому, что донный склон крайне мал. Можно предположить, что в плоских центральных частях дна бассейна встретятся течения меняющихся направлений.

Очевидно, сортированные осадки на больших глубинах распространены в большей степени, чем это предполагалось раньше, и ряд ископаемых отложений, относимых к мелководным, на самом деле следует считать значительно более глубоководными.

Кюнен делает даже такой обобщающий вывод: «...сортировка, вероятно, является отличительной чертой всех, кроме самых тонкозернистых, отложений, во многих, если не в большинстве, глубоких бассейнах, в которые поступали более грубые материалы... Недавние океанографические исследования показали, что впадины на дне океана могут быть покрыты отложениями мутевых потоков, богатыми известью» (1953, стр. 1065). Во многих широких бассейнах, дно которых лишь немного глубже, чем ветро-волновой базис, влияние мутевых потоков, вероятно, незначительно.

В более ранней работе Кюнена (Kuenen a. Migliorini, 1950) высказывается мысль, что сортированность осадка является результатом постепенного уменьшения транспортирующей способности среды осаждения. Изменение это может происходить с разной быстротой. Медленно оно происходит в следующих случаях: 1) когда река выносит в море груз, который по мере сглаживания рельефа становится все более мелким (это, с нашей точки зрения, сортировка высшего порядка, см. гл. III); 2) когда море все глубже врезается в сушу, и осадок в полосе, все дальше отстоящей от берега, становится более тонкозернистым; 3) ког-

да вследствие обмеления бассейна уменьшается уклон подводного склона, следовательно, и транспортирующая сила; 4) когда опускание дна моря приводит к ослаблению силы прибоя и, следовательно, к уменьшению размера частиц; 5) когда изменения, климатические или какие-либо другие, неблагоприятно влияют на транспортирующую способность реки и морских течений.

Нам кажется, что Кюнен склонен придавать деятельности мутевых течений слишком большое значение, в то время как существует еще много причин сортированности осадков. Как показали еще работы А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1932, 1938), сортировка и деление на слои в результате сортировки свойственны многим отложениям, необходимо лишь сочетание двух факторов — оседание из взвеси и периодическая подача материала.

Слоистость отложений поперечных течений в крупных водоемах

Кроме различных донных течений (в том числе — высокой плотности, «мутевых»), которые формируют рассмотренные нами текстуры, существуют еще поверхностные течения, в ряде случаев пересекающие водоем. Глубина их действия может быть очень велика — до 700—900 м. Однако иногда, особенно при наличии больших глубин в водоеме, эти течения могут и не захватывать придонных слоев воды. Уменьшение скорости течения повлечет выпадение в осадок несомого им материала, но седиментация в зоне таких «висячих» течений происходит, в конечном итоге, как бы из взвеси и поэтому не отличается от обычного осаждения в спокойной воде. Осадок при этом будет явно- или скрыто-горизонтально-слоистым. Если же изменение скорости течения происходит периодически, то есть все основания ожидать в осадке ритмически сортированную горизонтальную слоистость, независимо от выпадающего материала и от силы течения. Поэтому не исключена возможность, что часть сортированных глубоководных отложений сформирована не мутными донными течениями, как это считают Кюнен и Миглиорини, а мощными висячими течениями, особенно в том случае, если каждый слоек хорошо отсортирован. Когда же наряду с крупными встречаются и мелкие фракции, то скорее следует предпочесть гипотезу «мутевых течений».

4. СЛОИСТОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗОНАХ СПОКОЙНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Слоистость собственно морских отложений

Зоны спокойного накопления осадка, не возмущаемого придонными движениями воды, имеются в различных частях морского дна. Это, прежде всего, наиболее глубоководные и удаленные от берега части морского дна, впадины на дне, лежащие вне зоны течений. Но такие участки могут быть и в прибрежной зоне — это центральные части спокойных лагун и заливов, а также прибрежные зоны, «затененные» от прибрежных течений каким-либо выступом или участком побережья. Однако сходство гидродинамики в этих двух, фациально столь различных областях создают весьма сходные текстуры осадка, обычно тонкогоризонтально-слоистые или же неслоистые.

Слоистость морских, относительно глубоководных и удаленных от берега отложений (в центральных частях морей) проявляется вследствие различия оседающего материала, так как в этой области движения придонных слоев воды не играют ведущей роли, а основными причинами, обусловливающими состав садящегося материала, являются климатические, в первую очередь — сезонные изменения.

Впервые подробно вопрос о слоистости глубоководных глинисто-известковых осадков Черного моря освещен в классической работе А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), где приведена и характеристика микрослоистости. Слоистость глинистого осадка обусловливается прослоями: песчанистыми, сапропелевыми, комочков дрюита и известковистыми (более светлыми). Мощность слойков в среднем около 0,2 мм; как правило, они тоньше в центре бассейна. В зависимости от близости к берегу изменяется соотношение слагающих компонентов. Причину этой микрослоистости указанные авторы видят в сезонной периодичности развития планктона.

Г. И. Теодорович (1941) считает, что микрослои в известняках мощностью до 0,25 см имеют сезонно-химическое или бактериальное происхождение. Мощность пары слойков в 0,5 мм соответствует годовому слою.

Кроме слоистых текстур, в глубоководных зонах, не нарушаемых течениями и волнениями, отлагается и неслоистый (точнее — неслойчатый) осадок. Часто слои тонкослойчатые и неслойчатые чередуются, причем сами по себе слои имеют малую мощность и могут быть приняты за слойки. Пожалуй, единственным критерием для решения этого вопроса является ритмичность повторения слойков, указывающая на явление слойчатости. А ритмичное чередование слоев, даже маломощных, следует считать уже слоистостью. Интересные данные о слоистости во многих колонках современных отложений, длиной до 1 м, взятых со дна моря в разных точках и с разных его глубин, приведены в статье П. Г. Попова (1956). В колонках, взятых с глубин 40—86 м, отмечается глинистый серый ил разных оттенков — розоватый, желтоватый, коричневатый. Слоистость выявляется сменой цвета; мощность слоев от 1—2 до 20—30 см. Некоторые слои однородны, некоторые (более тонкие), в свою очередь, расслойковываются на тонкие слойки, мощностью около 1 мм, вследствие чередования более темного и более светлого материала. В некоторых случаях отмечается бо́льшая или меньшая примесь остатков фауны (в частности, диатомей) в тех станциях, которые были расположены близ склона впадин, где резко изменяется глубина; обнаружено много планктонных диатомей, барабаноподобных, индикаторов высокоподвижной среды. В одной из колонок, взятой с глубины 82,5 м, наблюдался прослой желтовато-серого ила, причем по всей колонке в нем отмечены прослойки илистого песка. Оба последних признака указывают, что, хотя седиментация происходила в спокойных условиях, верхние части воды, очевидно, были захвачены какими-то течениями. Стратификация глубоководных колонок, принадлежащих одной и той же глубинной зоне, довольно сходная, часто даже прослойки в них находятся почти на одной глубине. В пробе, взятой во впадине морского дна в южной части Каспия, отмечается бо́льшая однородность грунта; очевидно, там условия седиментации почти не изменялись.

Зейбольд (Seibold, 1958) исследовал колонки современных осадков со дна залива Адриатического моря. Они представляют чередование светлых и темных слойков; мощность такой пары слойков в среднем 0,25 мм. Светлые (летние) слойки однородные, сложены кальцитом, темные (зимние) содержат терригенный кварц, крупный органический детрит, пирит. Летние слойки образуются в результате бурного развития фитопланктона, снижающего pH среды и стоящего в прямой зависимости от интенсивности солнечного излучения (в годы с преобладанием пасмурной погоды выпадение кальцита резко падает), привнос же кластического материала происходит в зимний, дождливый период. В это же время отлагается наибольшее количество органического материала.

То обстоятельство, что каждая пара слойков образуется в течение одного года, подтверждено интересными фактами. Во-первых, правильность датировки проверялась подсчетом слойков и сопоставлением их

с историческими событиями (например, с землетрясениями). В частности, нарушенными оказались слойки, отвечающие 1667 году, когда в Далмации было сильное землетрясение. Оставили следы и другие землетрясения. Во-вторых, установлена зависимость соотношения мощностей темных и светлых слойков от интенсивности солнечного излучения. При сравнении мощности слойков с толщиной годовых колец пинии выявилось, что тонкие кольца соответствуют увеличению мощности темных слойков и уменьшению мощности светлых. Зависимость мощностей слойков от количества солнечного тепла подтверждается и многолетними наблюдениями над климатом: в дождливые годы светлые слойки тонкие, а в сухие — толстые. В-третьих, установлена связь слойков с вулканическими извержениями, посылающими в атмосферу большое количество пепла. После крупных извержений отложения представлены главным образом темными слойками. Приведенные данные отчетливо указывают на сезонный характер образования тонкой горизонтальной слоистости морских отложений в зонах спокойной седиментации и зависимость ее изменений от внешних причин, как непосредственных, так и более отдаленных (солнечное излучение).

Д. В. Наливкин приводит данные о слоистости в Средиземном море: «Глубоководные отложения состоят из однообразных ясно- и тонкослоистых глин, темных цветов, с бедной тонкостенной своеобразной фауной; часто эти глины совершенно немые» (1955, стр. 332). Далее, ссылаясь на работу Нетленда 1941 г., Д. В. Наливкин отмечает слоистость донных отложений Калифорнийского залива, для которого характерно широкое распространение, на тысячи квадратных километров, зеленоватого, тонколистоватого, весьма обогащенного органическим веществом ила. «Листоватость вызывается чередованием белых и зеленых прослойков мощностью всего от 0,2 до 1 мм» (там же, стр. 401). Подобные примеры можно было бы продолжить.

Таким образом, глубинные отложения самых различных морей показывают тонкую и очень тонкую горизонтальную слоистость, обусловленную изменением цвета осадка в зависимости от состава осаждающегося материала, а в более редких случаях — однородность и неслоистость тонкозернистого (илистого) осадка. Часто тонкие слои распадаются на очень тонкие (до долей миллиметра) слойки, образовавшиеся в результате сезонных или других периодических изменений. Итак, слоистость и слойчатость в глубоководных осадках проявляются весьма однотипно.

Интересные данные приводит Д. В. Наливкин (1955) о глубинных эолово-морских отложениях. В морях, даже в океанах, побережьями которых являются крупные пустыни, ветер выносит в море массу эолового песка и пыли; в частности, приведен пример (по Кюнену), показывающий, что пыль в Атлантическом океане осаждается на площади, занимающей более половины его ширины. Влияние песчаных бурь особенно велико в те сезоны, когда ветер дует с суши и эоловый песок смешивается на дне с морским песком и илом. В периоды затишья или когда ветры дуют с моря, на дне отлагаются морские илистые осадки. В результате на значительных глубинах получается многократное сезонное чередование илистых слойков с песчаными. Отсюда ясно, что следует очень осторожно относиться к определению условий образования осадка по форме и окатанности зерен (в данном случае — обработанных ветром). Это один из многих случаев, когда текстура является лучшим показателем среды седиментации, чем структура осадочного материала (то же можно сказать и относительно прибрежно-морских осадков, если на побережье широко развиты дюнные эоловые отложения).

Слоистость осадков морского дна на больших глубинах (до 400 м) в настоящее время определяется новым методом — при помощи эхолота. Отмечен факт (Удинцев и Лисицин, 1953) широкого распространения

слоистости современных морских осадков на самых различных глубинах, а также установлено существование отдельных слоев значительной протяженности, от 200—300 м до нескольких километров. Наряду с этим отмечаются и короткие слои, длиною в несколько десятков и сотен метров, и разнообразные линзы. Мощность отдельных слоев обычно не превышала 16 м. Таким образом, это уже явление слоистости, связанное с региональным изменением условий, но не слойчатость. Указанные авторы отмечают тесную зависимость слоеобразования от рельефа морского дна. Мощность и число слоев значительно возрастают на горизонтальных участках и в понижениях. При изучении морских отложений при помощи эхолота хорошие результаты получались при наличии прослоев вулканического пепла или же резкой границы между слоями (например, между плотными глинистыми илами и мягкими диатомовыми).

Слоистость отложений зон спокойной седиментации в прибрежной части моря. В этой области также часто встречается тонкая горизонтальная слоистость грунта. По данным П. Г. Попова (1956), в колонках, взятых в Каспийском море с глубины до 100 м, устанавливается тонкая слоистость; мощность слоев от 1—3 до 20—30 см. Осадок представляет собой преимущественно серый ил, содержащий различного типа слои и прослои розовато-серого, красноватого и желтовато-серого ила, песчанистого ила и ракуши. Как указывает автор, образование розоватых и красноватых прослоев в данном случае обусловлено преобладанием в осадке выносов р. Аракс, красноватые оттенки которых выдерживаются далеко от берега (река Аракс ранее не впадала в р. Куру, а выносила воды непосредственно в море). При преобладании в осадке выносов реки Куры ил имеет более серый цвет.

Интересно, что в колонках, взятых на глубоководных станциях, также отмечается прослоек розовато-серого глинистого ила. П. Г. Попов считает, что он отложился в то время, когда выносы Аракса распространялись далеко в море,— на том основании, что такие же прослои отмечаются и в районе Бакинского архипелага, причем расчеты, произведенные по скорости накопления, указывают одно и то же время (1550—1650 гг.).

Зеленовато-серые и желтовато-серые тона прослоев образуются, как указывает М. В. Кленова (1948), при хорошей вентиляции придонного слоя и усиленном развитии органической жизни, причем осаждение происходит в окислительной среде. Иногда, даже при захоронении осадка, если в нем мало органических веществ, цвет его не восстанавливается до серого, а остается желтоватым. Прослои песчаного ила или даже песка в описываемых отложениях очень тонки; мощности их часто не приводятся, очевидно, это доли сантиметра, а может быть, и миллиметра.

Ракушечные прослойки, состоящие из мелкой целой ракуши, битой ракуши и ракуши с песком, обнаружены во многих колонках грунта. По мнению П. Г. Попова, наличие ракушечных прослоев свидетельствует о колебаниях уровня моря; при уменьшении глубины бассейна создаются условия, более благоприятные для жизни фауны — повышается соленость воды, увеличиваются пространства мелководий, хорошо прогреваемых солнцем, улучшается аэрация; при увеличении глубины басейна условия жизни ухудшаются и фауна исчезает.

По подсчетам разных авторов, скорость отложения осадка — около 2 мм в год, в приустьевых частях она повышается (например, близ дельты р. Куры от 5 до 20 мм в год). Исходя из подсчета годовых мощностей осадка, автор указывает годы понижения уровня Каспия, причем этому же времени соответствует и образование прослоев ракушечника. Пробы, взятые в полосе, разделяющей среднюю и южную части Каспия (т. е. удаленной от берега, но не глубоководной), показали отчетливую стратификацию грунта (по изменению как его механического состава, так и цвета). В средней части Каспийского моря в колонках на глубине от 14

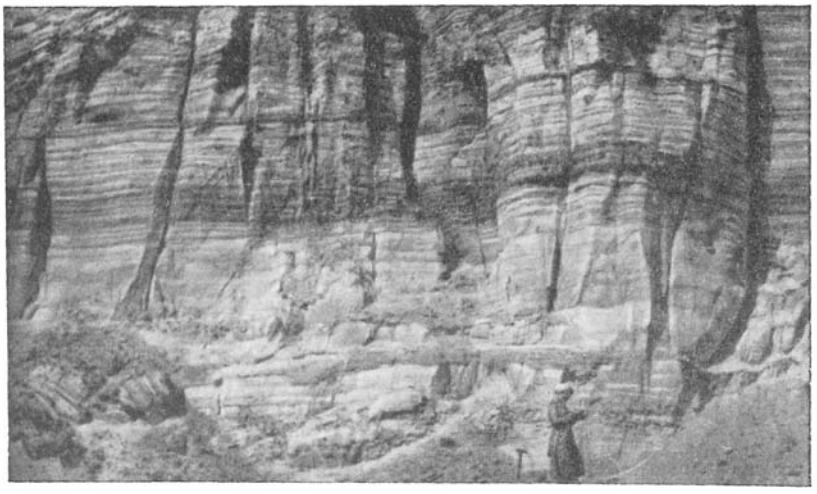
до 37 см (т. е. на протяжении 23 см) отмечается чередование прослоек разного цвета — зеленовато- и голубовато-серого. Ниже 37 см залегает однообразный зеленовато-серый ил. Таким образом, слоистость тех участков морского дна, которые не подвергаются действию волн и течений, сходна со слоистостью глубоководных частей моря, независимо от расстояния от берега и глубины моря.

В северной части Каспийского моря, т. е. в той области, где имеются выносы мощных равнинных рек — Волги, Урала и Эмбы, а также Терека, стратификация грунта сложна и различна для разных участков моря. В приустьевом пространстве Волги (вне подводной части дельты) в песчаном грунте установлена отчетливая (по-видимому, горизонтальная) слоистость, выявляемая по цвету слоев, песчанистой примеси и прослоям ракуши. В приустьевом пространстве р. Урал смена грунта видна весьма ясно. В осадках залива между полуостровами Тюб-Караган и Бузачи содержится много прослоев ракуши, причем отмечается чередование светлой ракуши с темной и почерневшей, что свидетельствует о резких изменениях газового режима во время накопления осадков. Почернение и потемнение ракуши происходит в восстановительной среде; при этом в верхних частях грунта, там, где потемневшей ракуши больше, в некоторых случаях чувствовался запах сероводорода, что также указывает на восстановительный характер среды накопления осадка. Очевидно, и в ископаемых отложениях прослои подобного рода могут свидетельствовать о генезисе отложений.

П. Г. Попов (1956) считает, что указания Н. И. Андрусова (изучавшего профили понтического, апшеронского и других ярусов) на перемежаемость плотных вязких глин с тонкими прослойками раковинной мелкой дресвы и слоев песчаников дают возможность предполагать, что колебания уровня моря, отразившиеся в современных осадках Каспия в виде прослоев ракуши, происходили и в древних бассейнах этого типа.

Нами (Ботвинкина, Феофилова, Яблоков, 1954) горизонтальная слоистость современных прибрежно-морских отложений наблюдалась в разрезе древнеевксинской террасы на побережье Азовского моря. Там над косослоистыми песками (описанными выше) лежат супеси и тонкослоистые глины, которые Г. И. Попов по составу фауны считает лиманными. Мы отмечали тонкое переслаивание тонкозернистого песка и глины, чередующееся со слоями мелковолнисто-слоистыми, с правильной перекрестной слоистостью ряби волнений. Местами в этих горизонтально-слоистых прослоях наблюдались следы зарастания и заболачивания.

В другом случае горизонтальная слоистость морских отложений наблюдалась в песчаном карьере близ дер. Выселки, недалеко от г. Тулы, в песках нижнего карбона (C_1) фиг. (274, 275). Пески кварцевые, мелкозернистые, белые, очень хорошо отсортированные, хорошо окатанные, видимой мощностью около 20 м. Слоистость (слойчатость) видна плохо вследствие большой однородности материала и невыраженности слойковых швов, и лучше выявляется там, где она подчеркивается ожелезнением. Мощность слойков 1—2—3 мм (фиг. 275). Слойки образуют пачки (см. гл. V), границы которых выделяются резче, и, таким образом, на поверхности обнажения (фиг. 274) видны по существу уже пачки слойков, указывающие на отчетливую параллельную горизонтальную слоистость. Как видно на этой фотографии, мелкие пачки, в свою очередь, группируются в более крупные пачки следующего порядка. Мощность пачек в нижней части обнажения около 0,5 м, выше она уменьшается. Иногда среди горизонтально-слоистых песков встречаются единичные косослоистые серии, мощностью 0,20—0,30 м в основании, с глинистой, плохо окатанной плоской галькой размером до 5—7 см; отдельные глинистые плитки достигают 15—20 см. Слойчатость проявляется в слабой глинистой примеси к основному песчаному материалу. Слойки, несмотря



Фиг. 274. Правильная горизонтальная слоистость в морских песках тульского горизонта среднего карбона. Подмосковный бассейн, карьер у дер. Выселки. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

на малую мощность, отчетливо выдерживаются на площади. Появление косослоистых серий указывает на существование между устойчивыми периодами спокойной седиментации периодов, когда действовали течения.

Слоистость в ископаемых, заведомо морских отложениях описана Л. М. Бириной (1940), нами (Атлас литогенетических типов..., 1956)

Фиг. 275. Деталь слоистости обнажения фиг. 274. Видно пачечное строение горизонтальной слоистости и единичные мелкие пологого-косослоистые серии. (Фото Л. Н. Ботвинкиной)

и в ряде других работ. Л. М. Бирина отмечает тонкую неясную слоистость в окских глинах, проявляющуюся в распадении на плитки при высыхании, но почти незаметную в свежих образцах породы. Обусловлена она слабым налетом листочков слюды или тонкого алеврита на поверхности наслоения. По Л. М. Бириной, по-видимому, слоистость здесь связана с колебаниями

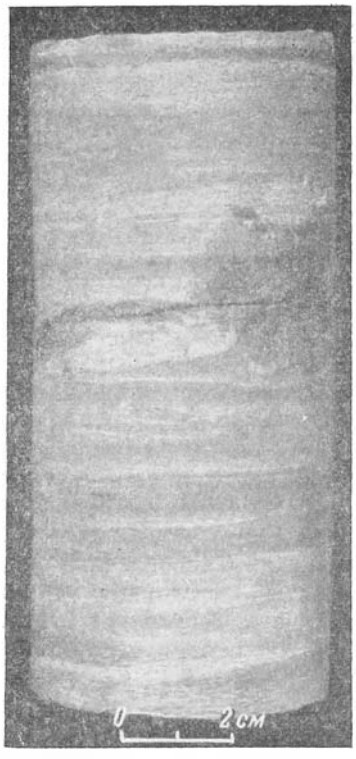
механического состава, и лишь незначительность их амплитуды в наиболее тонкоотмученных разностях делает слоистость незаметной.

В обнажении песчаных глин близ Хмелевского оврага (Тульская область) отмечена резко выраженная ленточная слоистость, образованная чередованием глины и песка, то очень тонким (микрослоистым), то более грубым. Песчаный материал преимущественно кварцевый, в микрослоях — тонкий алевритовый с обильным содержанием листочков слюды, в более мощных слоях — мелкозернистый, менее слюдистый. Ленточные глины содержат многочисленные растительные (обугленные) остатки, иногда они не очень обильны, и в глинах встречаются остатки брахиопод. В этих глинах наблюдается слоистость следующих (более высших) порядков, образованная чередованием пачек с преобладанием микрослоев песка и пачек с преобладанием микрослоев глины. Пачки мощностью 0,5—1 м состоят из более тонких (10 см) горизонтальных слоев, а последние — из ленточных микрослоев, образованных чередованием глины и слюдистого алеврита и песка. Более крупная слоистость образована периодическим опесчаниванием кверху микрослоистой пачки и резким уменьшением песчаного материала в основании следующей пачки. Каждый крупный слой второго порядка состоит из пачки описанных выше тонких слоев, в которых наблюдается постепенное усиление песчанистости, так что самый нижний слой более глинистый, а верхний — песчанистый. Опесчанивание заканчивается размывом и отложением следующей такой же пачки, глинистой в основании. Здесь имеется как бы «обратная» сортировка. В наиболее крупных пачках (слоистость третьего порядка) каждая последующая пачка слоев, в отличие от предыдущей (средней), характеризуется уже большей глинистостью, и самый последний крупный слой в обнажении является уже почти чистой глиной с еле заметными микрослоями слюдистого алеврита. Выше по разрезу эта глина сменяется жирной беспесчаной хонетесовой глиной и затем известняками. Следовательно, здесь налицо нормальная сортировка материала. Ленточные глины отмечаются в ряде других толщ нижнего карбона Подмосковного бассейна. Л. М. Бирина никак не объясняет подобного изменения сортировки материала.

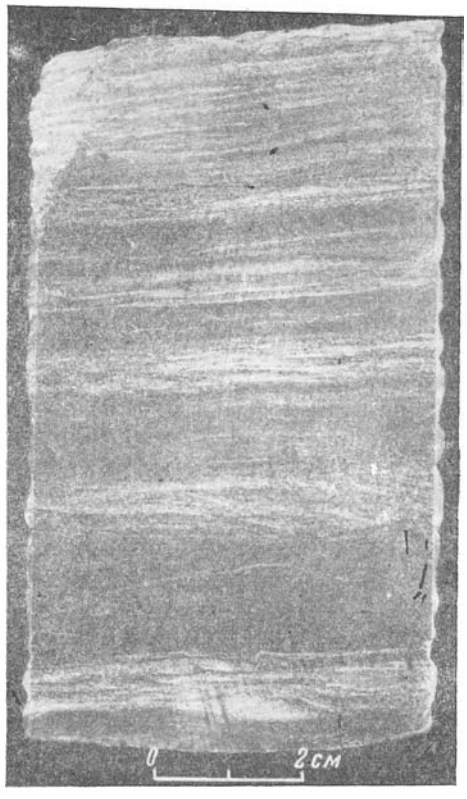
В отложениях среднего карбона Донбасса нами (Атлас литогенетических типов..., 1956) описан ряд литогенетических типов, обладающих горизонтальной слоистостью, что свидетельствует об отложении в условиях спокойной седиментации. Так, в фации глинистых осадков эпиконтинентального трансгрессирующего моря слойчатость горизонтальная, очень тонкая, обычно неясная, скорее ее следует назвать слоеватостью, так как направление слойков определяется в основном по расколу на плитки и по слабо заметной ориентировке частиц породы, особенно при наличии чешуйчатых минералов (слюды и др.). Иногда это направление подчеркивается горизонтальным расположением включений фауны, конкреций, примеси известкового материала, местами последний образует прослои, придающие породе полосатый облик (фиг. 276). В других случаях полосатость вызвана послойным расположением конкреций, образующих самостоятельные тонкие (от 0,5 до 5—15 см) конкреционные прослои. Включающая их глинистая порода имеет тонкую скрытую слойчатость. Бывает, что скопления фауны также образуют прослои.

В фации алевритовых осадков регрессирующего моря горизонтальная слоистость (слойчатость) проявляется за счет тонких прослоев мелкозернистого материала в крупнозернистом, и наоборот. Местами (в однородном мелкозернистом алевролите) отмечалась слоеватость, выявляемая лишь по плоскому расколу параллельно наслоению и слабому послойному налету мелких чешуек слюды. В ряде случаев горизонтальность слойков нарушается слабыми волнениями, что создает очень пологую волнистую слоистость. Иногда слоистость подчеркивается послойным распределением (присыпкой по поверхности наслоения) тонкого растительного

детрита. В фации зоны волнений в прибрежной части моря среди типичных для этой зоны волнисто-слоистых отложений встречаются горизонтально-слойчатые прослои, отвечающие замиранию движения воды; это либо горизонтальное чередование или переслаивание алевролитов в виде прослоев среди типичных волнисто-слоистых слоев (фиг. 277), либо появление слоев горизонтально-слоистого песчаника, обычно небольшой мощ-



Фиг. 276. Горизонтальная полосчатая слоистость за счет известковых прослоев в глинистом материале. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)



Фиг. 277. Горизонтально-слоистые прослои среди волнистослоистых, отвечающие затишным участкам зоны волнений в прибрежной части моря (сложная слоистость). Донбасс, свита C_2^7. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

ности. Часто слоистость подчеркивается чешуйками слюдистых и глинистых минералов, реже — небольшим количеством растительного детрита (в более прибрежных частях). Причины этого чередования — приливно-отливные течения, т. е. явление сезонное.

Из приведенных материалов и из других литературных данных следует, что горизонтальная слоистость на морском дне проявляется в общем довольно однотипно, представляя горизонтальное чередование тонких слоев глинистого, песчанистого и известковистого, окрашенного в разные цвета ила с прослоями ракуши. Однако причины образования такой слоистости могут быть весьма различными: 1) сезонная смена осадков (например, слоистость на дне Черного моря, примесь эоловых отложений в результате периодических ветров и т. д.), характерная для глубоководных отложений, но встречающаяся довольно часто и в прибрежных; 2) попеременное преобладание осадков из разных источников сноса (как

это показано выше для Каспийского моря по П. Г. Попову); 3) периодическое обмеление дна водоема (прослои ракуши, песка, следы зарастания в отложениях Азовского моря); 4) резкая смена условий седиментации в самом водоеме (прослои пепла, появление известняков среди глинистых пород и т. п.). В первом случае это явление мы, несомненно, назовем слойчатостью, так как оно имеет прямую связь с периодически-правильным изменением («пульсацией») осадкообразующего фактора при неизменности фациальных условий.

Результаты действия этих причин различны. Вторая причина обусловливает слоистость, так как смена фациальных условий влечет за собой изменение вносимого в осадок материала, причем оно происходит во времени неравномерно, и поэтому нет повторяемости однотипных слойков (правильного их чередования). В третьем случае в зависимости от причин обмеления (общее понижение уровня, тектонические движения или подъем дна вследствие накопления осадков) может образоваться и слоистость и слойчатость, однако более характерна первая. Наконец, в четвертом случае, когда в разрезе морских отложений наблюдается результат смены различных фаций (песчаный материал сменяется известняком и т. п.), отмечается, по существу, уже смена пластов, каждый из которых, в свою очередь, может быть и слоистым и слойчатым. Это явление видно наиболее отчетливо. При этом масштаб слоистости и слойчатости часто почти одинаков вследствие медленной седиментации: пласты, слои и слойки могут измеряться сантиметрами, миллиметрами и даже долями миллиметра.

Следовательно, относить слоевые элементы к пласту, слою или слойку только на основании их мощности нельзя. Обусловливается образование горизонтальной слоистости (в широком понимании) сменой материала и окраски, что вызвается разными причинами.

Для областей спокойной седиментации в различных зонах морского и океанического дна характерно накопление биогенных отложений, текстура которых, как мы уже указывали, зависит не только от состояния среды отложения и различных внешних факторов седиментации, но и от специфики организмов, остатки которых образуют осадок,— от формы их скелетов, образа жизни, роста организмов и проч. По форме слоистость обычно горизонтальная, часто сложно-горизонтальная. При захоронении организмов на месте их обитания образуется слоистость биогермов и биоценозов, которую следует рассматривать не столько в целях установления фациальных условий образования осадка, лучше определяющихся самими организмами, сколько с точки зрения последовательности их развития и смены одних другими. Большую роль в биогенных осадках играет сезонная слоистость, обусловливаемая периодическим развитием водорослей, планктона и других живых организмов. При перераспределении биогенного осадка на дне получаются те же текстуры, что и в кластогенных осадках: косая слоистость зоны течений, волнистая слоистость волновой ряби и др.

То же относится и к областям, в которых формируются на дне моря хемогенные осадки: они либо образуют нормальную горизонтальную слоистость, либо, при перераспределении хемогенных зерен осадка механическим путем,— такую слоистость, которая возникает в тех же условиях и в кластогенных отложениях.

Следует отметить, что текстуры различных биогенных (и хемогенных) отложений имеют некоторые общие черты, обусловленные именно их общим генезисом, независимо от фациальных условий их образования. Несколько подробнее эти текстуры, в частности слоистость и ее специфика, будут рассмотрены ниже (см. гл. XIII) в связи с особенностями слоистости различных пород и некоторых полезных ископаемых.

Области ледниково-морских отложений. Если в нормальном морском комплексе с горизонтальной слоистостью в однородном

материале осадка встречается примесь угловатых обломков разных размеров (от нескольких сантиметров до нескольких метров), резко отличающихся от вмещающей их толщи, то можно предположить наличие ледниково-морских отложений. Последние образуются в результате переноса айсбергами осадочного материала. При таянии айсбергов осадки падают на дно в том состоянии, в каком они освобождаются, без всякой сортировки. Эти отложения могут образоваться на расстоянии сотен километров от ближайшего ледника. Следовательно, когда в типичных морских отложениях встречается подобная несортированная грубая примесь, то можно полагать, что это результат привноса ледниковых осадков. Особенно это надо учитывать в том случае, когда в осадке нет фауны, и исследователь определяет его генезис только по структуре и текстуре. Перенос обломочного материала осуществляется не только айсбергами, но и береговыми льдами.

Слоистость лагунных отложений

Отложения лагун обычно образуются в условиях спокойной седиментации, не нарушаемой ни течением, ни даже волнениями. Основной фактор, нарушающий спокойную седиментацию,— это рябь на мелководье, возникающая от действия ветра, или течения в протоках, соединяющих лагуну с морем. Лагуны представляют собой отшнурованные участки моря с ненормальной соленостью: опресненные, если в него впадают реки и климат гумидный, и осолоненные, если притока пресных вод нет, а климат аридный.

Слоистость в отложениях опресненных лагун очень сходная с некоторыми типами прибрежно-морской слоистости. Д. В. Наливкин (1955, стр. 328) указывает на выделенные Крумбейном в лагуне Баратария пять групп осадков: 1) пески берегов и зоны прибоя; 2) пески с небольшой примесью глинистых частиц, развитые в каналах с наиболее сильным течением; средний диаметр частиц 0,1 мм; 3) глинистые пески (содержащие 50% песка), окаймляющие главные каналы и местами занимающие довольно большие площади на средних глубинах; средний диаметр частиц 0,062 мм; 4) песчанистый ил с 25% песка, отлагающийся в удаленных от течений частях, главным образом вокруг внутренних островов; средний диаметр частиц 0,037 мм; 5) почти чистые глины с примесью около 15% песка, занимающие береговую зону низменных внутренних островов; средний диаметр частиц 0,016 мм, примесь органического вещества значительная. Необходимо подчеркнуть наличие глинистых осадков в береговой зоне и увеличение примеси песка по мере удаления от суши и углубления дна. Примесь песка нередко зависит от ветра, дующего с моря и сдувающего песок с косы в лагуну.

Несмотря на то, что нет прямых указаний на характер слоистости в каждой группе осадков, можно на основании ряда других данных сказать, что, очевидно, в основном существуют следующие типы слоистости лагунных отложений:

Слоистость песков берегов и зоны прибоя, весьма близкая к слоистости морского побережья, описанной выше (см. гл. X, раздел 2). Различаются они тем, что отложения лагунного побережья имеют менее правильную, как бы более «растрепанную» пологоволнистую и косоволнистую слоистость. Это объясняется тем, что в условиях большого мелководья лагун на осадках сильно сказывается малейшее изменение ветра, образующего рябь как на поверхности воды, так и в донном мелководном песчаном и песчано-глинистом осадке. Слоистость пологая и мелкая, так как движения воды весьма слабы.

Слоистость (пологая, косая) песков, связанных с каналами, по которым проходят течения. К сожалению, у нас нет данных,

характеризующих ее и позволяющих отличить в ископаемом отложении косослоистые пески лагун от косослоистых песков морских.

Слоистость глинистых песков и песчанистого ила, которые образуют либо переслаивание, очевидно, также менее отчетливо выраженное, чем, например, в зоне ваттов, либо плохо отсортированный песчано-глинистый осадок, часто содержащий примесь органического материала, в частности — растительные остатки (приуроченные к глинистым прослойкам) и лагунную фауну. Д. В. Наливкин указывает (1955, стр. 371), что песчаные фации лагун и лиманы содержат небольшое количество органического вещества, а иногда и совершенно лишены его.

Тонкая неясная горизонтальная слоеватость, или слоистость почти чистых глин, примыкающих к береговой линии. Слоистость эта подчеркивается распределением органического вещества. По текстуре глины мало отличаются от морских осадков, и их происхождение определяется в основном по структуре (худшая сортировка) и по остаткам фауны, свидетельствующей о ненормальной солености данного водоема. Возможно, они различимы и по минеральному составу.

Нами (Атлас литогенетических типов.., 1956) в толще среднего карбона Донбасса выделены отложения лагун и заливов двух фаций — глинистых осадков лагун и заливов и песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья. Первая из них, связанная с наступлением моря на болотистую сушу, имеет неясную тонкую горизонтальную слоеватость, обусловленную ориентировкой частиц и преимущественно проявляющуюся в плитчатом расколе; слоеватость подчеркивается либо скоплением растительных остатков, либо (иногда) послойным расположением конкреционных образований (отметим попутно, что состав конкреций довольно сильно отличается от состава конкреционных прослоев в сходных по текстуре морских отложениях). В случае появления примеси алевритового материала слоистость бывает очень пологой, волнистой или линзовидной. Присутствие растительных остатков весьма характерно; часто встречается фауна — формы солоноватоводные и выносящие опреснение, образующие в ряде случаев послойные скопления.

В фации осадков зоны волновой ряби слоистость преобладает мелкая волнистая и косоволнистая, чаще пологая, неправильная, более или менее отчетливая. Очень часто рисунок слоистости имеет прерывистый характер. Иногда отмечаются прослои почти горизонтально-слоистые или мелколинзовидные. Слоистость осложняется частыми текстурами взмучивания и оползания, ходами донных животных.

Выявляется слоистость чередованием крупного (песчаного и крупноалевритового) и мелкого (мелкоалевритового и глинистого) материала. Встречаются растительные остатки, обычно в виде мелкого детрита, но они далеко не столь характерны, как в предыдущей фации. Фауна редка, чаще это единичные лагунные формы плохой сохранности. Подобного типа лагунные образования связаны с гумидным климатом и часто — с дельтовой областью седиментации.

В рифовых лагунах, возникающих внутри атоллов или между рифом и берегом, образуются слоистые известковистые осадки. По своему положению близка к лагуне фация лиманов, представляющих собой низовья речной долины, затопленной и превращенной в морской залив. Как отмечает Д. В. Наливкин (1955), в геологической практике на это не обращают должного внимания и ископаемые лиманные отложения описывают как лагунные. В современных лиманах дно обычно покрыто илом и, частично, песком; ил изобилует фауной и содержит большое количество гумуса, часто заражен сероводородом.

В ряде случаев в лиманных отложениях отмечен в основании песчанистый осадок, а выше — илистый. Указаний на текстуры лиманных отложений — нет, но можно предположить, что песчаные отложения нижней

части лиманных осадков образовались в условиях течения реки и, следовательно должны иметь косую слоистость, близкую по характеру к речной, илистый же осадок, залегающий выше, по-видимому, будет либо неслоистым, либо неправильно-горизонтально-слоистым. Возможно чередование этих двух типов.

Таким образом, сложная слоистость, состоящая из чередования косослоистых и горизонтально-слоистых серий, которую раньше относили только к отложениям временных потоков, может быть и резко иного генезиса, в частности,— указывать на лиманное происхождение осадка.

Лагуны в аридном климате — осолоняющиеся, к ним относятся и самосадочные лагуны, с которыми связаны месторождения соли. Образующаяся в них слоистость по форме — горизонтальная, зависящая от сезонных изменений и химической дифференциации, которая определяет последовательность в разрезе слоев соли.

Д. В. Наливкин (1955) указывает, что соленые илы залива Кара-Богаз-Гол обогащены органическим веществом и обладают хорошо развитой тонкой слоистостью, так что в ископаемом виде имеют вид темных битуминозных рыбных сланцев. Глинистые осадки в соленых лагунах тонкослоистые, в ископаемом состоянии они превращаются иногда в так называемые «бумажные сланцы». В соленых же лагунах отлагаются доломиты, чередуясь со слоями, обогащенными битумом.

Таким образом, соленосные лагуны обладают специфической слоистостью. Последняя, однако, не является здесь важным генетическим признаком, так как генезис соленосных толщ определяется составом самой породы. Значение слоистости в данном случае может заключаться в определении возраста породы, выявлении связи ее с сезонностью и т. п.

В заключение следует упомянуть описанные Д. В. Наливкиным (1955, стр. 378) феррисиалитовые лагуны, выделенные им в самостоятельную серию, где происходит концентрация железа, кремнезема и глинозема, в результате чего образуются, соответственно, железные руды, каолины и бокситы. Эти лагуны связаны с гумидным климатом и морскими осадками. Отложения в них, по Д. В. Наливкину, представляют собой правильнослоистые (т. е. параллельно горизонтально-слоистые), преимущественно тонкозернистые песчано-глинистые породы. Местами в них встречаются бобовые и оолитовые структуры, особенно в бокситах, а также в железных рудах. В зависимости от наличия окиси или закиси железа окраска бывает красная или зеленовато-серая. Зеленовато-серые (пестроцветные) бокситы почти всегда правильно и тонкослоисты и содержат обедненную морскую фауну. В красных бокситах слоистость, как правило отсутствует, а фауна единична.

В области мангров действие прибоя затухает, поэтому в пределах заросли и по морскому берегу отлагаются значительные массы черного вонючего вязкого песчанистого ила, сильно обогащенного растительным веществом, Площади, занятые мангровыми зарослями, достигают больших размеров, они широко распространены по побережьям в тропиках. В ископаемом виде отложения мангровых зарослей могут быть сходны с лагунными; они представлены песчано-глинистыми породами с растительными остатками и прослоями углей, а также с морской фауной. Слоистость отложений современных мангровых зарослей не изучена. Очевидно, они либо неслоисты, либо неправильно-горизонтально-слоисты вследствие обогащения растительным материалом или появления песчанистых прослоев среди илистых. Характерно также наличие многочисленных следов корневой системы, прерывающей слоистость осадка. Сходные характеристики имеют текстуры ископаемых осадков, являющихся фациальными аналогами мангровых (в частности, почвы некоторых угольных пластов).

Глава XI

ТЕКСТУРЫ НАРУШЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ СЛОИСТОСТИ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Различные нарушения первично правильного наслоения всегда резко бросаются в глаза и часто привлекают внимание геологов даже в большей степени, чем типичное правильное чередование слойков. Нарушения слоистости имеют также значение для определения условий образования осадка, существовавших либо непосредственно после отложения слойков, либо спустя какой-то сравнительно небольшой промежуток времени. Кроме значения в качестве фациального индикатора, текстуры нарушенной слоистости, как это показал Шрок (1950), могут быть широко использованы при определении нормального или опрокинутого залегания. Существенно необходимо отличать их от сходных иногда по форме тектонических нарушений.

Причины нарушений слоистости нетектонического характера различны. По существу, большинство нарушений первичной слоистости связано с этапом диагенеза, однако обусловливаются они иными процессами, преимущественно физико-механическими и биогенными.

В отдельных статьях и работах в разное время и разными авторами были описаны те или иные частные случаи нарушения первичной слоистости. Никакой классификации этих текстур до сих пор предложено не было, и, таким образом, предлагаемая в табл. 21 схема является первой попыткой привести наши знания по этим текстурам в какую-то систему. Конечно, эта классификационная схема далеко не совершенна и требует в дальнейшем уточнений и дополнений.

Настоящая глава посвящена текстурам, возникающим преимущественно еще в осадке и тесно связанным со слоеобразованием. Поэтому в нее не вошли текстуры, относящиеся к более позднему этапу формирования породы, образующиеся в результате обезвоживания, перекристаллизации отдельных слойков и т. п. Не включены также многочисленные знаки (капель дождя, кристаллов, следы животных и др.), которые, будучи приуроченными к поверхности наслоения, на характере первичной слоистости не отражаются, или же отражаются слабо.

Описание текстур дается предельно кратко, только постольку, поскольку упоминание о них необходимо в связи с анализом слоистости. По многим видам нарушений существует своя обширная литература, часто дискуссионная, к которой мы и отсылаем читателя, желающего разобраться в этих текстурах более подробно.

Таблица 21

Текстуры нарушенной слоистости, причины их возникновения и связь с фациями

Причины деформации *		Механизм деформации	Название текстуры	Морфологический вид нарушения слоистости	В каких фациях встречается
Физико-механические	Перемещение пластичного осадка под действием силы тяжести самого осадка	Скольжение по пластичному субстрату	Оползания	Нарушение формы — смятие и изгиб	Могут быть везде; часто в морских, дельтовых
		Текучесть самого осадка в разжиженном состоянии	Оплывания	То же	То же
		Втекание одного осадка в другой	Втекания	Взаимное проникновение слоев	То же
	Деформации, вызванные внешними воздействиями на осадок	Взмучивание осадка вихревыми движениями воды, животными, плавающими предметами	Взмучивания	Перемешивание осадка	В любых отложениях; чаще в зоне мелководья
		Давление снизу вверх пузырьков воздуха или газа, заключенных в смоченном осадке	Воздушных карманов	Небольшое внедрение и изгиб слойков вверх	Приливное побережье лагун и морей
		Воздействие волнения на осадок, перемещаемый течением	Усложнение основной формы	Дополнительный изгиб	Отмечена в морских и дельтовых отложениях
		Течение над уже отложенным осадком	Размывы и борозды течения	Внедрение вниз, площадное, но неглубокое	Во многих фациях

* В таблицу не включены более поздние нарушения слоистости, связанные с процессом диагнеза и эпигенеза: изгиб слойков в результате неравномерного уплотнения, деформации отдельных слойков при перекристаллизации и т. п.

Таблица 21 (продолжение)

Причины деформации		Механизм деформации	Название текстуры	Морфологический вид нарушения слоистости	В каких фациях встречается
Физико-механические	Деформации, вызванные внешними воздействиями на осадок	Попадание в осадок глыб и обломков породы, галек, валунов и др.	Нарушения различными включениями	Примыкания, вдавливания, огибания, соскальзывания и обвала	В любых фациях; характерны для отложений близ крутого берега
		Механизм неясен	Завороты косых слойков	Изгиб в сторону, обратную падению слойков	Отмечены в грубозернистых речных отложениях
	Деформации, обусловленные изменением влажности и температуры осадка	Осушение и растрескивание ила	Трещины усыхания, брекчиевидная текстура	Разрыв, раздвигание слойков, их небольшое перемещение	Периодически осушающиеся площади: пойма, приливно-отливная зона, такыры пустынь
		Растрескивание ила и проникновение в трещины песка сверху, реже — снизу	Песчаные дайки *	Внедрение узкое, но глубокое	В различных
		Растрескивание и раздвигание осадка замерзающей в трещинах водой	Ледниковые клинья, морозные трещины и др.	Разрыв	В континентальных фациях, особенно в ледниковом комплексе
		Текучесть грунта при оттаивании и проникновение осадков в подстилающий слой	Мерзлотные котлы, внедрение при оттаивании и др.	Изгиб и смятие главным образом вниз	То же

* Песчаные дайки, возникающие при растрескивании породы вследствие тектонических нарушений, здесь не рассматриваются.

Таблица 21 (окончание)

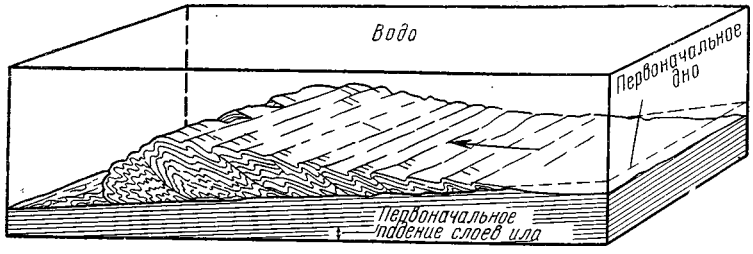
Причины деформации		Механизм деформации	Название текстуры	Морфологический вид нарушения слоистости	В каких фациях встречается
Биогенные	Деформации, вызванные деятельностью животных	Ползание по дну или плавание животных около дна	Знаки на поверхности слойков (биоглифы)	Неглубокое внедрение с заполнением углублений вниз	Часто приливно-отливная и прибрежная зоны
		Проникновение животных в слоистую породу: зарывание в ил, пропускание ила через кишечник	Нарушение слоистости животными (слоистость еще отчетлива)	Пересечение в разных направлениях и перемешивание осадка	Чаще зона мелководья морей
			Сильное нарушение слоистости животными (слоистость видна лишь местами)	То же	То же
	Деформации, вызванные растениями	Проникновение в слоистую породу корней растений	Нарушение слоистости единичными корнями	Пересечение в разных направлениях	Типична для фаций болот и застойных водоемов, в том числе для почвы угольных пластов
			Сильное нарушение слоистости многочисленными корнями	То же	
		Нарастание осадка вокруг стебля	Текстура «протыкания»	Изгиб вверх и примыкание	То же Может быть на пойме
		Знаки на поверхности наслоения от колеблющихся растений (водоросли)	Колебания водоросли	Неглубокое нарушение слоистости, преимущественно в плоскости наслоения	Морское мелководье

2. НАРУШЕНИЯ СЛОИСТОСТИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Перемещение вязкого осадка под действием силы тяжести самого осадка

Текстуры оползания и оплывания

Эти текстуры неоднократно описывались и отмечались различными исследователями. Они возникают, когда пластичный слоистый осадок начинает скользить вниз по наклонному дну, образуя складки самой разнообразной и причудливой формы. Механизм образования их может быть двояким — или соскальзывание по какому-либо подстилающему слою,



Фиг. 278. Деформация течения в пластичных илах, залегающих на слобонаклонном дне. Минимальный угол наклона при таких деформациях 6°. (По Шроку, 1950)

или текучесть самого осадка. На фиг. 278 схематически показан характер образующихся при этом текстур.

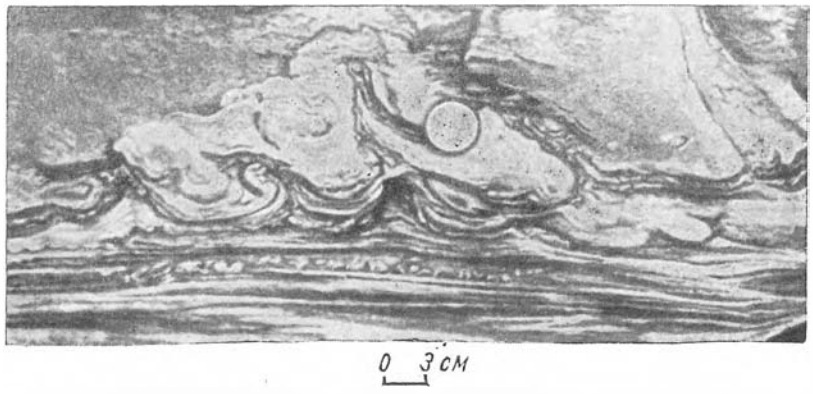
В статье А. Д. Архангельского (1930) дано детальное описание этих текстур в современных осадках на дне Черного моря. Автор указал, что тонкие илистые отложения при достаточном уклоне поверхности дна (который может быть даже очень небольшим — 2—3°) легко срываются с основания и сползают вниз по склону. При этом пластичные слои ила претерпевают сложные дислокации, сминаясь в складки, раздробляясь на куски, а иногда даже перетираясь в однородную неслоистую массу, в которой лишь местами сохраняются обрывки первоначально слоистых осадков. Непосредственным поводом возникновения донных оползней А. Д. Архангельский считал толчки землетрясений. В глубоководных морских отложениях, вследствие их отчетливой слоистости, оползневые дислокации видны достаточно резко. Масштаб их очень различен, вплоть до крупных дислоцированных масс, залегающих среди недислоцированных, которые могут быть ошибочно приняты за тектонические смятия.

Многие примеры оползневых текстур разных масштабов приведены Н. Б. Вассоевичем в ряде работ (1935$_1$, 1951, 1953 и др.). В одной из них (1953) он дает подробную характеристику этих текстур (или реоглифов, по его терминологии,— от слов «рео» — течь и «глиф» — знак). Он отмечает приуроченность их к алевритовым осадкам и отсутствие их в более грубо- и более тонкозернистых, т. е. тесную зависимость реоглифов от механического (гранулометрического) состава осадков и независимость их возникновения от минералогического состава (они наблюдаются в самых различных породах — как существенно кварцевых, так и полимиктовых, в слабоизвестковистых и в состоящих почти исключительно из мельчайшего органогенного детрита). По-видимому, чаще они возникают в терригенных осадках.

В пределах одного и того же слоя эти текстуры могут быть распространены на большой площади или же проявляются локально и исчезают на

протяжении нескольких метров и даже сантиметров. Приуроченность их к какому-либо горизонту придает им иногда значение стратиграфического маркирующего признака.

Переходя к объяснению их происхождения, Н. Б. Вассоевич отмечает, что именно в алевритовой фракции (с большей или меньшей примесью глинистых и песчаных частиц) обнаруживаются самые сильные колебания угла естественного откоса в зависимости от содержания поровой воды. Например, по данным А. Ф. Лебедева, при влажности до 12,5% угол естественного откоса может достигать 37°, а при увеличении



Фиг. 279. Складочки подводного оползания осадков (диаглифы). Алеврит с прослойками темных глин. Нижнечокракские слои выше г. Буйнакска. (Фото Н. Б. Вассоевича, 1949)

влажности до 17,5% он практически становится равным нулю (грунт разжижается). Это, естественно, стоит в весьма тесной связи с устойчивостью и связностью рыхлых осадков. Постепенная потеря воды алевритовым «плывуном» приводит в определенный момент к его быстрому затвердеванию и превращению в устойчивый осадок с большими углами естественного откоса. С этими свойствами алевритового осадка Н. Б. Вассоевич связывает подвижность алевритов и склонность их к оползанию, а также способность быстро «застыть» при потере нескольких процентов воды, запечатлев сложную и прихотливую текстуру.

Оползневые текстуры во флише (фиг. 279) в поперечных сечениях «обычно представляют собой круто поставленные или опрокинутые в одну, но нередко и в обе стороны, складочки. Синклинальные их части выражены лучше, чем антиклинальные, и в профиле иногда похожи на прописную греческую букву «омега», более или менее скошенную...» (Вассоевич, 1953, стр. 57). Иногда сползающая масса отрывается и образует изолированные округлые включения, со слоистостью, в какой-то степени согласной с контуром включения; к последним Н. Б. Вассоевич применяет термин «колобки», звучащий не очень хорошо, но дающий довольно образное представление об этих оторванных от слоя участках с деформированной слоистостью внутри. Слойки (фиг. 280) замкнуты в нижней части «колобка» и как бы «открываются» кверху, что позволяет определить, перевернуты слои или находятся в нормальном залегании (Шрок, 1950). Как в складках оползания, так и в колобках» обычно хорошо выражена асимметрия, сдавленность, по которой можно установить направление передвижения оползающих масс. Размер их может быть различным — от миллиметров до метров. При крупных подводных оползаниях образуются оползневые текстуры, измеряемые метрами и даже достигающие десятков метров. Иногда подводные оползни могут быть очень крупными. Так, например, вблизи берегов Японии был

отмечен подводный оползень длиной около 10 км, образовавший в одном из углублений морского дна осадок мощностью до 230 м. Однако оползни такого масштаба следует рассматривать уже в связи со слоистостью толщ, а не со слойчатостью. Оползневые текстуры иногда захватывают весь слой, но обычно — только часть его. Причины их также могут быть разнообразны.

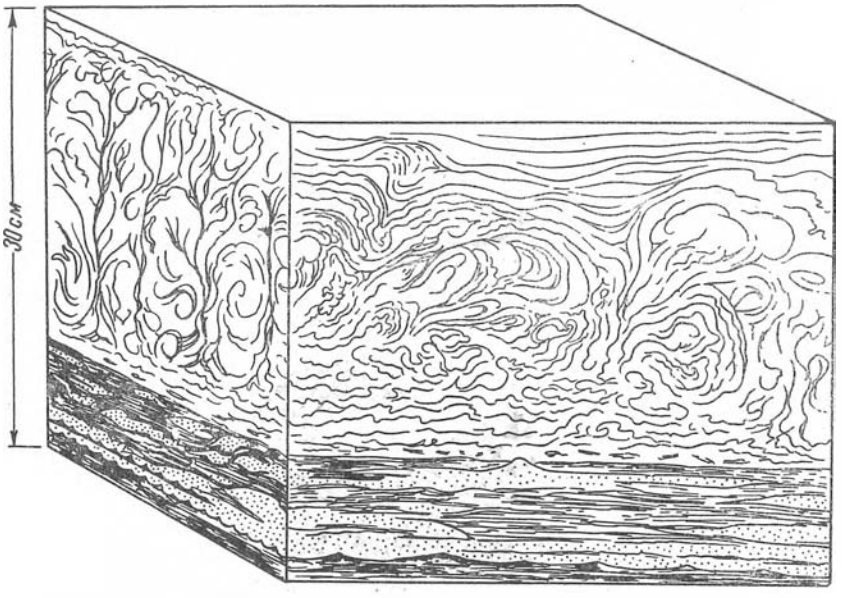
И. И. Белостоцкий (1955), приводя ряд примеров деформаций первичной текстуры осадка, вызванных подводными оползнями, высказывает свои соображения об их характере и о тех фациальных условиях,

Фиг. 280. Два типичных шара оползания («колобки» по Н. Б. Вассоевичу), сложенные тонкослоистыми песчаниками из карбона Уэльса. Возникают при подводном оползании осадков. На поперечном сечении хорошо видна вторичная изогнутая слоистость. (По Kuenen, 1950)

в которых они образовались. Осадок может начать оплывать даже при очень небольших уклонах дна; при этом в случае небольших подвижек он сморщивается, а при более значительных перемещениях — образуются складки, происходят опрокидывание их и надвиги по направлению течения. И. И. Белостоцкий, так же как и Н. Б. Вассоевич, указывает на более частую приуроченность подвижек к алевритам и известковым илам.

Своеобразие оползневых текстур состоит в том, что смятие слоистости приурочивается к какому-либо определенному слою, заключенному среди недеформированных слоев и, как отмечает И. И. Белостоцкий, «поражает своим необычным причудливым видом — спирально скрученными линзами и комьями более песчанистой породы, тончайшими лежачими складочками и языковидными натеками илистого осадка, обращенными в сторону его движения, а местами беспорядочно перепутанными» (1955, стр. 50). При этом нижняя часть стекающего пластического слоя вследствие трения бывает смята менее причудливо, чем верхняя. И. И. Белостоцкий привел зарисовку оползневых текстур в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях: внутри пласта пестроцветных алевритовых песчаников с пленками и тонкими прослоями алевролитов наблюдается слой в 10—15 см, испытавший причудливое смятие (фиг. 281). Складки в 3—4 см вытянуты и опрокинуты по направлению движения осадка, некоторые из них переходят в надвиги или «ныряют» сводовыми частями книзу и даже

спирально закручиваются. В отдельных участках деформированный осадок смят в комья. Иногда несколько таких комьев с прихотливо изогнутой слоистой текстурой как бы ответвляются от одного стебля; эти хвостовые части указывают на то место, откуда они выдавлены. Промежутки между более крупными складками, комьями и языками (измеряемыми



Фиг. 281. Блок-диаграмма оползневых дефеормаций в алевритовых песчаниках сумурлинской свиты девона Уйменской депрессии. Виден разный характер деформаций в разрезе — по направлению движения оползня и перпендикулярном к нему (боковая часть блок-диграммы). Внизу продольной штриховкой показаны алевролиты с прослоями и мелкими линзами песчаника (точки). В алевролитах видны знаки ряби волнения, а в верхней части — следы деформаций мелких песчаниковых линз в связи с движением оползня по его поверхности. (По Белостоцкому, 1955)

сантиметрами) заполнены мельчайшей беспорядочной складчатостью (смятием), размер которой измеряется миллиметрами.

Смятие затухает по направлению к нижней и верхней части слоя. Небольшая волнистость перекрывающего слоя, очевидно, обусловлена неровной поверхностью, на которой он отлагался, а может быть, и продолжавшимися еще в начале отложения движениями. Ниже деформированного слоя залегают нормально-слоистые темные лиловатые алевролиты с тонкими прослоями и линзочками песчаников, со слоистостью ряби волнений. У верхнего контакта линзочки песчаника несколько сжаты с боков и превращены в червеобразные тела, наползающие друг на друга. По-видимому, при движении оползня верхняя часть подстилающего слоя (около 3 см) также была затронута скольжением. В разрезе, перпендикулярном направлению движения оползня, видно, как наползающая масса делилась на обособленные параллельные потоки, сильно сдавленные с боков и обладающие более значительными размерами по вертикали. Внутри каждого такого «столбика» движение происходило не параллельно краям, а спирально, вихреобразно, поэтому слоистость внутри дает сложный рисунок с преобладанием спиральных линий.

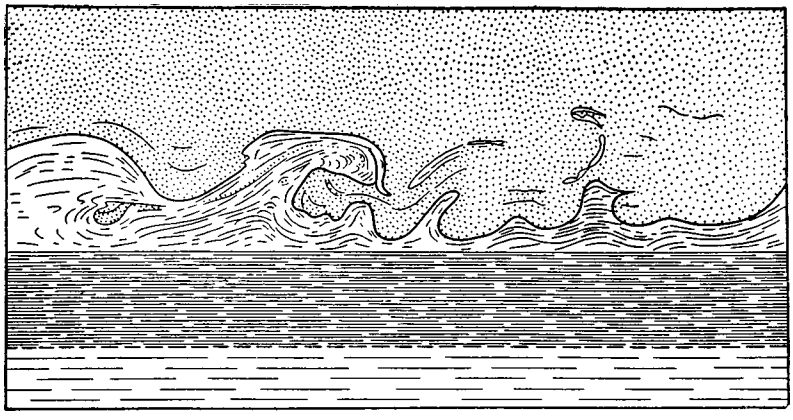
Многочисленные примеры оползневых деформаций слоистости были описаны многими авторами (А. А. Иванов, 1931; Гроссгейм, 1946, 1955; Зеленов, 1957; Конюхов, 1951[1]; Максимова и Осипова, 1950; Ботвинкина, 1953, 1954; Хабаков, 1948[2], и другие). Шрок, описывая текстуры оползa-

ния в целях определения характера залегания пород, приводит много интересных примеров и зарисовок, а также указывает многочисленную зарубежную литературу по этому вопросу. В угленосных толщах текстуры оползания небольшого масштаба (видные в керне) встречены мной в Кузнецком бассейне, в отложениях поймы и застойных водоемов (Ботвинкина, 1953), в Донецком же бассейне они чаще приурочивались к прибрежно-морским и лагунным отложениям зоны волнений, представленным тонким переслаиванием крупно- и мелкозернистых алевролитов (фиг. 282), а также в отложениях подводной части дельты.

Фиг. 282. Текстура оползания в прибрежно-морских мелкозернистых песчаниках. Донбасс свита C_2^6. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Вообще текстуры оползания очень разнообразны по форме, размеру, характеру контактов с выше и ниже лежащими слоями и, наконец, различны также причины, их вызывающие (сейсмические толчки, уклон дна и увеличение уклона вследствие одностороннего поднятия, разжижение грунта, давление возрастающей нагрузки на скользкий глинистый субстрат и др). В то время как масштаб и форма проявления этих текстур всегда ясны, сущность движения и его причины далеко не всегда можно установить. Мы считаем, что текстуры, вызванные именно оползанием по какому-то «скользкому» субстрату, лучше называть о п о л з н е в ы м и, или т е к с т у р а м и о п о л з а н и я, что же касается текстур, описанных Н. Б. Вассоевичем и связанных с текучестью алевритового осадка, то их лучше называть т е к с т у р а м и о п л ы в а н и я. Однако резко разграничить эти два типа нарушенных текстур не всегда возможно, так как, несмотря на различие причин их возникновения, формы проявления остаются очень близкими, поэтому мы и описываем их в одном разделе. Выявление дополнительных диагностических признаков для их разграничения, очевидно,— дело будущего. В случае неясности причин деформации можно называть их сложно — «текстуры оползания или оплывания». Эти текстуры могут быть встречены почти в любых фациальных обстановках — в морских отложениях, в подводной части дельты, в бортовых отложениях речных долин, в осадках озер и застойных водоемов. Наиболее часто встречаются оползневые нарушения слоистости в сейсмически активных районах, на крутом обрывистом склоне побережья, в зонах предгорного прогиба, в отложениях флиша и моласс, на склонах рифовых тел и растущих соляных куполов, а также в мощных плывунах. Изучение мелких оползневых текстур помогает определению характера залегания слоев (нормального или опрокинутого). Приуроченность оползневых текстур к определенным горизонтам, слоям или слойкам иногда служит маркирующим признаком при сопоставлении разрезов.

По соотношению смятого слоя с лежащим выше можно установить время нарушения. Если внутри слоя слойки сохраняются без срезания голов, и максимальное смятие слойков наблюдается в средней части слоя, то это следствие разжижения и текучести алеврита, причем уже после отложения перекрывшего его слоя, а не результат гравитационной неустойчивости осадка. Как отмечает И. В. Хворова, «иногда форма складок в доформированном слое бывает столь причудливой, и они внед-



Фиг. 283. Знаки течения в результате дифференциальной нагрузки на мягкий вязкий осадок («знаки нагрузки»). Отпечатки пластичного течения в слое тонкозернистого песка, отложившегося на глине, когда последняя была еще в полужидком состоянии. Песок воздействовал на верхний слой глины мощностью 25—35 мм; участки глины были захвачены текущим песком, сильно деформировавшим ее слоистость. (По Сорби, см. Шрок, 1950)

ряются в верхний ненарушенный слой такими острыми хребтиками, что смело можно утверждать, что появиться и, главное, сохраниться в таком виде на дне бассейна они не могли и, очевидно, осадок сминался, уже будучи перекрытым новым слоем» (1957_3, стр. 110). Если же верхняя часть смятых слойков срезана ко контакту с слоем, лежащим выше и максимальное смятие приурочено к верхней части деформированного слоя, то это значит, что деформация происходила до отложения перекрывающего слоя, причем причиной ее может быть как разжижение алевролита, так и неустойчивое гравитационное равновесие.

Иногда оплывание осадка может быть вызвано неравномерной нагрузкой, в результате чего появляется текучесть как подстилающего, более пластичного (глинистого, углистого) осадка, образующего мягкие складки, так и верхнего, насыщенного водой, более грубого (песчаного, галечного) осадка, заполняющего углубления в изогнутой поверхности подстилающего слоя (фиг. 283). Эта текстура носит название «знаки нагрузки».

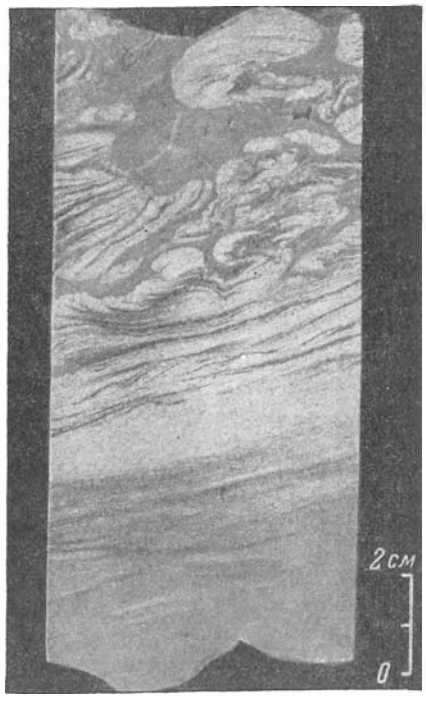
При литификации осадка подошва песчаника дает негативные слепки неровностей, образуемых течением лежащего ниже пластичного осадка. Эти текстуры могут быть успешно использованы для определения кровли и почвы пластов в складчатых толщах. Н. Б. Вассоевич подобные текстуры называет теггоглифами (знаками механического внедрения алевритового осадка в лежащий ниже пелитовый). Иногда эти текстуры можно спутать с контактом размыва, который часто лежит в основании песчано-алевритовых осадков, налегающих на более тонкозернистые. Отличительным признаком их служит деформация слоистости и в подстилающем глинистом слое, в то время как при размыве характер текстуры осадков

лежащего ниже слоя не изменяется и она не деформируется в соответствии с формой контакта слоев.

По форме с описанными сходны текстуры «изогнутой слоистости» (convolute bedding), наблюдавшиеся Кюненом и Миглиорини (1950) среди отложений мутевых течений (см. гл. X). Эти текстуры — результат одновременной деформации отложений. От оползневых нарушений они отличаются тем, что в изогнутой слоистости каждый слоек прослеживается не нарушенным, а только изогнутым, причем максимальный изгиб отмечен в середине слоя, а кверху и книзу нарушение затухает (см. фиг. 272, *Б*).

Текстуры втекания

Текстуры втекания образуются проникновением лежащего выше, обычно более тяжелого осадка в лежащий ниже вследствие различия их удельных весов. Более тяжелый осадок погружается в более легкий, последний же как бы «всплывает» в более тяжелом. В результате получается своеобразная пятнистая текстура породы с образованием участков причудливой, «лохматой» формы. Основная масса породы имеет флюидальную текстуру, параллельную очертаниям участков. Нередко при втекании одного слоя в другой наблюдается постепенный переход. Л. М. Бирина (1940) отмечала подбную текстуру в «пятнистых известняках» из основания алексинской толщи C_1 Подмосковного бассейна.



Фиг. 284. Текстура втекания или оплывания. Фация подвижного мелководья бассейна. В верхней части керна заметно обтекание аргиллитом кусков песчаника. Внизу керна виден постепенный переход мелкозернистого песчаника с нарушенной слоистостью в горизонтально-слоистый алевролит. Кузбасс, ерунаковская свита (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

В угленосной толще Кузнецкого бассейна были описаны (Ботвинкина, 1953) текстуры втекания или оплывания, приуроченные к отложениям фации подвижного мелководья бассейна. Чаще всего они представляли собой участки мелкозернистого песчаника или крупнозернистого алевролита с заметной мелкой слоистостью, образующие неправильные, обтекаемой формы включения в темном аргиллите. На границе аргиллита с песчаником они как бы втекают друг в друга (фиг. 284). Не совсем обычным является в данном случае то, что более тонкая, глинистая порода располагается в верхней части слоя с деформированной текстурой.

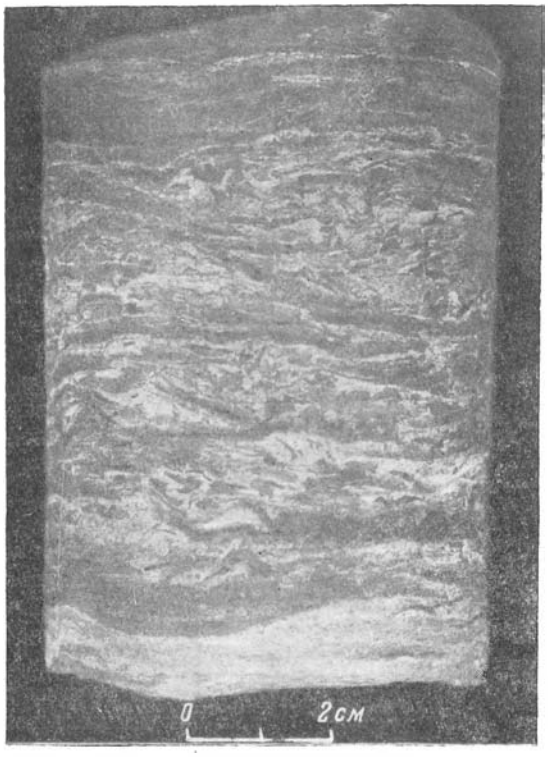
В текстурах втекания границы (контуры) осадка могут быть достаточно резко выражены (если осадок достаточно вязкий) или менее отчетливы (если происходит втекание полужидких осадков). Получаемые в первом случае текстуры при поверхностном просмотре можно спутать с текстурами оползания, а текстуры с неотчетливыми границами иногда напоминают текстуры взмучивания.

Нарушение слоистости в результате воздействия на осадок извне

Механизм образования этих нарушений весьма разнообразен, так как разнобразны факторы, действующие на уже отложившийся осадок.

Текстуры взмучивания

Под текстурами взмучивания следует понимать нарушение слоистого, но еще не окончательно уплотненного осадка какими-либо внешними воздействиями. Это могут быть вихревые движения придонных слоев воды, нарушение осадка плавающими около дна животными (например, удары хвостом рыбы) или предметами (ветки затонувших деревьев) и др.



Фиг 285. Текстура взламывания; в более уплотненном осадке проявляется в разламывании и раздроблении отдельных слойков. Угленосная толща Минусинского бассейна

Задевая уже слежавшийся, но еще не затвердевший осадок, они оказываются не в силах перевести его полностью снова во взвешенное состояние, а лишь сминают и перемешивают его, нарушая слоистую текстуру. Текстуры взмучивания, по-видимому, тесно связаны с всевозможными знаками на поверхности осадка.

По внешнему виду эти текстуры иногда очень сходны с участками, где слоистость нарушена деятельностью животных — илоедов или зарывающихся в ил (тем более, что эти текстуры часто и встречаются совместно). В других случаях бывает трудно отличить текстуру взмучивания от текстуры оползания (небольшого масштаба). Однако отличать тек-

стуры взмучивания от других позволяет, в большинстве случаев, отсутствие резкой границы между нарушенными и ненарушенными участками породы; кроме того, внутри нарушенного взмучиванием участка слойки исчезают и виден лишь их перемешанный материал, в то время как при текстурах оползания, хотя слоистость и образует беспорядочно спутанный рисунок, все же границы слойков частично сохраняются.

Если к моменту взмучивания слойки уже несколько уплотнились, они образуют своеобразное мелкое раздробление — брекчиевидную текстуру взламывания (фиг. 285), являющуюся, таким образом, как бы частным случаем текстуры взмучивания.

Текстуры взмучивания могут быть в любых отложениях, однако наиболее характерны они для зоны мелководья.

Текстуры воздушных карманов

Текстуры воздушных карманов (air-pocket) обусловлены скоплением воздуха в обводненном песке. Они подробно охарактеризованы нами выше, при описании приливно-отливного побережья лагун (пляжей), для которых очень характерны. Механизм их образования заключается в том, что воздух, скапливающийся ниже смоченного приливом поверхностного слоя, ищет выхода из «воздушного кармана» и, с силой пробиваясь вверх, сминает и нарушает лежащие выше слойки. В результате получается смятие слойков, сходное с образующимися при оползании, с тем лишь отличием, что складочки смятия всегда ориентированы вертикально вверх (фиг. 199). Кроме того, они часто сопровождаются заполнением бывшей воздушной полости бесструктурным, осыпавшимся в нее песком или другим осадочным материалом. Аналогичные текстуры были получены Стюартом в лаборатории опытным путем (см. фиг. 200). Сходные текстуры образуются, очевидно, и в результате выхода из осадка пузырьков газа. В разрезе слойки в нарушенном участке могут загибаться вниз при осыпании осадка в полость, из которой вышел газ.

Текстуры усложнения основной формы

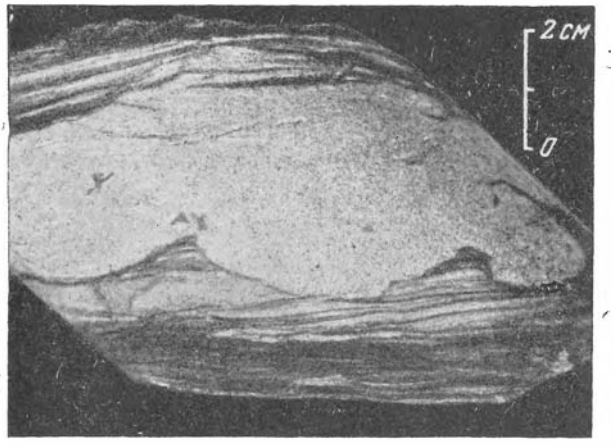
Это явление скорее следует считать не нарушением, а усложнением основной слоистости. Так, например, при медленном нарастании склона песчаного вала происходит дополнительное усложнение его поверхности (особенно у основания) за счет образования валиков ряби. В результате получаются крупные косослоистые серии, причем основание каждого косого слойка волнообразно изогнуто (см. фиг. 259). Такое явление неоднократно наблюдалось мной в косослоистых морских песках разного возраста, а также в отложениях подводной части дельты.

Микроразмывы и борозды течения

Размывы по масштабу могут быть очень различные — от микроразмывов в основании слойков, серий или пачек до более крупных размывов в основании слоев и пластов. Мы рассмотрим только первые, являющиеся текстурным признаком породы (вторые уже относятся к текстуре осадочных толщ).

Микроразмывы очень типичны для отложений приливно-отливных побережий, а также для поймы, т. е. для осадков, образующихся в условиях частой смены спокойной седиментации появлением течений, а также при периодическом осушении и уплотнении поверхности осадка. Мелкие размывчики в основании более грубозернистого прослоя или слойка частично уничтожают слойки лежащие ниже, но обычно на очень незначительную глубину (фиг. 286). Контакт размыва, как правило,

резкий. В отличие от размывов более крупного масштаба, выше линии микроразмыва часто нет материала из подстилающих, размываемых слойков (обычно более тонкозернистых). Очевидно, это связано с тем, что вначале, пока энергия движения воды еще велика, происходит размыв, и частицы осадка уносятся дальше. Затем, когда эта энергия несколько ослабевает, начинается седиментация осадка, заполняющего



Фиг. 286. Размывы в основании песчаных прослоев, нарушающие тонкую слоистость в постилающем алевролите на глубину не более 1—1,5 см. Отложения зоны волнений лагун и заливов. Сахалин, угленосная тоща Усть-Бошняковского месторождения. (Фото образца из коллекции Б. А. Сальникова)

углубления — неровности контакта размыва, мелкие карманы, которые разрывают сплошность слойков в верхней части размываемого прослоя. По механизму образования эти текстуры близки к текстурам борозд течения («тирбоглифам»), описанным Н. Б. Вассоевичем во флишевых отложениях и связанным с размывом ила донными течениями. Борозды течения появляются в результате турбулентности потока и завихрения его струй близ дна. Эти борозды на поверхности наслоения имеют вид языковидных углублений, которые заполняются более грубым, обычно песчаным материалом, несомым течением. Так как в ископаемых толщах, в частности во флише, поверхность наслоения обычно лучше видна в сцементированном песчаном осадке, последний дает как бы негативное изображение борозд течения, на направление которого указывают языковидные концы этих борозд. Песчаный осадок, лежащий в углублениях борозд, обычно наиболее грубый, выше он становится несколько тоньше и может иметь косую слоистость, подтверждающую формирование его в условиях донного течения.

Н. Б. Вассоевич (1953) указывает, что по внешнему виду, особенно если смотреть на нижнюю поверхность песчаного слоя, борозды течения («тирбоглифы», по его терминологии) похожи на описанные выше текстуры механического внедрения осадка при оползании («теггоглифы»). Однако генетически эти текстуры весьма различны: знаки внедрения образуются при спокойном выпадении осадка в почти неподвижной среде отложения и при последующей текучести этого осадка. Борозды же течения, наоборот, образуются в условиях движения среды отложения над неподвижным, выпавшим ранее осадком. Внимательное изучение позволяет обнаружить признаки их различия и в породе: знаки борозд течения отличаются от знаков внедрения более заостренной формой языков, боль-

шей их вытянутостью и параллельностью. Более точно их можно определить по внутреннему строению: для знаков внедрения характерно нарушение слоистости (деформация изгиба) внедряющегося осадка и более слабое нарушение слоистости (изогнутость) осадка подстилающего. Для микроразмывов и борозд течения характерна не нарушенность формы подстилающих слойков, а только их разрыв. Текстура же внедряющегося осадка либо неслоиста, либо является ненарушенной слоистостью течения (косой, косоволнистой).

Нарушения слоистости включениями

Эти нарушения обусловлены попаданием в осадок различных, чуждых данному осадку включений — глыб и обломков пород, валунов и галек, вулканических бомб и др. Изменения слоистости могут выражаться в разрыве или изгибе слойков, которые проявляются по-разному: вдавливанием, примыканием и огибанием (см. гл. V). В природе очень часто все три случая встречаются вместе; например, упавший на слоистый осадок валун может вызвать появление текстуры вдавливания. Продолжающие формироваться слойки сначала образуют текстуру примыкания, а затем — текстуру огибания.

Иногда в породе появляется участок с иным типом слоистости, причем причины появления этой слоистости не всегда понятны, особенно если границы участка выходят за пределы исследуемого обнажения (например, в керне буровых скважин). В ряде случаев это может быть связано с текстурами соскальзывания и обвала, когда глыбы или обломки породы, попадающие в осадок, сохраняют свою текстуру ненарушенной, но лишь как бы «переносят» ее в другое окружение. Эти текстуры могут быть развиты в отложениях у крутых берегов озер, рек и морей, особенно в первых, где обвалившийся материал имеет меньше шансов быть перемещенным и разрушенным.

Завороты косых слойков

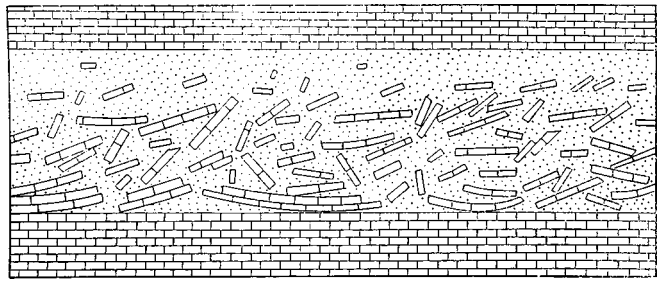
Завороты в обратном направлении верхних частей слойков в косослоистых сериях речных песков были описаны выше (см. гл. VIII). Возможно, что это особое проявление оползания в грубозернистом песчаном осадке, но не исключено и другое предположение — что это результат усиления механического давления струй потока на поверхность уже отложенного ранее песчаного вала. Может быть, эта деформация вызвана и какими-либо иными причинами. Однако, несмотря на неясность генезиса, фациальная их приуроченность к нижней части русловых отложений весьма характерна и может быть использована как один из диагностических текстурных признаков фации.

Деформации слоистости, обусловленые изменениями влажности и температуры, замерзанием и оттаиванием

Трещины усыхания

Наличие трещин усыхания как в современных осадках, так и в ископаемых отложениях отмечали многие исследователи, и они описаны во всех без исключения руководствах по осадочной петрографии и литологии. Однако везде они рассматриваются в основном как «знаки на поверхности наслоения». Механизм их образования был описан выше (см. гл. V). Влияние их на слоистость сказывается в разрыве слойков, а при

последующем высыхании осадка — в поднимании краев слойков; затем происходит окончательное раздробление слойчатой породы на обломки и образуется брекчиевидная текстура. Стадии этого перехода схематически показаны на фиг. 287. Иногда изогнутая форма слойков обусловлена



Фиг. 287. Межформационный конгломерат. Обломки слойков тонкослоистого известняка в результате растрескивания отрывались от своего слоя и располагались в лежащем выше слое грубозернистого кварцевого песка, образуя подобие конгломерата. Черепитчатое их расположение указывает на воздействие на дно течений, видимо, отрывавших верхние слойки. Мощность песчаного слоя около 1,5 м, мощность слойков известняка в среднем меньше 2,5 см. (По Шроку, 1950)

отложением илистого осадка на покрытой рябью поверхности, с последующим растрескиванием его вдоль валиков ряби. Эти текстуры характерны для условий временного сушения ила — для приливно-отливной зоны побережья морей и прибрежной части озер, для такыров пустынных областей, для некоторых участков пойм.

Относительно узкие и глубокие внедрения по трещинам

Этот тип нарушений связан с внедрением одного осадка в другой преимущественно по трещинам. Такие инъекции также бывают разных масштабов и разрывают как слои, так и слойки породы, но обычно без деформации изгиба. Внедрение может происходить как сверху вниз, так и (реже) снизу вверх.

Нарушение слоистости ледниковыми клиньями, морозными и морозобойными трещинами

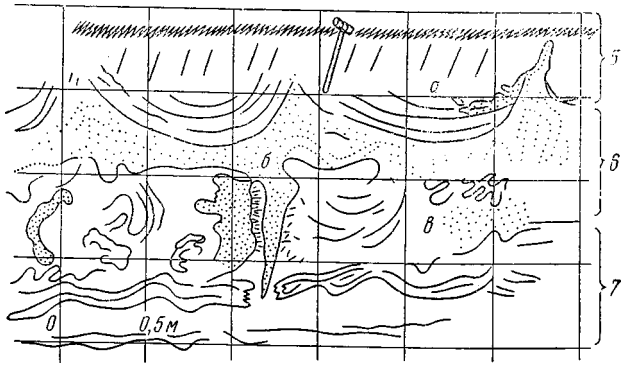
Эти специфические текстуры неоднократно описывались в четвертичных отложениях (Москвитин, 1958, и др.). Они образуются в результате растрескивания и раздвигания осадка вследствие замерзания в нем воды или трещиноватости грунта при сильном охлаждении и бо́льшем сжатии верхних горизонтов по сравнению с нижними; при этом замерзающая в таких трещинах вода опять-таки образует ледяные клинья, разрывающие слоистость. После вытаивания льда трещины заполняются лежащим выше осадком, обычно неслоистым. Иногда слойки втекающего осадка грубо повторяют контуры клина или трещины.

Нарушение слоистости в мерзлотных котлах, внедрением при оттаивании

В отличие от текстур, проявляющихся в основном в разрыве слойков, указанные явления вызывают изгиб и смятие последних. По форме они напоминают текстуры оползания, с той разницей, что здесь завороты

слойков направлены преимущественно вниз (фиг. 288). Эти текстуры связаны с вечной мерзлотой и эпохами оледенений.

Нарушение слоистости в результате взаимного внедрения слоев при оттаивании наблюдается тогда, когда на мягком влажном грунте, попеременно то замерзающем, то оттаивающем, лежит грубый осадок. После оттаивания породы приходят в несколько текучее состояние, и более тяжелые пласты проникают в отложения, лежащие внизу. По механизму образования эти текстуры сходны со знаками нагрузки и текстурами



Фиг. 288. Мерзлотные нарушения слоистости. Цифрами обозначены слои. (Зарисовка А. И. Москвитина, 1958).
а — мерзлотные нарушения; *б* — ледниковые клинья, *в* — смятие первичной слоистости

втекания, описанными выше. Такие текстуры были экспериментально воспроизведены в лаборатории.

Характерный вид описанных текстур позволяет определить их и в ископаемых отложениях, а тесная связь с периодическим падением температуры ниже нуля позволяет считать их хорошим диагностическим признаком для распознавания древних эпох оледенений и мерзлотных явлений в ископаемых отложениях.

3. ДЕФОРМАЦИИ СЛОИСТОСТИ БИОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Деформации слоистости, обусловленная деятельностью животных

Знаки на поверхности слойков (биоглифы)

Знаки на поверхности слойков чаще всего представляют собой извилистые следы ползания червей (или других донных животных). Вследствие сдавливания они в поперечном разрезе обычно имеют эллипсообразную форму. Эти знаки характерны для глинисто-алевритовых отложений и часто приурочиваются к контакту между зернистым и пелитовым осадком (Вассоевич, 1953), причем в последний они внедряются на небольшую глубину.

Следы ползания червей отмечаются во многих работах; к сожалению, они пока не могут служить фациальным индикатором, так как черви встречаются на самых различных глубинах и в разных фациальных обстановках. Однако все же обилие червей в современных морских фациях приурочено к литоральной зоне и к мелководным илистым участкам моря. Кроме следов ползания червей, на поверхности наслоения могут быть бороздки и ямки, оставляемые животными-бокоплавами, как это

показала М. Г. Барковская (1955), наблюдавшая осадки современных пляжей, а также различными другими плавающими близ дна животными. И. В. Хворова (1955) выделяет целую группу различного типа бороздок, по-видимому, оставленных в илистом дне плавающими близ дна животными — аммонитами, ортоцерасами и др.

Следы ползания червей на плоскости наслоения, так же как и другие следы животных на поверхности слойков, нарушают первично-слоистую текстуру осадка на очень незначительную глубину, и их скорее можно рассматривать как дополнительный к слоистости текстурный признак породы.

Нарушение слоистости животными, проникающими в осадок

Кроме животных, ползающих и плавающих близ дна, многочисленные животные — илоеды и зарывающиеся в ил (черви, моллюски) проникают в осадок достаточно глубоко. Они очень сильно нарушают первично слоистую текстуру, особенно первые, пропускающие через кишечник большую массу ила.

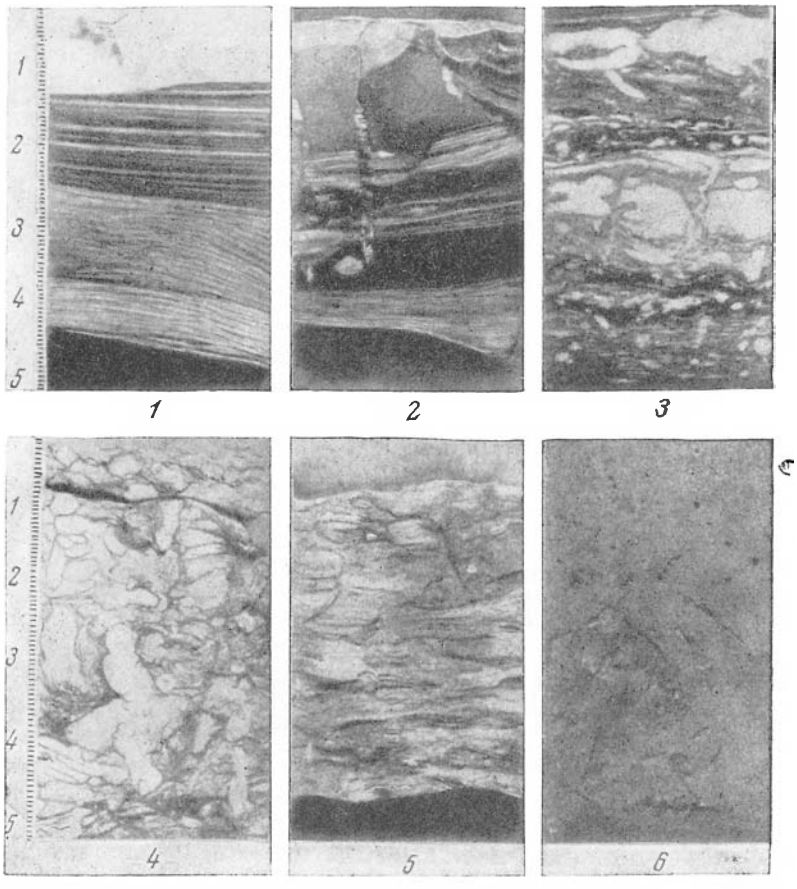
Существует большое разнообразие в степени нарушения слоистой текстуры роющими животными — от единичных ходов, секущих слоистость, до сильного ее нарушения и полного исчезновения. Некоторые исследователи придают этому явлению ведущее значение. Так, например, Моор и Скрутон (Moore and Scruton, 1957) выделяют такие типы текстур: слоистую правильную, слоистую неправильную, пятнистую и однородную, причем образование последних трех зависит от степени переработки осадка роющими животными. В неправильной слоистости еще сохраняется слоистая текстура, но уже появляются нарушенные участки. В пятнистой текстуре переработка осадка приводит к появлению отдельных пятен, однако различие материала еще видно. Наконец, однородная текстура является результатом полной неоднократной переработки осадка (фиг. 289). Мне кажется, что последний случай несколько надуман, и вряд ли осадок, даже полностью переработанный илоедами, может дать однородную текстуру, скорее он останется комковатым, пятнистым. Однако не исключено, что в некоторых случаях, если осадок не представляет чередования слойков, а однороден по составу, его неслоистая текстура может иметь биогенное происхождение.

Постепенность градаций нарушения слоистости животными не позволяет выделить какие-либо отчетливые границы и поэтому здесь можно лишь условно выделить два вида: слоистость нарушенная с бо́льшим или меньшим количеством следов илоедов и других животных, и слоистость, сильно нарушенная, когда лишь местами заметны слоистые участки, указывающие на существование первичной седиментационной слоистости, или слойчатости. В первом случае обычно в разрезе, перпендикулярном наслоению, видны отдельные норки и ходы разного размера, секущие слоистость (см. фиг. 229); во втором — осадок столь сильно взрыхлен и перемешан, что отдельные ходы даже трудно различимы, а слоистость видна лишь местами.

Следующая стадия — это полное исчезновение слоистости и приобретение породой неслоистой, комковатой или пятнистой текстуры, в которой иногда видны, а иногда не видны ходы животных. Иногда сильное нарушение первичной слоистости бывает приурочено к отдельным прослоям, относительно малой мощности.

И. К. Королюк (1958) на Мурманской биологической станции Академии наук СССР были проведены наблюдения над образованием текстуры нарушенной слоистости, возникающей в результате деятельности донных животных — червей пескожилов *Arenicola* и *Priapulus* и моллюсков *Mya* и *Macoma* (фиг. 290). В аквариуме были искусственно созданы слоистые

песчано-глинистые осадки, причем слои различались по цвету и механическому составу. Пескожилы (ареникола) после помещения в аквариум быстро зарывались в грунт, продавливая его сначала вниз, затем меняли ход на горизонтальный и после поворачивали вверх. Процессы зарывания и питания у червей разграничены, после быстрого зарывания они медленно передвигались в горизонтальном направлении, поедая при этом

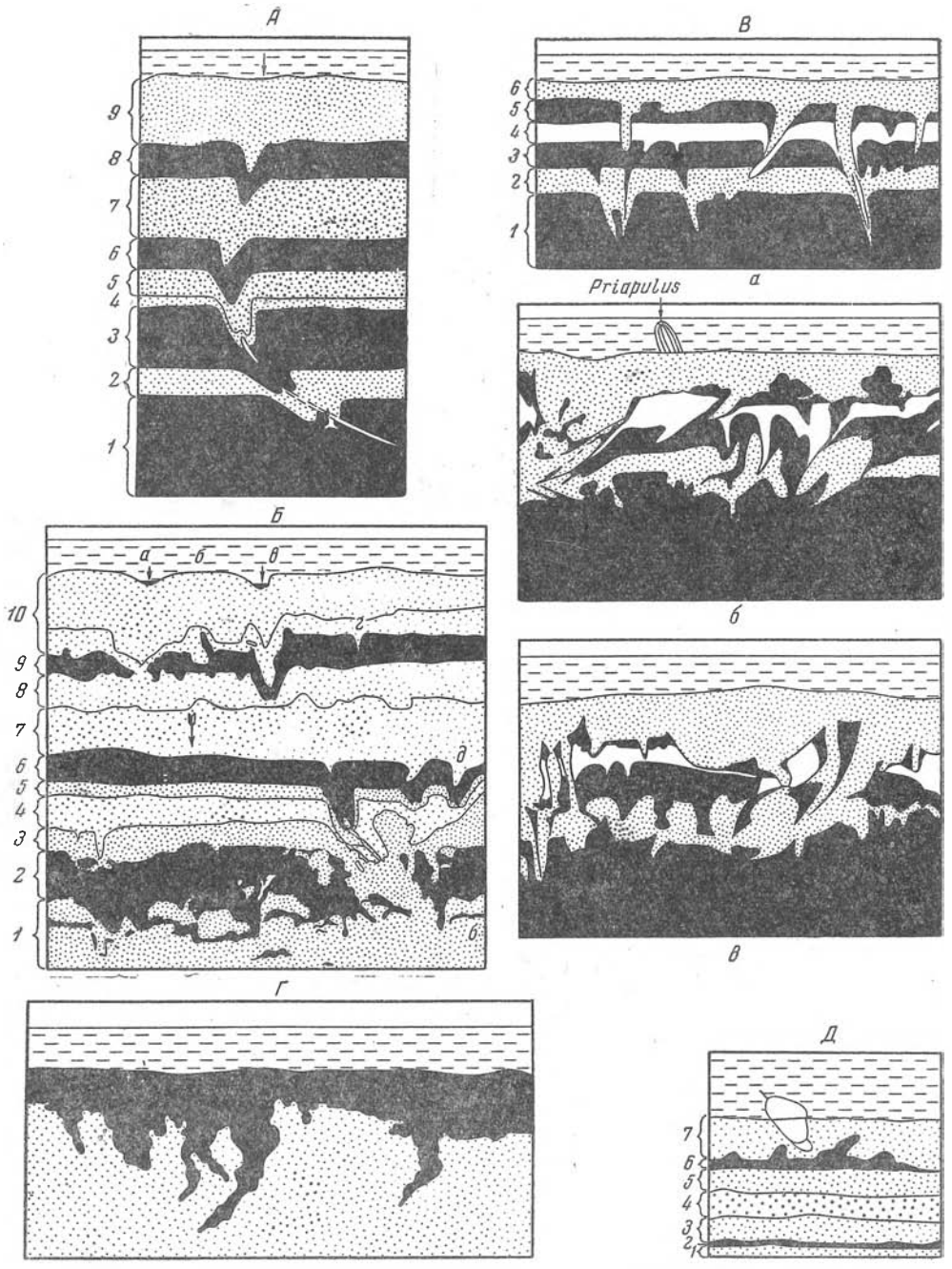


Фиг. 289. Законченная последовательность вторичных текстур в меловых отложениях Колорадо

1 — правильные слои, *2* — правильные слои с некоторыми пятнами; *3* — неправильные слои с пятнами; *4* — различимые пятна; *5* — неразличимые пятна; *6* — однородные пески. (По Moore a. Scruton, 1957)

ил. Фекалии выбрасывались наружу, образуя конусовидное накопление, причем в выбросах был материал нижних слоев грунта.

Зарывание пескожилов сопровождается вклиниванием треугольных участков (фестонов) материала лежащего выше слоя в нижний, а в многослойном грунте — образованием ряда последовательных фестонов, однообразно ориентированных (фиг. 290, *А*). В зоне питания характер нарушений более неправильный (фиг. 290, *Б*). Другие пескожилы (черви из рода приапулус) не строят постоянных норок и легко передвигаются в толще грунта. При этом они раздвигают грунт в стороны, не заглатывая его, а как бы разрезая; ход заполняется материалом верхних слоев



Фиг. 290. Опыты по нарушению слоистости зарывающимися животными. (По Королюк, 1958).

А — нарушение горизонтальной слоистости, произведенной червем-пескожилом *Arenicola marina* при зарывании. Второй день опыта, $^2/_5$ нат. вел. Стрелка — место зарывания; *1—9*—различные песчано-алеврито-глинистые слои, первично плоско-горизонтальные. Белая полоса — трубка хода. Для слоя 3 ход шел на некотором расстоянии от стекла аквариума. *Б*—нарушения, произведенные несколькими пескожилами. Пятый день опыта, $^2/_5$ нат. вел. *1—10* — различные песчано-алеврито-глинистые, первично плоско-горизонтально наслоенные осадки, *а—д* — ходы червей (*а, б, г, д* — далеко от стекла, лишь местами к нему приближаясь). Слои *1—2* были областью питания червей. *В* — нарушения, вызванные зарыванием червя *Priapulus*: *а* — первые часы опыта ($^3/_8$ нат. вел.) *б*— тот же опыт на пятый день ($^1/_4$ нат. вел.), *в*— тот же опыт, но другой участок, шестой день опыта ($^1/_2$ нат. вел.). *Г* — ровная поверхность раздела двух слоев алевритового песчаника, преобразованная миграциями пескожилов и приапулусов.

Д — нарушения, произведенные моллюском *Macoma baltica*. *1—7* — различные слои, слой *6* имел первоначально плоские границы. Второй день опыта, $^2/_3$ нат. вел.

грунта. При беспорядочном перемещении в разных направлениях приапулусы сильно нарушают первичную текстуру грунта, придавая ей причудливую форму (фиг. 290, *В*). Возможно нарушение границ раздела двух слоев в результате миграции в грунте пескожилов и приапулусов (фиг. 290, *Г*).

Моллюски *Mya arenaria* и *Macoma baltica* при зарывании в грунт или передвижении по нему также нарушают первичную слоистость последнего, перемещают и перемешивают материал различных слоев, образуя неправильные пятна ила смешанного состава. Своеобразные нарушения происходят в верхней части ила, когда к вдавливанию грунта ногой моллюска прибавляется действие его сифонов, взмучивающих осадок. На фиг. 290, *Д* видно, как тонкий (0,5 см) первоначально ровный слой темного песка, расположенный в 1 см от поверхности грунта, в результате жизнедеятельности макомы превратился в ряд причудливых языков, вытянутых кверху, образуя текстуру взмучивания биогенного происхождения. Плотность поселений зарывающихся моллюсков бывает весьма значительной и, следовательно, их роль в нарушении первичной слоистости может быть весьма большой.

И. К. Королюк правильно замечает, что «в осадке от самых животных нередко ничего не остается, и толщи, бывшие фактически заселенными богатой фауной, оставившей свои следы в виде специфических текстур, для геологов оказываются немыми, безжизненными» (1958, стр. 182). Рисунок нарушений может быть очень сложным, но так как нарушения, произведенные одним видом животных, имеют свои морфологические особенности, их можно отличить от нарушений, производимых другими организмами. Все это следует иметь в виду, особенно при изучении древних, докембрийских толщ, нарушения слоистости в которых геологи, действительно, часто объясняют механическими причинами (растрескиванием, оползанием), в то время как многие из них могли быть вызваны особыми видами неизвестной нам инфауны, остатки которой не сохранились; нарушениям, производимым ею, очевидно, должны быть присущи свои специфические особенности, которые и следует использовать при различных геологических построениях.

Нарушения слоистости животными обнаруживаются в любых отложениях, однако в ископаемых осадках наиболее часто они встречаются в комбинации с мелкой волнистой и пологоволнистой слоистостью, что указывает на седиментацию в условиях мелководья. Это вполне понятно, так как мелководье, хорошо аэрируемое и прогреваемое солнцем, наиболее благоприятно для развития в илу всевозможных червей, личинок и моллюсков.

В некоторых случаях нарушение слоистости роющими животными отмечается и в косослоистых сериях в морских песках (см. фиг. 260), причем оно приурочивается к более илистым косым слойкам. Очевидно, эти нарушения отвечают моментам затухания течений и прекращения роста песчаного вала. На склоне такого остановившегося вала, покрывающегося илистым налетом, селились различные донные животные, нарушавшие правильную форму косой слоистости. Дальнейшее нарастание вала, по-видимому, происходило настолько быстро, что животные уже не могли существовать, и поэтому косая слоистость приобрела правильный, ненарушенный рисунок.

Ходы организмов очень разнообразны по виду, форме, взаимному расположению и т. д. В некоторых случаях форма ходов может служить основанием для детального стратиграфического расчленения разреза. Так, например, в меловых отложениях Днепровско-Донецкой впадины выделяются ходы «веточковые», «палочковые» и т. д. (Бушинский, 1954). Вполне вероятно, что различная форма ходов может быть использована и как фациальный показатель, но пока такого материала еще нет.

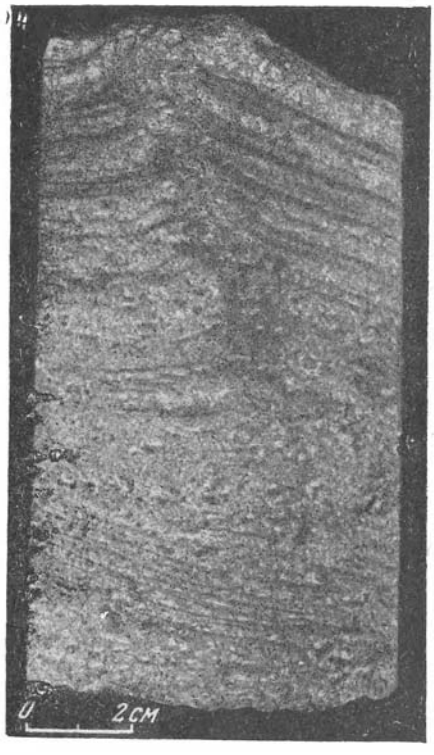
Деформации слоистости, обусловленные деятельностью растений

Нарушения слоистости проникающими в осадок корнями растений

Корневая система растений, проникая в осадок, разрушает слоистость, причем, так же как и при нарушении ее животными, степени этого нарушения могут быть самые различные. Поэтому и здесь совершенно условно выделяются два вида текстур: а) нарушение слоистости отдельными корнями и б) сильное нарушение слоистости корневой системой, причем по остаткам слоистой текстуры можно все же установить ее первоначальный тип. Примеры такого почти полного исчезновения слоистости приведены выше (см. гл. VIII, раздел «Слоистость болотных отложений»). Граница между этими видами очень условна, так как имеются постепенные переходы одного вида в другой. Дальнейшее изменение текстуры породы приводит к полному исчезновению слоистости и приобретению породой комковатой текстуры. Иногда, если илистый осадок, в который проникали корни, еще не был уплотнен, последние в процессе роста могли несколько загибать слойки вниз. Нарушения слоистости корнями растений являются постседиментационными.

Изгиб нарастающих слойков около корня или стебля

В ряде случаев в породе видно, что около остатка корешка или стебля растения горизонтально расположенные слойки слегка загибаются вверх.



Фиг. 291. Нарушение слоистости, по-видимому, примыканием слойков к стеблю растения. Донбасс, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

Появление изгиба обусловлено тем, что во время отложения слойка около стебля (или корешка) образуется небольшой бугорок. При этом

иногда в центре нарушения проходит тонкий обугленный остаток растения. Однако часто остатки растительности могут и не сохраниться (полностью разложиться), а изгибы слойков в виде бугорка останутся. Их отличие от других текстур, очевидно, состоит в том, что величина бугорка (а следовательно, и ширина деформации слойка) должна нарастать снизу вверх, что и наблюдается в ряде случаев в породе (фиг. 291). Это нарушение сингенетично осаждению.

Знаки на поверхности наслоения, образующиеся вследствие колебания растений

Водоросли, растущие на дне водоема, могут колебаться постоянными течениями в одном направлении; при этом они задевают дно и придают илистому осадку своеобразный рисунок. Так как осадок накапливается одновременно с ростом водоросли, то в разрезе породы получается как бы стержень, от которого отходит нарушение слоистости; окружность его все более увеличивается, причем ближе к стеблю слойки будут несколько загнуты вниз (так как колеблющийся стебель растения образовывал в осадке небольшую воронку). Эти нарушения сингенетичны осаждению. Возможно, что некоторые знаки на поверхности наслоения, приводимые как пример отпечатков, образовались именно таким путем.

Глава XII

ОСОБЕННОСТИ СЛОИСТОСТИ В РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ОБСТАНОВКАХ И ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЕ; ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУР

1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Приведенный сравнительный анализ всего фактического материала приводит к двум основным выводам.

1) Каждая фация характеризуется не одним каким-либо типом слоистости, а определенным комплексом слоистых текстур. При этом установлено:

а) В комплексе типов слоистости, характеризующем фацию, *некоторые типы являются основными, ведущими, определяющими фацию. Другие типы,* хотя и могут быть очень распространенными, но *менее характерны вследствие своей полифациальности. Третьи встречаются редко и не характерны.* Наконец, некоторые типы могут появляться редко, но их присутствие очень существенно для фациальной диагностики.

б) Сочетание текстур и их смена в разрезе в ряде случаев тоже *являются диагностическим признаком, так как смена эта обычно происходит в определенной последовательности, обусловленной фациальной обстановкой.*

в) Некоторые типы могут быть характерны только для какой-либо одной фации или группы фаций, другие, наоборот, полифациальны и могут присутствовать почти во всех обстановках; иногда для фации характерно постоянное отсутствие какого-либо типа слоистости.

2) *Один и тот же морфологический тип слоистости в разных фациальных обстановках различается по видовым или каким-либо другим признакам, по которым и может быть определен как генетический тип* (т. е. определена фация).

Первый вывод иллюстрируется таблицей XV, второй — таблицами XVI, XVII и XVIII [1]. При этом следует оговориться, что в таблицы включены не все фации, описание слоистости которых дано в тексте, так как материал, характеризующий слоистость некоторых из них (например, слоистость отложений горных временных потоков и др.), еще очень недостаточен, да и слоистость включенных в таблицу фаций охарактеризована далеко не равномерно; для некоторых фаций требуются уточнения и дополнения (например, для слоистости озов и камов, для отложений поперечных течений, лиманов). Однако слоистость основных фациальных обстановок охарактеризована все же достаточно детально.

2. СВЯЗЬ КОМПЛЕКСОВ ТИПОВ СЛОИСТОСТИ С ФАЦИЯМИ

В таблице XV показана связь разных типов слоистости с разными фациями и фациальными обстановками. В вертикальных рядах таблицы приведены характеризующие данную фацию простые и сложные типы слоистости, а также сопутствующие им некоторые текстуры нарушений слоисто-

[1] Классификационные таблицы XV—XVIII приведены в конце второй части.

сти и неслоистые. Условными знаками показаны: основные типы слоистости, типы, часто встречающиеся, но нехарактерные и не определяющие фацию, и типы, встречающиеся более редко; отмечены также типы очень характерные, хотя иногда и редкие (в том числе и те, которые могут появиться лишь при особых, специфических условиях), а также типы теоретически возможные, но пока еще никем не описанные в данной фации и поэтому требующие проверки. Таким образом, *в каждом вертикальном ряду таблицы XV показан комплекс текстур, характеризующий данную фацию.*

Разберем несколько примеров.

1) В графе «Континентальные эоловые отложения пустынь» видно, что основным, ведущим типом слоистости является косая — крупная или очень крупная. Кроме того, иногда могут быть встречены прослои мелкой волнистой асимметричной слоистости ряби. Горизонтальная слоистость чаще отсутствует (как редкое исключение она наблюдается в глинистых прослоях в отложениях такыров), что также является в данном случае диагностическим признаком. Наконец, сложный тип слоистости «елочкой» отмечен только в этой фации, но встречается он не в любых эоловых отложениях, а лишь в продольных дюнах пустынь — сайфах (см. гл. VII).

2) Для пойменных отложений характерно чередование имеющих равное значение нескольких типов слоистости (всегда мелкой): косой, косоволнистой, волнистой асимметричной, полого-волнистой, горизонтальной и сложной волнистой.

3) В отложениях подводной части дельты основным типом слоистости является косая — крупная или очень крупная, однако иногда она может быть и мелкой. Кроме того, среди косой слоистости встречаются прослои косоволнистой и волнистой мелкой асимметричной слоистости ряби течений. Иногда могут быть встречены подчиненные прослои волнистой симметричной слоистости. Характерно также образование сложной «пучковидной» слоистости.

4) Морским отложениям мелководной зоны волнений присущ комплекс различных типов волнистой слоистости, с прослоями горизонтальной и при отсутствии косой. При этом особенно характерно наличие симметричной волнистой слоистости ряби волнений, встречающейся преимущественно в фациях прибрежно-морской обстановки, в то время как волнистая асимметричная слоистость, так же как и косоволнистая (ряби течений), весьма полифациальны и присутствуют в любых отложениях: эоловых, речных, флювиогляциальных и морских.

5) Отложения морских «мутевых течений» высокой плотности обладают горизонтальной слоистостью, часто крупной, выявляемой ритмической сортировкой материала, иногда сопровождаемой подчиненными прослоями мелкой косоволнистой слоистости ряби течений и текстурами оползания. Симметричная волнистая слоистость в них всегда отсутствует.

Приведенных примеров достаточно, и мы не будем больше останавливаться на разборе комплексов, характеризующих все фации.

Каждый горизонтальный ряд табл. XV показывает, в каких фациях может быть встречен данный тип слоистости. Это важно знать уже при полевых работах: геолог, видя обнажение, выработку или керн, определяет тип и подтип слоистости по форме и величине слойков и серий и сразу же может примерно представить себе, какие генетические типы имеют такую слоистость. При этом, как мы уже говорили выше, некоторые типы встречаются в ограниченном числе обстановок, другие же распространены шире (полифациальны). Например, очень крупная косая слоистость характерна для эоловых отложений и дельт, а в некоторых случаях отмечается в отложениях временных потоков и донных морских течений. Как видим, это фации очень разнообразные и далекие. Однако другие признаки слоистости, указанные в табл. XVI, позволяют определить ее более точно.

Косая крупная и мелкая слоистость встречается в очень многих фациях, но остальные ее признаки (так же как и для очень крупной) позволяют достаточно уверенно устанавливать фациальную обстановку ее образования (см. табл. XVI). Поэтому различные виды косой слоистости являются очень хорошими фациальными показателями.

Косоволнистая слоистость (т. е. слоистость ряби течений) как тип очень полифациальна и в разных фациях различается слабо.

Волнистая слоистость присуща многим фациям; однако крупная симметричная вогнуто-выпуклая слоистость преимущественно характеризует прибрежно-морские дюны, а крупная мульдообразная может быть встречена лишь в прибрежных морских осадках. Мелкая волнистая симметричная слоистость, образуемая устойчивой рябью волнений, характеризует прибрежно-морские отложения. Мелкая несимметричная волнистая слоистость полифациальна.

Пологоволнистая слоистость связана с многими фациальными типами осадка и появляется обычно при сочетании слабых волновых движений среды и попеременного осаждения различного материала, в общем достаточно тонкозернистого (преимущественно от мелкозернистого песка до глины).

Горизонтальный тип слоистости может быть встречен почти в любых отложениях, и различается он в разных фациях не по признакам формы, а главным образом по внутреннему строению слойков, способу их группировки в более крупные слоевые единицы и т. п.

Однако в том случае, когда горизонтальный тип слоистости является основным, ведущим, это обычно указывает на выпадение осадка из взвеси в неподвижной среде водоема — озера, лагуны, моря (за исключением отложений поперечных и донных течений, но в последнем случае диагностическим признаком служит сочетание горизонтальной формы слоистости с грубозернистым материалом; см. табл. XVIII).

Широкое развитие слоистости, обусловленной рельефом поверхности отложения (наклонной, заполнения и облекания) связано с отложениями склонов — делювием, конусами выноса и сухими дельтами, а иногда с лёссовыми накоплениями или отложениями на отмелях.

Существенны для диагностики фаций и некоторые сложные типы слоистости. Диагональная слоистость является основным текстурным типом отложений временных потоков пустынь. Однако в подчиненном развитии она может быть встречена и в других фациальных обстановках: в старичных и флювиогляциальных отложениях, а также, по-видимому, в лиманах и в зоне морских донных течений переменных скоростей. Пучковидная слоистость характерна преимущественно для дельт, баров и пляжей, т. е. для крупных песчаных образований в прибрежно-морской области. Слоистость «елочкой» отмечена пока только в продольных дюнах пустынь. Сложная волнистая слоистость обычно встречается там, где широко развиты различные типы волнистой слоистости, и сама по себе нетипична. Сложная полосчатая слоистость характерна для биогенных, биогенно-хемогенных и биогенно-терригенных осадков, и ее генетическое значение в некоторых случаях может быть очень велико. Кроме указанных типов слоистых текстур, диагностике фаций помогает наличие некоторых текстур нарушенной слоистости и неслоистых. Например, обратный заворот слойков в верхней части крупной косослоистой серии был отмечен в русловых речных отложениях. Нарушения типа мерзлотных клиньев, естественно, в первую очередь связаны с флювиогляциальными осадками. Нарушение слоистости «воздушными карманами» характерно для пляжей — морских и особенно для лагунных. Что же касается текстур оползания, то они могут быть встречены во многих фациях, хотя более типичны для морских. Текстуры нарушения слоистости донными животными и илоедами наиболее часто развиваются в зоне мелководья морей, заливов и лагун.

В некоторых случаях характерно постоянное отсутствие какого-либо типа слоистости. Так, отсутствие горизонтальной слоистости типично для эоловых накоплений и особенно для прибрежно-морских дюн. Волнистая симметричная слоистость не встречается в континентальных отложениях разных фаций, а постоянное отсутствие ее в морских отложениях указывает на седиментацию на достаточно больших глубинах и т. д.

Дальнейшая характеристика признаков слоистости, позволяющая различать ее в разных фациальных обстановках, дана по трем основным типам — косой, волнистой (с переходными типами) и горизонтальной — в табл. XVI, XVII, XVIII. В этих таблицах приводятся и некоторые другие определения: название породы, степень сортировки, а также указано, чем определяется слоистость.

Слоистость кластогенных пород обычно проявляется либо в слабом изменении гранулометрического состава внутри слойка, либо в чередовании слойков различного гранулометрического состава, либо же в отложении каких-либо примесей на поверхности слойка. Лишь в эоловых отложениях, кроме того, не меньшую, а иногда даже бо́льшую роль играет различная плотность укладки зерен в слойках. Таким образом, этот структурно-текстурный признак (в чем проявляется слоистость) в большинстве случаев не является фациальным. Зато очень существенным фациальным показателем служат примеси, подчеркивающие слоистость: послойный налет глинистого материала, слюды и растительного детрита, прослои темноцветных и тяжелых минералов, послойное расположение остатков фауны, гальки или более грубозернистого материала и т. д., а также ритмическая сортировка материала — прямая или обратная. Текстурные признаки указываются в табл. XVI, XVII и XVIII в определенном порядке. В первую очередь приводятся признаки, определяющие подтип, вид и разновидность внутри каждого типа, а затем и остальные, в соответствии с табл. I—V (в конце первой части). Остановимся теперь на генетических различиях каждого морфологического типа.

3. КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Наибольший интерес для фациального анализа представляет косая слоистость, особенно — крупная. Она лучше других изучена, а специфические черты ее, зависящие от фациальных условий седиментации, более отчетливы, что и позволяет различать ее генетические типы.

Состав пород, в которых встречается косая слоистость, разнообразен — от галечников до алевритов, однако, преимущественно они песчаные, с теми или иными примесями; состав эоловых отложений в основном мелко-зернистый.

Обращаясь к признаку «мощность серий», мы видим, что большинство фаций имеет слоистость крупную или же крупную, переходящую в мелкую. Таким образом, более показательными по этому признаку являются крайние подтипы — слоистость очень крупная или же мелкая, переходящая в очень мелкую. Однако этот признак важен не столько для определения фации, сколько в качестве показателя интенсивности движений среды отложения, что часто бывает необходимо знать при изучении любой фации.

Очень важным видовым признаком является соотношение границ серий — параллельное, смещенное или перекрестное. И здесь тоже наиболее характерны два крайних вида. Форма серийных швов (определяющая подвид) как фациальный признак не показательна, может быть, отчасти потому, что на него обращали вообще мало внимания и особенности его еще недостаточно изучены в осадках разных фаций.

Следующим, очень существенным фациальным признаком является направленность слойков в смежных сериях (по которому выделяются

разновидности). При этом однонаправленные слойки могут быть почти в любых фациях (хотя только однонаправленная слоистость более типична для континентальных отложений — речных и временных потоков), что же касается разнонаправленных слойков, то характер разнонаправленности (веерообразной, попеременной, беспорядочной) тесно связан с фацией осадка. То же относится и к форме слойков: прямолинейная форма слойков наблюдается в любых фациях, однако только одна прямолинейная присуща лишь временным потокам и пляжам.

Вогнутые слойки различны по характеру вогнутости (см. гл. V) в разных фациях. Форма s-образная характерна только для морских отложений, форма, выпуклая по-видимому, может быть встречена лишь в эоловых накоплениях. Иногда характерным признаком является и соотношение слойков внутри серии, особенно для сходящихся слойков разных типов.

Усложнение формы косых слойков — признак очень важный — заворот верхней части слойков был отмечен только в русловых отложениях; волнистая форма нижней части косых слойков, обусловленная усложнением основания склона песчаного вала, характерна для прибрежно-морских образований — дельт, баров и осадков донных течений.

Мощность слойков — признак малохарактерный. Зато строение слойков, особенно сортированное (прямое или обратное),— признак весьма существенный. Отчетливость проявления слоистости не зависит от изменения фаций, но все же этот признак следует отмечать, так как он дает указания на некоторые особенности седиментации внутри фации.

Угол наклона слойков является важным признаком, так как он определяется углом естественного откоса в данных условиях (см. гл. IV). В эоловых отложениях он очень постоянен, выдерживается в пределах 30—34°. В речных отложениях угол средний, большей частью около 20—30°. В морских осадках угол наклона слойков более пологий (10—25°), а в отложениях пляжей обычно очень пологий — чаще не более 15°. В отложениях временных потоков пустынь он, наоборот, крутой и достигает 40—45° и т. д. Очень характерно изменение углов наклона слойков внутри одной серии: попеременное их выклинивание в прибрежно-морских дюнах, устойчивый угол во временных потоках, угол, увеличивающийся по направлению течения, в отложениях дельт, баров и пляжей, что и создает в ряде случаев характерную для них пучковидную текстуру.

Распределение слойков в серии различно в разных фациях: равномерное может быть везде, пачечное — присуще только эоловым и морским, а неравномерное — преимущественно речным.

Очень характерным признаком, как видно из табл. XVI, являются включения галек, растительных остатков, фауны и др. Весьма существенно распределение серий в пласте и их смена (текстурный признак, связанный частично уже со слоистостью толщ), так как каждая фация имеет свои, присущие только ей особенности изменения серий и чередования косой слоистости с прослоями слоистости других типов. Этот признак выразить в таблице довольно трудно, поэтому его следует проанализировать, исходя из данных, приведенных в тексте, после приблизительного определения фациального типа. То же относится в значительной степени и к дополнительным признакам каждой фации, указанным в приложении к таблице.

Разберем по табл. XVI некоторые примеры определения фации по описанию косой слоистости.

Первый пример. Песчаник, от мелкозернистого до среднезернистого.

Слоистость обусловлена слабым изменением гранулометрического состава (табл. 22). Слоистость косая, крупная, резко перекрестная, слабо изогнутая, веерообразно разнонаправленная. Слойки вогнутые, слабо

сходящиеся, однородные, но иногда заметна неотчетливая прямая ритмическая сортировка. Мощность слойков 1—2 см. Наклон слойков изменчив, максимальный достигает 30°. Распределение их в серии равномерное. Иногда на поверхности слойков заметен растительный детрит в небольшом количестве. В середине толщи состав серий более грубозернистый.

По мощности серий (подтипу) это может быть почти любая фация из указанных на табл. XVI. Однако по видовому признаку — соотношению границ серий — это могут быть осадки эоловые (пустынные и прибрежно-морские), флювиогляциальные и дельтовые. Веерообразная направленность слойков и их однородность заставляют отказаться от мысли, что это временные потоки; эти признаки также менее характерны для флювиогляциальных отложений, для эоловых же не характерны сходящиеся слойки; однако окончательно отрицать принадлежность к этим фациям анализируемых отложений мы пока все же не можем. Намечающаяся прямая ритмическая сортировка позволяет более уверенно отвергнуть эоловое происхождение, наличие же растительного детрита и погрубение пород к середине толщи не характерно для флювиогляциальных отложений. Таким образом, остается только считать эти отложения дельтовыми. Проверяя все остальные признаки, мы видим, что угол наклона и погрубение осадка к середине толщи подкрепляют этот вывод. Если же мы еще обнаружим в какой-либо серии пучковидную слоистость или морскую фауну, можно с еще большим основанием относить данные отложения к подводной части дельты.

Второй пример. Песок среднезернистый с небольшой примесью мелкозернистого.

Слоистость обусловлена слабым изменением гранулометрического материала и налетом слюды на поверхностях наслоения. Слоистость косая, крупная, с отдельными сериями очень крупными, смещенная, почти прямая, переменно-разнонаправленная. Слойки сходящиеся, вогнуты лишь у основания серии, в некоторых сериях имеют s-образную форму. Они довольно отчетливы, имеют двучленное строение. Мощность слойков около 0,5 см. Угол падения слойков постоянный — около 20°. Распределение слойков в серии равномерное, но некоторые серии имеют пачечное строение; включений нет. Серии однородны, закономерности в изменении их мощности не отмечено. Прослоев иной текстуры нет, сложных типов тоже нет.

Разберем эти признаки с помощью табл. XVI.

Крупная слоистость встречается во многих фациях, но очень крупная может быть в осадках эоловых (пустынь и прибрежно-морских дюн), русловых, пустынных временных потоков, дельтовых, донных морских течений и в некоторых случаях на пляжах. Видовой признак (смещенность серий) ставит под сомнение возможность отнесения этой породы к фации пустынных потоков, а попеременная разнонаправленность слойков исключает все генетические типы, кроме пляжей и донных морских течений; s-образная форма слойков указывает на морской генезис, так как она характерна преимущественно для морских отложений, а указанные углы наклона не типичны для пляжей. Отсутствие горизонтально-слоистых серий, типичных для временных потоков, заставляет тем более отвергнуть мысль о принадлежности отложений к этой фации. Проверяя все остальные признаки, мы видим, что они также отвечают слоистости донных морских течений; особенно существенно беспорядочное появление более крупных серий среди более мелких.

Таким образом, разбирая последовательно все признаки, мы определяем генетический тип слоистости.

В приведенных примерах умышленно взяты менее характерные случаи. Но возможно, что более характерные, монофациальные признаки, особенно если их несколько, помогут еще более быстро и однозначно решить вопрос о генезисе породы.

Таблица 22

Пример определения генетического типа отложений по признакам косой слоистости

Описание слоистости			Континентальные отложения						Морские отложения			
			эоловые		речные		ледниковые, флювиогляциальные	временных потоков пустынь	прибрежные			зоны донных морских течений
			дюны, барханы пустынь	прибрежно-морские дюны	русловые	пойменные			подводной части дельты	баров, пересыпей	пляжей, бичей	
Порода		Песчаник от мелкозернистого до среднезернистого	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Признак, выявляющий слоистость		Слоистость выявляется слабым изменением гранулометрического состава в слойках	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Подразделения морфологической классификации	тип и подтип	Косая крупная	+	+	+	—	+	+	+	+	+	+
	вид	Резко перекрестная	+	+	—	—	+ ?	—	+	—	—	—
	подвид	Слабо изогнутая	+	+			+ ?		+			
	1-я разновидность	Веерообразно разнонаправленная	+	+	—		+ ?	—	+	—	—	—
	2-я разновидность	С вогнутыми слойками	+	+			+ ?		+			

Таблица 22 (окончание)

Описание слоистости		Континентальные отложения						Морские отложения			
		эоловые		речные		ледниковые, флювиогляциальные	временных потоков пустынь	прибрежные			зоны донных морских течений
		дюны, барханы пустынь	прибрежно-морские дюны	русловые	пойменные			подводной части дельты	баров, пересыпей	пляжей, бичей	
Остальные признаки слойков	Слабо сходящиеся	+	+			+		+			
	Однородные	+	+			+		+			
	Иногда со слабой прямой ритмической сортировкой	—	—			?		+			
	Отчетливые	—	—			+		+			
	Мощность 1—2 см					+		+			
	Угол наклона изменчивый	—	—			?		+			
	Угол наклона достигает 30°					+		+			
	Распределение в серии равномерное					+		+			
	На поверхности слойков растительный детрит в небольшом количестве					—		+			
	В середине толщи состав пород более грубозернистый					—		+			

Вывод: отложения подводной части дельты

\+ признак типичен.

— признак не типичен.

? значение признака недостаточно ясно.

Примечание. Кроме признаков, перечисленных в таблице, имеют значение связи с другими отложениями (по вертикали и боковые), а также наличие прослоев слоистости иного типа (например, волнистой).

4. ВОЛНИСТАЯ СЛОИСТОСТЬ И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Волнистая слоистость, как мы уже отмечали, в общем менее пригодна для распознавания фаций, чем косая, так как она связана преимущественно с образованием различной ряби, механизм формирования которой одинаков в самых разнообразных обстановках.

Диапазон пород, имеющих волнистую слоистость, очень ограничен, преимущественно размером частиц (большей частью фракции мелкозернистого песка или алеврита). Иногда в строении породы со знаками ряби участвуют глина или среднезернистый песок, но чаще они встречаются лишь в виде примеси. Определяется волнистая слоистость, так же как и косая, чередованием слойков разного состава или изменением гранулометрического состава слойков, или же примесью на поверхности наслоения растительных остатков, глины, раковинного детрита, слюды, реже — более грубозернистого материала.

Как видно из табл. XVII, слоистость косоволнистая и волнистая несимметричная встречаются во всех фациальных обстановках, что же касается симметричной слоистости, то она наблюдается только в мелководных и прибрежных морских или бассейновых отложениях; иногда она встречается в осадках ваттовых побережий, а также в виде прослоев в отложениях баров и дельт, но чаще всего — в зоне прибрежно-морского мелководья.

Следовательно, наличие в комплексе разных типов слоистости мелких серий симметричной волнистой слоистости уже дает первое указание на то, что это отложения морские (или вообще бассейновые, так как это может быть и опресненный водоем). Кроме того, симметричная волнистая слоистость крупного масштаба характеризует разрезы прибрежно-морских дюн в направлении, поперечном направлению ветра, здесь механизм ее образования иной, а в другом разрезе она переходит в косую слоистость.

Пологоволнистая слоистость тоже может быть встречена во многих фациях, однако в качестве основного, ведущего типа она характерна для морских отложений.

По величине серий волнистая слоистость всех типов преимущественно мелкая. Поэтому для диагностики фаций по подтипам пригодна лишь крупная волнистая слоистость, встречаемая в дюнах и прирусловых отмелях, реже — в прибрежно-морской зоне мелководья и ваттов. Очень мелкая волнистая слоистость была описана лишь в морских отложениях, однако наличие ее в других фациях не исключено.

Видовой признак слоистости — соотношение серий в данных типах — не определяет фацию, но указывает на характер течений или волнений внутри фации. По-видимому, существенным должен быть признак одно- или разнонаправленности слойков в смежных сериях косоволнистой слоистости, однако в этом направлении не было пока проведено достаточного количества наблюдений. Очевидно, следует особенно обратить внимание на направление слойков в смежных группах серий, так как в сериях внутри одной группы, вероятно, слоистость всегда будет однонаправленной (как слоистость ряби устойчивого, но слабого течения).

Как мы уже говорили выше, очень характерен признак симметричности или несимметричности для основного типа волнистой слоистости. Асимметричная разновидность последней генетически связана с косоволнистой слоистостью, в которую она переходит при более сильном смещении валиков ряби (что влечет выпадение слойков пологого склона); и та и другая — результат ряби течений. Симметричная волнистая слоистость образуется рябью волнений и генетически более тесно связана с пологоволнистой слоистостью, которая в большинстве случаев возникает при очень слабых волнениях среды осаждения.

По-видимому, хорошим фациальным признаком должны быть индекс ряби и показатель ее асимметрии, а также приуроченность разного материала к той или иной части ряби. К сожалению, этот признак не изучен для всех фаций, в большинстве работ указываются лишь признаки отличия ряби эоловой от ряби водной вообще (без разделения по фациям). Мне думается, что если геологи, вместо того чтобы подробно описывать форму поверхности ряби (которая бывает очень разнообразной в одной и той же фации), обратят внимание на массовые замеры показателей — $l : h$ и $дп : дк$, то можно будет по этому признаку найти характерные отличия ряби в различных фациальных обстановках. Пока отмечено, что эоловая рябь имеет высокий индекс (до 30—40 и более), по-видимому, у нее должно быть большим и отношение $дп : дк$. Мною в одном разрезе установлен очень устойчивый индекс ряби во флювиогляциальных отложениях (см. гл. X), изменявшийся в узких пределах 7—9 (иногда до 10) несмотря на различный размер ряби. Однако неизвестно, следует ли считать этот индекс типичным для всех случаев.

Для ваттов и прибрежной зоны мелководья было отмечено разнообразие индексов ряби от 2—3 до 10—30. Для остальных фаций эти показатели не изучены.

Следующие признаки волнистой слоистости, указанные в табл. XVII, большей частью очень неустойчивы и полифациальны. Наиболее характерными из них являются включения растительных остатков, фауны и др.

Существенны для различных фаций дополнительные признаки волнистой слоистости, а также переслаивание ее с другими текстурами и парагенетические связи фаций. Так, например, если волнистая слоистость встречается лишь в виде прослоев среди косой, то лучше сосредоточить внимание на изучении последней, а в волнистой лишь посмотреть — подтверждает ли она фацию, установленную по косой слоистости. Волнистая слоистость без переслаивания с косой может встречаться главным образом в прибрежных отложениях ваттов, морского мелководья и лагун, а также в пойменных осадках. Различия слоистости ваттов и отложений морского мелководья пока недостаточно ясны. Слоистость прибрежного мелководья лагун отличается от них меньшей правильностью и выдержанностью и большей «растрепанностью» рисунка, что же касается пойменных отложений, то для нее характерны еще прослои мелкой косой и горизонтальной слоистости. Кроме того, пойменные отложения узнаются по парагенезису с речными русловыми, в которые они обычно переходят вниз по разрезу.

Разберем некоторые примеры определения волнистой слоистости по табл. XVII.

Первый пример. Песок мелкозернистый с примесью алеврита. Слоистость проявляется в небольшом изменении гранулометрического состава в каждом слойке и подчеркивается послойным расположением растительного детрита. Слоистость косоволнистая, крупная (мощность серий 25—25 см) перекрестная, вогнутая, однонаправленная. Слойки вогнутые, слегка сходящиеся, мощность их около 1 мм, однородные, равномерно распределенные в серии, непрерывные и довольно отчетливые. Серийные швы почти не видны. Мощность серий несколько уменьшается снизу вверх по разрезу.

Структурные и структурно-текстурные признаки этой породы слишком полифациальны. Однако уже первый признак текстуры — крупный размер серий — для косоволнистой слоистости отмечается преимущественно в прирусловой отмели, хотя может встречаться и в прибрежно-морских отложениях и в зоне ваттов, т. е. в различных обстановках. Последующие признаки слоистости в этих трех различных фациях тоже сходны. При этом непрерывная слоистость все же более характерна для прирусловой

отмели, так же как и неотчетливость серийных швов, сходящиеся слойки и растительный детрит, хотя все эти признаки «не противопоказаны» и прибрежно-морским отложениям. Несколько больше подтверждается правильность отнесения осадка с данной слоистостью к прирусловой отмели характерным для нее закономерным уменьшением мощности серий снизу вверх по разрезу.

Однако достаточно четкого однозначного вывода мы все же не получили. Окончательно решить вопрос можно только по соотношению фаций вверху и внизу: если ниже по разрезу наблюдается русловая косая слоистость, то это, несомненно, отложения прирусловой отмели. Если же ниже виден постепенный переход в отложения с морской фауной, то, очевидно, надо считать, что определяемые отложения относятся к прибрежно-морским, хотя и нетипичным.

Второй пример. Песок мелкозернистый.

Слоистость определяется в основном тонким глинистым налетом на поверхности слойков. Слоистость волнистая, симметричная, мелкая, перекрестная (мульдообразная), вогнутая. Индекс ряби около 5. Слойки вогнутые, параллельные, тонкие, однородные, равномерно распределенные в серии. Включений нет. Слоистость довольно правильная, непрерывная, отчетливая, серии более или менее равномерны, однотипны. Местами отмечаются участки со слоистостью, нарушенной донными животными и ходами илоедов. Косослоистых прослоев нет. Структурные признаки здесь не выявляют фациального характера осадка.

Переходя к рассмотрению текстурных признаков, мы видим, что симметричная форма волнистой слоистости, при мелком ее масштабе, ограничивает выбор между отложениями пяти фаций: ваттов, прибрежно-морских, прибрежно-лагунных, возможно — баров и дельт. Однако обязательное присутствие в двух последних прослоев с крупной косой слоистостью и отсутствие ее в данном случае сразу же позволяет отказаться от возможности отнесения к двум последним фациям. Остается предположить, что это очень близкие по условиям седиментации фации ваттов, прибрежно-морские и прибрежно-лагунные, большинство признаков которых совпадает, хотя непрерывность, отчетливость и правильность слойков все же более свойственны прибрежно-морским отложениям (но могут быть и в двух других), а для лагунных более типична неправильная, «растрепанная» слоистость.

Здесь, в отличие от первого примера, сразу резко ограничивается количество возможных фаций, но близость их не дает возможности уверенно и окончательно выбрать из них какую-либо одну. В данном случае решению вопроса опять могут помочь парагенетические связи или же находки фауны (морской или лагунной).

Таким образом, мы видим, что на данной стадии изучения волнистая слоистость является более плохим показателем фации, чем косая.

5. ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ СЛОИСТОСТЬ И ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Горизонтальная слоистость, естественно, очень однообразна по форме, все различие ее заключается в правильности или неправильности слойков. Однако диапазон пород, обладающих горизонтальной слоистостью, пожалуй, наиболее велик.

При определении фации для этого типа слоистости ведущее значение приобретает не форма, а строение слойков и распределение их в слоевых элементах следующих порядков (пачках, сериях, слоях).

Две фации, имеющие горизонтальную слоистость,— отложения морских глубоководных течений, мутевых и поперечных — резко отличаются от других фаций значительно большей грубозернистостью материала при горизонтальной форме слойков, наличием отчетливой ритмической сортировки и крупным размером слоевых единиц. При этом, в то время как

текстурные признаки отложений мутевых течений детально описаны и экспериментально воспроизведены (см. гл. X), для осадков поперечных течений такой работы не сделано и их признаки либо можно указать предположительно, либо же они вообще неизвестны. Следовательно, текстура осадков поперечных течений пока что неясна. Надо думать, что основное отличие их от отложений мутевых течений состоит в том, что в осадках поперечных течений не должно быть, во-первых, слишком грубозернистой (галечной и валунной) фракции и, во-вторых, более тонкой, глинистой примеси, тем более в виде составной части более грубозернистых слоев, так как постепеная сортировка слоев должна быть весьма совершенной (см. гл. X). Изучение подобных отложений, возможно, даст дополнительные критерии для их различия.

Также и биогенная морская слоистость отличается характерной неравномерностью распределения слойков, их неправильностью и изменчивой мощностью, а особенно наличием сложнополосчатых форм слоистости, что же касается остальных фаций, в которых может быть встречена горизонтальная слоистость, то надо различать:

а) горизонтальную слоистость как выражение поперечного сечения параллельной прямолинейной косой слоистости. В этом случае второй срез, направленный под углом к первому, выявляет признаки косой слоистости и, таким образом, необходимость в самостоятельной характеристике горизонтальной слоистости отпадает;

б) горизонтальную слоистость в небольших прослоях среди преобладающих косой и волнистой, которая сама по себе тоже может не быть типичной для определения фации. Лишь в сложной диагональной слоистости (временных потоков и других фаций) устойчивое попеременное чередование горизонтально слоистых и косослоистых серий является фациальным признаком;

в) горизонтальную слоистость известняков, солей и других хемогенных и биогенно-хемогенных отложений, используемую не для определения фации (которая видна по иным признакм), а для решения других вопросов (см. гл. XIV);

г) горизонтальную слоистость как показатель фации; ее следует рассматривать главным образом в фациях со спокойной седиментацией тонкозернистых кластогенных осадков — от мелкозернистого песка до глин. Среди них резко выделяются эоловые отложения покровных образований — очень однородным составом породы (сложены преимущественно алевритом или мелкозернистым песком), хорошей сортировкой, иногда обратно-ритмической, и часто отсутствием каких-либо включений и прослоев.

Таким образом, наибольшую трудность для фациального анализа представляет различие отложений в спокойных частях водоемов — пойменных, озерных, лагунных, а также прибрежных и отложений более глубоковидных зон моря. Здесь существенным признаком иногда может оказаться состав примесей, обусловливающих или подчеркивающих слоистость, а также включения отдельных минералов, фауны, растительных остатков и др.

Иногда пачечное строение слойков указывает на принадлежность породы к озерным или глубоководным морским отложениям, так как для прочих фаций оно менее типично.

Очень важным признаком является строение слойков, различное в разных фациальных обстановках. Однако следует оговорится, что этот признак все же изучен недостаточно и для определения фации необходимо его уточнение. Кроме того, существенны некоторые дополнительные признаки, в частности — постепенное изменение слойков снизу вверх, парагенетические связи с прослоями, определяемыми другими типами слоистости.

Разберем примеры определения генетического типа горизонтальной слоистости по табл. XVIII.

Первый пример. Тонкое чередование мелкозернистого песка и алеврита.

Слоистость определяется чередованием слойков разного состава. Слойки не дают серий, но попарно образуют пачки, равномерно распределенные по слою. Слоистость правильная, отчетливая, выдержанная. Слойки тонкие, однородные, причем алевритовые тоньше песчаных. Имеется примесь растительного детрита в довольно большом количестве. По составу это могут быть осадки пойменные, озерные, лагунные и зон спокойной седиментации в прибрежной или глубоководной части моря. Наличие большого количества растительного детрита является признаком отрицательным для отложений в глубоководной части моря и не типичным для прибрежных. Наиболее вероятно, что это осадки поймы, озера или лагуны, т. е. фаций, связанных с континентом. Однако пачечное строение не характерно для поймы и прибрежно-морских отложений. Таким образом, это могут быть осадки или озерные, или лагунные.

Правильность, отчетливость и выдержанность слоистости более типичны для отложений озер, а однородность слойков — для осадков лагун, следовательно, эти признаки вопроса не решают. Отсутствие текстур взмучивания и соотношение мощностей слойков говорят скорее в пользу озерного происхождения породы. Кроме того, следует обратить внимание на симметричность или несимметричность слойков и пачек: первая может указывать на лагунный генезис, несимметричность характерна для озер.

Второй пример. Алевролит крупнозернистый.

Слоистость определяется по послойному налету глинистого материала и слюды. Растительных остатков нет. Слойки серий не образуют и распределены равномерно по слою. Форма слойков правильная, отчетливая, выдержаннная. Слойки тонкие, двучленные. Прослоев иной текстуры нет.

По составу порода не может быть отнесена к отложениям эоловым, мутевых и поперечных течений.

Отсутствие растительного детрита и подчеркивания слоистости примесью глинистого материала и слюды указывают, как на более вероятное, на морское происхождение осадка, так же как и правильность, отчетливость и выдержанность слойков. Двучленное строение слойков и отсутствие прослоев иной текстуры также свидетельствуют об отложении в спокойной обстановке, очевидно, в достаточно глубоководной зоне моря.

Таким образом, мы видим, что и для горизонтально-слоистых текстур признаки фациального различия в ряде случаев могут быть достаточно четкими. Парагенетические соотношения со смежными слоями помогают фациальному определению и здесь.

Для всех типов слоистости — косой, волнистой и горизонтальной — мощность слойков не является характерным признаком, как это видно из табл. XVI, XVII, XVIII. Обычно она колеблется в пределах от долей миллиметра до единиц сантиметров и в первую очередь связана с размером частиц осадка (в более тонкозернистом материале слойки, как правило, более тонкие).

Мощности слойков внутри фации могут изменяться значительно сильнее, чем мощности слойков в различных фациях. Не связана эта величина и с мощностью серий. Однако определения мощности слойков приведены на всех таблицах, во-первых, для того, чтобы проиллюстрировать высказанное положение, так как некоторые исследователи (Г. А. Иванов, 1957) считают этот признак характерным для определения фации; во-вторых, потому, что этот признак является существенным, особенно для горизонтальной слоистости, как показатель количества поступающего в осадок материала, скорости осаждения, изменения режима внутри водоема и т. п., а также при корреляции разрезов.

6. ВЫВОДЫ

Из анализа таблиц XV, XVI, XVII, XVIII и приведенных примеров можно видеть, что, последовательно разбирая признаки, исследователь подходит к более или менее точному определению фации осадка по характеру его слоистой текстуры.

Таким образом, очевидно, таблицы эти можно рассматривать с двух точек зрения. Во-первых, они являются классификационными, так как показывают деление каждого морфологического типа на генетические типы, с достаточно полной характеристикой последних (вертикальные ряды таблиц XVI, XVII и XVIII). В таблице XV показаны уже генетически связанные комплексы слоистых текстур, характерные для той или иной фации. Во-вторых, представляя собой обобщающую сводку большого количества фактических данных, с учетом значения каждого признака и механизма его формирования, эти таблицы, очевидно, можно рассматривать в какой-то мере как помогающие при определении генетических типов слоистости. Конечно, при этом данные таблиц XVI, XVII, XVIII нельзя принимать как нечто математически точное, так как могут быть отклонения от типичного случая. Кроме того, не все генетические типы изучены в достаточной степени детально и полно, однако общая характеристика слоистости наиболее распространенных типов может быть достаточно надежным критерием при определении фациальной принадлежности породы.

Для этого необходимо следующее:

1. Выявление в породе морфологических типов слоистости и, по возможности, выделение как основного, ведущего типа, так и сопутствующих ему типов.

2. Наиболее полная характеристика каждого типа [1].

3. Более точное определение фации для каждого типа по таблицам XVI, XVII, XVIII. При анализе всех признаков по этим таблицам некоторые фации отпадут, иные, наоборот, получат подтверждение.

4. После выявления фациального характера всех типов слоистости установленного комплекса — проверка комплекса в целом по вертикальному ряду табл. XV и по описаниям слоистости соответствующих генетических типов, приведенным в главах VII, VIII, IX, X, XI, с учетом закономерностей перехода одних фаций в другие и остальных геологических признаков.

Подчеркнем еще раз, что при определении фациальной принадлежности никогда нельзя действовать только механически; совершенно необходим анализ признаков, их геологического и фациального значения, нужно представление о возможности их появления в данной фациальной обстановке исходя из механизма образования осадка (см. главы IV и V). Следует также обязательно учитывать, что слоистость — только один из признаков породы (хотя и очень важный), поэтому его обязательно надо увязать с другими признаками, особенно со структурой.

Пользуясь таблицами, нельзя забывать, что в них часто даны обобщенные признаки слоистости данной фации. Однако, как видно из текста предыдущих глав, есть различия в деталях текстур, например, для отложений рек равнинных и горных, для пляжей, образующихся на берегах разного характера, и т. д.; все это также необходимо учитывать.

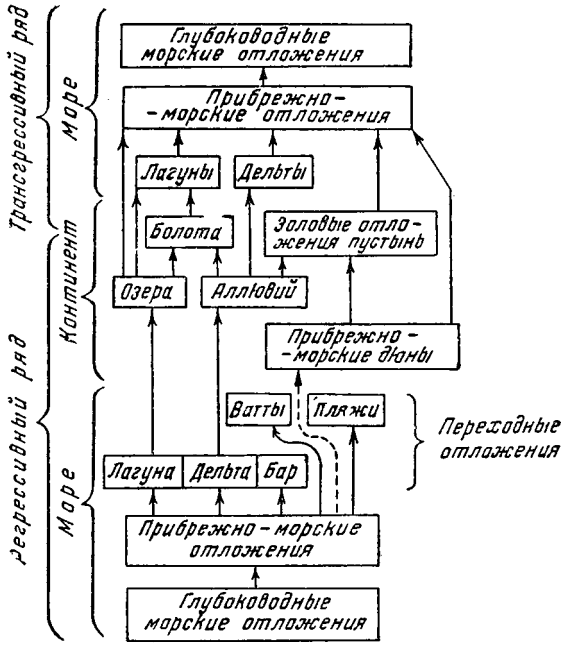
Некоторые признаки могут изменяться в зависимости от возраста пород. Так, например, признак присутствия в породе растительных остатков, столь характерный для континентальных фаций (речных и озерных),

---

[1] При этом не следует идти по пути упрощенчества и сокращения числа определяемых признаков, так как надо сделать выбор между большим количеством фаций, а почти все признаки, как мы видели выше, присущи не одной, а нескольким из этих фаций, и только взаимное перекрещивание ряда признаков позволяет решить вопрос более или менее однозначно.

для древних пород отпадает, так как во время формирования их осадка наземной растительности еще не было.

Наконец, для окончательных выводов о генезисе породы, как уже отмечалось выше, очень существенно строение толщи в целом, взаимные переходы и связи слоев различной текстуры, изменение типов слоистости от слоя к слою, закономерности перехода одних отложений в другие и их последовательность (например, строение аллювия). Для ископаемых толщ в большей или меньшей степени характерны переходы и последователь-



Фиг. 292. Схема возможных взаимных переходов отложений различных фаций при регрессивном и трансгрессивном их развитии.

ность отложений различных фаций, изображенная на фиг. 292. Так, при регрессивном развитии фаций морские глубоководные отложения переходят выше по разрезу в комплекс прибрежно-морских, которые далее могут либо проходить стадию переходных (дельта, лагуны и др.) и через них в континентальные, либо же сразу сменяются континентальными; может быть еще переход морских отложений через прибрежно-морские дюны в эоловые отложения пустынь. Последние, в других случаях, часто развиваются на аллювии (см. гл. VII).

Трансгрессивный ряд фаций далеко не всегда может дать последовательность, обратную последовательности регрессивного ряда. Например, прибрежное озеро, возникшее из лагуны, при трансгрессии может вновь стать лагуной, что же касается эоловых пустынных отложений, развившихся на прибрежно-морских дюнах в результате регрессии моря, то трудно представить постепенный переход их при трансгрессии вновь в прибрежно-морские дюны: трансгрессия моря частично уничтожит отложения пустынь, переотложив их верхнюю часть уже в виде прибрежно-морских осадков. Как было показано мною ранее (Ботвинкина, 1956$_2$), отложения даже одних и тех же фаций могут быть различными в зависимости от того, в каком ряду — трансгрессивном или регрессивном — они находятся.

Таким образом, *при фациальном анализе исследование внутренней текстуры (слоистости) пород тесно смыкается с изучением особенностей слоистости осадочных толщ и характера чередования слоев и пластов.*

ТАБЛИЦЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СЛОИСТЫХ ТЕКСТУР (XV—XVIII)

Текстуры	Типы слоистости и других текстур			Отложения континентальные: эоловые: барханы пустынь	эоловые: прибрежно-морские дюны	речные: русловые	речные: пойменные	флювиогляциальные	внутренняя часть озер	болота	временные потоки пустынь
Слоистые	Простые	Косая	очень крупная	+++	+++	+					+
			крупная	+++	+++	+++		+++			+++
			мелкая			+	+++	+			?
			очень мелкая				+				
		Косоволнистая				+	+++	+++			
		Волнистая	несимметричная крупная			++					
			несимметричная мелкая	+	+	++	+++	+++			
			симметричная крупная								
			симметричная мелкая		+++						
		Пологоволнистая			+		+++		+		
		Горизонтальная		—	—	+	+++		+++	++	+++
	Сложные	Диагональная						+			+++
		Пучковидная									
		Елочкой		+!							
		Сложная волнистая					+++				
		Сложная полосчатая								+	
Неслоистые	Текстуры нарушенной слоистости	Заворот верха косых слойков				+!					
		Мерзлотные клинья						+!			
		Воздушные карманы									
		Взмучивание									
		Оползание			+						
		Норы илоедов									
		Растрескивание					+				
	Некоторые первично-неслоистые текстуры	Однородная									
		Комковатая								+++	

+++ Основной тип слоистости, определяющий фацию, ++ Тип, часто встречающийся, но не определяющий фацию.

+ Тип, встречающийся редко и нехарактерный.

? Тип, еще не отмеченный, но теоретически возможный в данной фации (требует проверки).

+! Тип особенно характерный для данной фации, хотя может встречаться редко.

— Характерное отсутствие данного типа слоистости.

Таблица XV

с отложениями разного генезиса

Отложения										
морские									переходные к континентальным	
прибрежные					более глубоководные					
подводная часть дельты	бары	пляжи, бичи	ватты	мелководная зона волнений	донные течения	мутевые течения	поперечные течения	зона спокойной седиментации	лагуны	лиманы
+++ +++ ++	+++ ++	+++ +			+ +++ +++					?
++	++		+++	+++					+++	
++	+++		+++	+ +++		+				
+	+		+	+ +++		— —	— —			
			+++	+++				+	+++	
	++			++	+	+++	+++	+++	+++	?
					?					?
+!	+!	+!								
			+	+++						
		+							++! ++	
			+++	++ +++		+				
			+++	+++	+?				+++ +	
							?	+++		

Примечание. Из-за недостаточной полноты данных, имевшихся в распоряжении автора, в таблицу не включены текстуры ряда генетических типов отложений: речных дюн, стариц, озов и камов, овражных временых потоков, делювия, конусов выноса, сухих дельт, а также специфические текстуры некоторых органогенных осадков. Сведения о них приводятся в тексте.

Дополнительные текстурные признаки отложений с косой слоистостью (к таблице XVI)

Эоловые отложения. Строение серий однородное. Сложность может подчеркиваться чередованием плотных и рыхлых слойков. Обычно отсутствует слюда. Прослои других типов слоистости не характерны.

Русловые отложения. В верхней части серий — более мелкозернистый материал и растительный детрит, внизу — более грубые включения. Мощность серий, так же как и размер зерен, в общем уменьшается снизу вверх; изменение текстуры связано с изменением структуры. Грубые включения связаны с общим погрубением материала. Могут встречаться прослои волнистой асимметричной слоистости ряби, косоволнистой и горизонтальной. Характерен эрозионный размыв в основании толщи.

Пойменные отложения. Обязательно переслаивание косой слоистости с другими типами—косоволнистой, пологоволнистой и горизонтальной.

Флювиогляциальные отложения. Крупные серии быстро выклиниваются. Имеются прослои волнисто-и горизонтально-слоистые. Гравий и галька образуют прослои и линзы в мелкозернистом материале. Структура изменяется независимо от изменения текстуры.

Отложения временных потоков пустынь. Обязательно попеременное чередование косослоистых серий с горизонтально-слоистыми. Отчетливая связь изменения текстуры с изменением структуры.

Отложения подводной части дельты. В середине толщи могут быть серии более грубозернистого состава. Встречается галька в однородном мелкозернистом материале. Типичны прослои с волнистой слоистостью ряби. Иногда — слабый размыв в основании толщи.

Отложения баров, пересыпей, кос. Иногда почти целиком сложены остатками фауны. Характерна изменчивость текстуры, часты прослои слоистости других типов.

Отложения пляжей. Серии однородного состава. Границы серий могут иметь падение в разные стороны, но всегда пологие. Встречаются отдельные прослои фауны и растительных остатков, в отложениях заднего пляжа — мелкие русла. Прослои слоистости других типов нехарактерны.

Отложения зоны донных течений. В нижней части серий часто присутствуют глина и слюда. Мощность серий может резко и незакономерно изменяться независимо от гранулометрического состава (независимость структуры и текстуры). Встречаются прослои горизонтальной и волнистой слоистости (в том числе симметричной).

В отложениях всех типов необходимо учитывать (кроме указанных признаков): чем проявляется и чем подчеркивается слоистость (причем изменение гранулометрического состава характерно для всех типов); отчетливость границ слойков и серий; возможность изменения вида слоистости в поперечном сечении; нарушения слоистости; смену типов слоистости (строение всей толщи в целом) и другие признаки, значение которых для определения генетических типов отложений показано в тексте в главах VII—XI.

Таблица XVI

Признаки косой слоистости в отложениях разного генезиса

Составила Л. Н. Ботвинкина

	Признаки		Континентальные: Эоловые: дюны и барханы пустынь	Континентальные: Эоловые: прибрежно-морские дюны	Континентальные: Речные: русловые	Континентальные: Речные: пойменные	Континентальные: Ледниковые: флювиогляциальные	Континентальные: Временных потоков пустынь	Морские: Прибрежно-морские: подводная часть дельты	Морские: Прибрежно-морские: бары и пересыпи	Морские: Прибрежно-морские: пляжи, бичи	Морские: Зоны донных морских течений
Структура	Порода (основной состав)	Глина	++	++	+	+	+	+	+	+		+
		Алеврит			++	++	++	++	++	++		++
		Песок м/з—с/з			++	++	++	++	++	++	++	++
		Песок к/з—гр/з			++		++	++	++	++	++	+
		Гравий, галька, конгломерат			++		++	++	+	+	+	
	Сортировка	Плохая					++	++				
		Средняя			++	++			++	++		
		Хорошая	++	++				+	+		++	++
Серий	Мощность серий	Очень крупная—более 1 м	++	++	+			+	++		+	+
		Крупная —10 см—1 м	++	++	++		++	++	++	++	++	++
		Мелкая — 1 см—10 см			++	++	+		+	+	+	++
		Очень мелкая —менее 1 см				+						
	Соотношение границ серий	Параллельная			++		+	+				+
		Смещенная	++	+	++	++	++		+	++	++	++
		Перекрестная	++	++			+		++			
	Форма серийных швов	Прямая	++	++	++		++	++	++	++	++	++
		Изогнутая	+	+	++	++	++		++	++		+
	Направление слойков в смежных сериях	Однонаправленная (в плане в пределах 90°)	++	+	++	++	++	++	+?	++	+	++
		Разнонаправленная: Веерообразно (в плане в пределах 180°)	++	++					++			
		Попеременно (изменение падения на противоположное)		+			+			+	++	++
		Беспорядочно			+	+	+					
Слойков	Форма слойков	Прямолинейная	+:	+:	+:		+:	+:	+:		+:	+:
		Вогнутая: Только у основания	+:				+:			+:		+:
		Вогнутая: Плавно	+:	+:	+:	+:	+:		+:	+:		+:
		Вогнутая: Сильно выполаживается										+:
		S-образная										+:
		Выпуклая	+:	+:								
	Усложнение формы слойков	Заворот в обратную сторону			+:							
		Волнистость у основания							+:	+:		+:
	Соотношение внутри серии	Параллельные	+:	+:	+:		+:	+:	+:	+:	+:	+:?
		Сходящиеся: Подстилающие	+:	+:	+:	+:	+:		+:	+:		+:
		Сходящиеся: Клиновидно-сходящиеся попеременно		+:								
		Сходящиеся: Клиновидно-сходящиеся книзу									+:	
		Вверху и внизу										+:
	Мощность слойков	Толстые — более 2 см			+							
		Средние — 0,5—2 см	++	++	++	+	++	?	++	?	++	++
		Тонкие — менее 5 мм	++	++	++	++	+					++
	Строение слойков	Однородное	++	++		?	++		++		+	++
		Двучленное			++		++		+	?	++	++
		Сортированное: Прямая сортировка			++			?	+			
		Сортированное: Обратная сортировка	++	++			?					
		Неоднородное *										
	Отчетливость слойков	Отчетливые			++	+	++	++	+		+	+
		Неотчетливые	++	++	++	+			+	++	+	+
	Наклон слойков: Угол ** наклона	Крутой — более 30°	++ 31—33°	++ 30—34°			+	++ до 40—45°	+			
		Средний — 20—30°			++ 20—30°	?	++ 20—25°		++ От 0 до 30° и более	+	+ Редко более 20°	+ Редко до 30°
		Пологий—менее 20°	+ 3—5°	+ 7—15°	+		+		++	++ 5—25°	++ Обычно менее 15°	++ 10—25°
	Наклон слойков: Изменение угла наклона в одной серии	Попеременно — нарастание и уменьшение	?	+:								
		Нарастание угла наклона						Угол очень постоянен	+:	+:	+:	
	Распределение слойков в серии	Равномерное	++	++	++	?	++	++	?	?	++	++
		Пачечное	+	+							+?	+
		Неравномерное			++							
Включения и примеси	Галька	Наличие			++ к основанию серий		++ вдоль слойков		+ может быть в однородном материале	+ ?	Не характерно	Не характерно
		Приуроченность										
	Органические остатки	Растительные		+	++	++	нет		++	+?	+	Редко
		Фауна							+	+	+	+
	Прочие ***	Грубозернистый материал			+:		+:				+:	+:
		Слюда							+:		+:	
		Темноцветные минералы					+:				+:	+: (глауконит)
		Тяжелые минералы			+:						+:	
		Стойкие минералы	+:									
	Образование сложных типов слоистости	Диагональная				+ (в старицах)	+ (мелкая)	++				+ (редко)
		Пучковидная							+	+	+	
		Елочкой	+ (в продольных дюнах)									

++ **Признак типичен.**

\+ **Признак менее типичен.**

+: **Признак дан без указания его типичности.**

? Наличие признака неясно (мало фактических данных).

Принятые сокращения: м/з — мелкозернистый, с/з — среднезернистый, к/з — крупнозернистый, гр/з — грубозернистый.

* Неоднородное строение слойков возможно для некоторых типов отложений (требуются дополнительные данные).

** К графе «Наклон слойков» добавляется еще графа «Азимуты направления наклона слойков», если они замеряются (особенно важно для разнонаправленной слоистости). Цифры градусов, стоящие в графах таблицы, указывают наиболее типичные углы наклона косых слойков.

*** Требуются уточнения и дополнения (составлено по неполным данным).

Примечание. Диагностическими признаками являются также: изменение состава внутри серии; распределение серий в пласте и их изменение; типы слоистости, которые могут быть в прослоях; текстура поперечного сечения; чем определяется или подчеркивается слоистость; связь изменения текстуры с изменением структуры и др.

Таблица XVII

Признаки волнистой слоистости в отложениях разного генезиса

	Признаки		Отложения: Континентальные: преимущ. прибр.-морские дюны	речные: прирусловая отмель	речные: пойма	флювиогляциальные	ватты	Морские: прибрежная мелководная зона волнений: морская	прибрежная мелководная зона волнений: лагунная	бары	подводная часть дельты	более глубоководные морские отложения
Структурные	Порода (гранулометрический состав)	Глина		+	++	+	+	+	++	+	++	++
		Алеврит		+	++	++	++	++	++	++	++	++
		Песок мелкозернистый, среднезернистый	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++
		Песок крупнозернистый										
		Гравий, галька, конгломерат										
	Сортировка	Плохая										
		Средняя		+·?	+·?	Различная			Различная	+·		
		Хорошая	+·				+·	+·			+·	+·
	Тип слоистости	Косоволнистая	?	+·	+·	+·	+·	+ мелкая и крупная	+·	+·	+·	+·
		Волнистая: Несимметричная	+·рябь	+·	+·	+·	+·	+·	+·	+·	+·	+·
		Волнистая: Симметричная	+·крупн.	Нет	Нет	Нет	+·	+·	+·	+·	+·	На больших глубинах нет
		Пологоволнистая			+·		+·	+·	+·	?	+·	+·?
		Типичная										
Серии	Мощность серий	Крупная	++ волн. сим. (дюны.)	++ косоволн.			+	+				
		Мелкая	++ волн. асим.	++ волн. асим.	++	++	++	++	++	++	++	++
		Очень мелкая					+	+	+			+
	Соотношение границ серий	Параллельная				+	++					++
		Смещенная	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++
		Перекрестная		++	++	++	++	++	++		++?	
	Форма серийных швов	Вогнутая	+· иногда	+·	+·	+·	+·	+·	+·	+·	+·	
		Вогнуто-выпуклая	+·	+·	+·	+·		+· иногда	+·		+·	+·
		Выпуклая	+· в кучевых песках									
	Направление слоистости в смежных сериях (косоволнистой слоистости)	Однонаправленная	?	++?	++?	++	?	++	++			++
		Разнонаправленная				++	++	++	++			?
Определение ряби	Симметричность (волнистой слоистости)*	$\partial n : \partial к$										
		$l_2 : l_1$										
	Индексы ряби	Длина l (см)	10—25			10—15 до 50	5—7	от 1—3 до 5—7				
		Высота h (см)	0,5	?	?	1—2	1	от 1—2 до 5	?	?	?	?
		Индекс ряби $l : h$	от 10—15 до 30—40 и до 70			7—10	5—7	от 2—5 до 5 и до 10—30				
Текстурные	Форма слойков	Вогнутая	+?	+	+	+	+	+	+	?	?	+
		Вогнуто-выпуклая	+?	+ реже	+	+	+ реже	+?	+ Неправильная			+
		Выпуклая	+?									
	Соотношение внутри серии	Параллельные	++				++	++	++	?	?	++
		Сходящиеся (в косоволнистой)	++	++	++	++	++	+	+			+
	Мощность слойков	Толстые (2—5 см)										
		Средние (0,5—2 см)	++				+			?	?	
		Тонкие (0,1—0,5 см)	++	++	++	++	++	++	++			++
		Очень тонкие (<1 мм)	++			++	++	++	++			
	Строение слойков*	Однородное	++	++	++	++	++	++	++	?	?	++
		Двучленное										
		Сортированное										
		Неоднородное										
	Распределение слойков в серии	Равномерное	++	++	++		++	++	++			
		Направленно изменяющееся	+							?	?	
		Неравномерное			++	++	++					++
	Прерывистость слоистости	Непрерывная	+	++	+	++	+	++	+	?	+	+
		Прерывистая	++	+	++	+	++		++		++	++
	Отчетливость	Серийных швов	Плохая (часто прерывистая)	Плохая	Плохая	Различная	Отчетливая	Отчетливая, но может быть неотчетливая	Различная, «растрепанная», неправильная	Часто неотчетливая	Неотчетливая	Чаще неотчетливая
		Слойков		Чаще отчетливая	Чаще отчетливая	Различная	Отчетливая				Неотчетливая	Чаще неотчетливая
Включения	Галька			+		+?	+	+	+	+?	+	
	Органические остатки	Растительные	+	++	++	Нет	+	+	++	+	+	Нет
		Фауна		Нет	Нет	Нет	++ (прослои и включ.)	++ зарывающаяся	++ солоноватоводная	+	+	++
	Прочие*											
	Образование сложных типов	Пологоволнистая + мульдообразная					++	++	+			
		Пологоволнистая + косоволнистая			++	Может быть ложная диагональная (результат смещения ряби)	++	++	++			
		Линзовидно-волнистая			++		++	++	++			
		Линзовидно-полосчатая										+

∂n — длина пологого склона ряби; l_2 — его проекция
$\partial к$ — длина крутого склона ряби; l_1 — его проекция
* Нет достаточного количества данных.

++ признак типичен.
+ » менее типичен.
+· » дан без указания степени типичности.
? Значение признака неясно (мало фактических данных).

Дополнительные текстурные признаки отложений с волнистой слоистостью (к таблице XVII)

Эоловые отложения. Крупная волнистая слоистость в разрезе дюн, образуемая облеканием слойков, в другом сечении дает косую слоистость. Может иногда определяться различной плотностью слойков («упаковкой» зерен). Строение серий однородное. Более грубозернистый материал — на гребне валиков ряби.

Отложения прирусловой отмели. Более характерна косоволнистая слоистость, иногда крупная. Встречаются единичные серии крупной косой слоистости (прирусловых валов) или пологонаклонной слоистости отмелей, а также прослои мелкой косой и горизонтальной слоистости. Более грубозернистый материал — в основании валиков ряби.

Пойменные отложения. Характерно частое чередование различных типов волнистой слоистости с прослоями горизонтальной и мелкой косой.

Флювиогляциальные отложения. Волнистослоистые прослои чередуются в разных соотношениях с прослоями иной текстуры. Иногда отмечается общее погрубение материала в слое от серии к серии снизу вверх. Нет закономерной последовательности в смене типов слоистости в разрезе. Среди тонкозернистого материала встречаются линзы и прослои значительно более грубозернистые. Нет обязательного изменения текстуры в зависимости от изменения структуры.

Отложения ваттов. Преимущественно волнистая слоистость разных видов; проявляется в чередовании песчаного и илистого материала. Довольно равномерная мощность серий. Встречаются прослои горизонтально-слоистые и линзы со слоистостью наклонной (отложения желобов стока). Характерны нарушения слоистости оползанием, взмучиванием, животными. Ориентированность гребней ряби может быть достаточно выдержанной.

Отложения прибрежной зоны волнений. Преимущественно волнистая слоистость разных видов. Довольно равномерная мощность серий. Встречаются прослои горизонтально-слоистые. Характерны нарушения слоистости оползанием, взмучиванием, донными животными.

В морских отложениях отмечаются прослои с косой слоистостью донных течений, в лагунных — прослои с косой слоистостью баров. Часто волнистая слоистость морских отложений более отчетливая, выдержанная и правильная, чем тот же тип слоистости в отложениях лагун.

Отложения баров. Волнистая слоистость образует прослои среди преобладающей косой, наличие которой обязательно.

Отложения подводной части дельты. Волнистая слоистость ряби течений и волнений образует только прослои среди косой, наличие которой обязательно.

Морские отложения в более глубоководных областях. Волнистая слоистость не характерна, но иногда может образовывать прослои среди горизонтальной и косой в более или менее однородной породе. До глубин порядка 200 м может встречаться слоистость и симметричная и асимметричная, на больших глубинах — только последняя.

Таблица XVIII

Признаки горизонтальной слоистости в отложениях разного генезиса

Признаки			Отложения: Континентальные: эоловые (песчаные покровы)	Континентальные: речные (пойма)	Континентальные: озера	Континентальные: болота	Переходные: лагуны	Морские: прибрежные: зона спокойной седиментации	Морские: более глубоководные: мутевые течения	Морские: более глубоководные: поперечные течения
Структурные	Порода (гранулометрический состав)	Глина		++	++	++	++	++	++	?
		Алеврит	?	++	++	++	++	++	++	++
		Песок мелкозернистый, среднезернистый	++	++	++		+	++	++	++
		Песок крупнозернистый						+	++	++
		Гравий, галька, конгломерат							++	
	Сортировка	Плохая				+				
		Средняя		+			+?			
		Хорошая	+		+			+		
		Ритмическая: Прямая			+		+?		++	++
		Ритмическая: Обратная	+							
Текстурные	Серии: Мощность серий	Очень крупная								
		Крупная	?			?		?	++	++
		Мелкая		+	++		++		+	++
		Очень мелкая			++		++			
	Слойки: Равномерность распределения (слойков, пачек, серий) в слое	Равномерное	++	+	++		+	++	+?	+?
		Направленно изменяющееся	++		++		+		++	++
		Неравномерное		++	+	++	++	+	+?	+
	Группировка слойков	Простая	++	++	+	++	++	++	+?	+?
		Пачечная	++		++		+	?	++	++
		Серийная	+	+	+		+	+		
	Правильность формы	Правильная	?	+	++		+	++	++	++
		Неправильная		++	++	++	++	++		
	Отчетливость слойков	Отчетливая		++	++		+	++	++	
		Неотчетливая	++	++		++	++			
	Выдержанность слойков	Выдержанные	?		++		++	++	++	
		Невыдержанные		++		++	++			
	Мощность слойков	Толстые (2—5 см)	+	Изменчивая	+	++	++	+	++	++
		Средние (0,5—2 см)	++		++	++	++	++	++	++
		Тонкие (0,1—0,5 см)	++		++	++	++	++	++	++
		Очень тонкие (<1 мм)	+		+	++	++	++	?	?
	Строение слойков	Однородное	++	++	+		++	++	++	
		Двучленное		+	++		+?	+	++	
		Сортированное	+?		++ (несимметр.)?		+? (симметр.)?		+ (несимметр.)?	++	++
		Неоднородное*				++				
Включения		Галька							+	
	Органические остатки	Растительные		++	++	++ (в т. ч. корни)	+	+	+?	
		Фауна			+ пресноводная		+ солоноватоводная	++ морская	++	+ переотложенная	?

Примечание. Кроме признаков, перечисленных в таблице, указываются: типы слоистости в прослоях и дополнительные признаки (разные для каждого генетического типа).

* Нет достаточного количества данных (требуется уточнение). ++ признак типичен. + признак менее типичен. ? значение признака неясно (нет достаточных данных).

Дополнительные текстурные признаки отложений с горизонтальной слоистостью (к таблице XVIII)

Пойменные отложения. Характерны прослои с волнистой слоистостью разных типов, горизонтально-слоистые (в том числе озерные), а также прослои почв неслоистой текстуры.

Озерные отложения. Характерна сезонная слоистость. Встречаются прослои волнисто-слоистые и неслоистой (комковатой) текстуры. Возможна сложная серийно-ритмическая слоистость.

Болотные отложения. Преобладают прослои неслоистой текстуры.

Морские отложения зоны спокойной седиментации. Характерны прослои волнистой слоистости разных типов, в том числе симметричной. В более глубоководных отложениях иногда отмечается пачечное строение разных порядков.

Отложения мутных течений. Характерно сочетание грубозернистого материала с горизонтальной формой слоистости и постепенное изменение материала от самого грубого до самого тонкого. Встречаются прослои с косоволнистой (всегда однонаправленной) слоистостью ряби и с асимметричной волнистой слоистостью, но не бывает симметричной волнистой.

Биогенные отложения. Характерна сложная полосчатая слоистость.

Хемогенные отложения. Характерны ритмичность и пачечное строение разных порядков.

Для всех отложений — остальные особенности текстур см. в тексте.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Глава XIII

ОСОБЕННОСТИ СЛОИСТОСТИ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД И НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В предыдущей, второй части была показана зависимость особенностей слоистой текстуры от фациальной обстановки образования осадка, позволяющая использовать слоистость в качестве генетического признака породы. Однако некоторые другие особенности слоистых текстур указывают на их общность в зависимости от того, является ли порода обломочной, хемогенной или органогенной. Это несколько иной аспект изучения слоистости и на нем необходимо вкратце остановиться, так как именно здесь наиболее отчетливо выражается связь между текстурой и остальными признаками породы — структурой, вещественным составом и др. Наконец, рассматривая осадочные породы, являющиеся в то же время полезными ископаемыми (угли, горючие сланцы, пластовые фосфориты, руды и т. д.), мы обнаружили, что в каждой из них слоистость имеет свои особенности. При этом изучение слоистых текстур может оказаться полезным при решении не только общего вопроса о фациальной принадлежности пород, но и некоторых других вопросов, специфических и важных именно для данного полезного ископаемого.

Такое направление исследования пока только намечается, материала еще далеко не достаточно и он очень разнороден. Кроме того, для уменьшения общего объема книги здесь приведены кратко лишь основные выводы только по некоторым видам полезных ископаемых, а весь фактический материал исключен. Поэтому данную главу следует рассматривать лишь как самую первую попытку подойти к изучению слоистости в связи с различием пород, которым она присуща, и показать то направление исследования, которое может оказаться особенно плодотворным при изучении полезных ископаемых.

2. СЛОИСТОСТЬ КЛАСТОГЕННЫХ ПОРОД

На слоистости обломочных пород, формирующейся преимущественно при посредстве физико-механических факторов седиментации, больше других сказывается изменение фациальных условий образования осадка. С другой стороны, в кластогенных породах наиболее отчетливо видна связь текстуры со структурой осадка, так как в различных по гранулометрическому составу породах преобладают те или иные типы и виды слоистости, что вполне понятно, так как на них влияют одни и те же факторы седиментации и в первую очередь динамическое состояние среды отложения.

На тесную связь текстуры с веществом осадка указывал Н. Б. Вассоевич (1950), считавший, что они «взаимосвязаны как форма и содержание». Эти связи он разбирал для слоистости в ее широком понимании, главным образом для слоистости толщ; что же касается слоистости пород (слойчатости), то он рассматривал только два ее типа — косую и горизонтальную, причем обобщенно, без учета многообразия их форм (особенно косой).

Ведущую роль Н. Б. Вассоевич придавал характеру осадка, ставя при этом слоистость в прямую зависимость от степени осадочной дифференциации (понимаемой по Л. В. Пустовалову), с чем нельзя согласиться полностью. Не вдаваясь в дискуссию по этому вопросу в целом, так как она увела бы нас за рамки настоящей работы, укажем только, что, в частности, Н. Б. Вассоевич относил формирование косой слойчатости только к начальным этапам осадочной рассортировки. Между тем в природе дело обстоит сложнее: материал осадка, выпавший химическим путем, может затем перераспределяться под воздействием физико-механических факторов седиментации (например, гипсовые дюны с эоловой косой слоистостью, волнистослоистые известняки и т. д.). Кроме того, в ряде случаев необходимо еще учитывать фациальную обстановку и особенности действующего именно в этой обстановке механизма формирования слоистой текстуры. Поэтому текстура осадка может быть связана с размером и формой компонентов осадка, т. е. с его структурой (хотя тоже не всегда), но вещественный состав осадка на слоистость не будет оказывать влияния за исключением тех пород, в которых форма компонентов осадка определяется их составом (например, в органогенных породах), следовательно, даже и здесь связь не непосредственная, а через структурный признак.

В грубозернистых породах (галечниках, конгломератах) текстура часто бывает неслоистой, неоднородной и почти не встречается правильной слоистости. Очень характерна слоеватость сплошная, определяемая ориентировкой слагающих породу галек (особенно — уплощенных), и слоеватость частичная, обусловленная посторонними включениями. Кроме того, характер наслоения в конгломератах зачастую выявляется чередованием более и менее грубого материала, а также песчаными прослоями или линзами. Галечный материал может образовывать также наклонную слоистость. Замеры наклона галек используются для определения направления течения. Однако этот метод следует применять с большой осторожностью, так как, в отличие от более мелкозернистых пород, наклон галек в этих породах весьма различно ориентирован в зависимости от условий седиментации (см. гл. IV). Он может быть направлен и по течению (если конгломерат имеет большую примесь песчаного материала) и против течения (если материал породы сплошь галечный, а гальки расположены черепицеобразно против течения).

Вообще в континентальных конгломератах направление слоистости и расположение галек, видимо, должно быть более беспорядочным и разнонаправленным, чем в конгломератах морских; залегают континентальные конгломераты чаще на неровных поверхностях эрозионного размыва.

Песчано-алевритовые породы образуются почти в любых фациальных условиях, поэтому они чрезвычайно разнообразны по текстуре. Пожалуй, можно сказать, что в песках и песчаниках наблюдались почти все морфологические типы и виды слоистых текстур, разнообразие которых обусловлено полифациальностью песчаных отложений, как это можно видеть и из таблиц, приведенных в предыдущей главе.

В алевролитах количество возможных типов, подтипов и видов слоистости уже более ограничено. Прежде всего отпадают подтипы слоистости — косая крупная и косая очень крупная. Наиболее типичны для алевритовых пород типы слоистости — мелкая косая, косоволнистая,

волнистая и пологоволнистая, а также различные виды горизонтальной. Особенно характерна мелкая косая и косоволнистая слоистость, образуемая рябью течения. Малый размер серий в алевритовых породах обусловлен слабой силой течений, под воздействием которых могут формироваться на дне алевритовые осадки, а легкий переход последних во взвесь определяет их связь с горизонтальной слоистостью, образующейся выпадением осадка из взвеси. Во второй части данной работы подробно охарактеризованы различные текстуры песчано-алевритовых пород и механизм их образования, поэтому здесь мы на этом останавливаться не будем.

В глинистых породах, частицы которых имеют очень маленький размер, диапазон слоистых текстур сильно ограничен; они в основном представлены горизонтальной или пологоволнистой, значительно реже — волнистой, косоволнистой и очень мелкой косой слоистостью, причем последние типы проявляются при наличии примесей несколько более грубого материала (например, мелкоалевритового).

Кроме слоистых, в глинистых породах выделяются еще многочисленные неслоистые текстуры как первичные, так и вторичные, часто определяемые только под микроскопом (Викулова, 1958). Характерна слоеватость породы, вызываемая параллельным расположением глинистых пластинчатых минералов, причем она часто бывает видна только под микроскопом, а макроскопически проявляется лишь в гладкой поверхности раскола.

Для глинистых пород более чем для других характерна ритмическая слоистость, образуемая пачками слойков разных порядков (что было отмечено еще Л. М. Бириной в 1940 г.); образование ее обусловлено периодичностью седиментации при спокойном выпадении осадка из взвеси, без нарушения его последующим перераспределением на дне. Кроме того, в глинистых отложениях, содержащих иную, более грубую примесь, часто встречается сложная горизонтальная слоистость — полосчатая, неправильно-полосовидная и неправильно-линзовидная. Наконец, глинистым породам присуща диагенетическая слоистость особенно — обусловливаемая перераспределением вещества с образованием конкреций.

В глинах часто нелегко отличить текстуры первично-слоистую или какую-либо неслоистую, соответственно, от сланцеватой или вторично-неслоистой, обусловленных уже последующими преобразованиями осадка и горной породы.

3. СЛОИСТОСТЬ ОРГАНОГЕННЫХ ПОРОД

Особенности слоистости органогенных пород, обычно образующихся путем спокойного накопления осадочного органического материала на месте, без длительного перемещения, в почти неподвижной среде отложения, но при активном протекании химических процессов, обусловлены не столько динамическим состоянием среды отложения, сколько исходным материалом, его составом, формой и размером органических остатков, способностью их к разложению и степенью последнего, наличием или отсутствием минеральных примесей, «разбавляющих» органический осадок, и т. д.

Причинами образования слоистости чаще всего являются: а) привнос в большем или меньшем количестве кластогенного материала, либо примешивающегося к органическому, либо образующего самостоятельные прослои; б) различия в составе органических остатков, часто в зависимости от очень незначительных изменений условий жизни в водоеме; в) сезонные изменения, вызывающие то увеличение, то уменьшение количества организмов (например, периодический расцвет водорослей, фауны губок и т. д.).

Проявляется слоистость в наличии прослоев иного состава, чередовании разного биогенного материала или изменении соотношения слагающих компонентов, а также в сортировке накапливающегося детрита. Она может намечаться также разной плотностью и пористостью слойков или изменением их цвета.

Биогенные и биокластогенные отложения обладают слоистостью разных порядков. Часто они образуют пласты и слои, появление которых вызывается бо́льшим или меньшим изменением фациальных условий. Толщина слоев бывает весьма различной — от метров до долей миллиметра, что затрудняет иногда разграничение явлений слойчатости и слоистости (в узком ее смысле); основным критерием для выявления их различия служит правильная повторяемость тонких слойков, что является отличительным признаком слойков и не характерно для слоев. Таким образом, пласты и слои биогенных пород могут иметь разную внутреннюю текстуру: а) микро- или тонкослоистую, образующуюся в результате локального, несистематического и кратковременного изменения условий развития тех или иных организмов и выражающуюся в появлении отдельных тонких слоев и прослойков, зачастую невыдержанных; и б) слойчатую, выражающуюся в ритмическом повторении или чередовании однотипных слойков, обусловливаемую разными причинами — гидродинамикой среды отложения, сезонным изменением условий седиментации, или какими-либо другими, но всегда с частым периодическим повторением механизма седиментации.

Внутренняя текстура органогенных пород (тонкая слоистость и особенно слойчатость) обусловливается не только механизмом формирования самой текстуры или изменением материала осадка, но еще и формой организмов или их обломков, а также теми биохимическими процессами, которые происходят в органогенном осадке на ранней стадии диагенеза.

Для органогенных пород более характерно накопление в спокойной водной среде с очень незначительным перемещением осадка, и, следовательно, в них вообще преобладает горизонтальная форма слойчатости (правильная или неправильная), зачастую с образованием сложных ее видов (см. гл. V): полосчатой, неправильно-полосовидной и неправильно линзовидной. Последние для органогенных пород особенно типичны. В некоторых случаях весьма характерна правильная сезонная горизонтальная слойчатость.

При движении среды отложения, перераспределяющем обломки организмов, органогенная порода приобретает слойчатую текстуру того же типа, что и кластогенная, но с некоторой специфичностью, обусловленной большим разнообразием формы обломков, чем в зернистой кластогенной породе. В зависимости от гидродинамических условий образуется слойчатость косая, косоволнистая, волнистая или горизонтальная. Кроме того, существует специфическая биоморфная слоистая текстура, обусловленная нарастанием биогермов, особенно характерная для водорослевых образований. Последние, периодически нарастая, могут дать и облекающую слоистость.

Специфические текстуры, обусловленные жизнедеятельностью организмов, взрыхляющих и перерабатывающих биогенный осадок, могут быть слоеватыми, но чаще они проявляются в нарушении первичной седиментационной слоистости (см. гл. XI). Для биогенных пород вообще весьма типична слоеватость, обусловленная как ориентированным расположением компонентов породы, так и отдельными включениями организмов или расположением в породе линз и прослойков. Наконец, для биогенных пород чрезвычайно характерны диагенетические слоистость и слойчатость, обусловленные химическими процессами, активно проходящими в биогенном осадке в связи с разложением органического материала. Это может быть слоистость изменения верхних частей осадка,

слоистость перераспределения, а также слоистость выноса материала, образующаяся в результате удаления продуктов распада органического вещества в процессе диагенеза и обогащения слоя более устойчивыми компонентами осадка.

Кроме перечисленных общих текстурных черт, каждая органогенная порода имеет свои текстурные особенности: для углей специфичны одни текстуры, для горючих сланцев — другие и т. д.; это объясняется условиями накопления и последующего изменения именно данного органогенного осадка. В этом их отличие от пород кластогенных, текстуры которых, формирующиеся под воздействием физико-механических факторов седиментации, не зависят от вещественного состава пород.

4. СЛОИСТОСТЬ ХЕМОГЕННЫХ ПОРОД

Слоистость хемогенных карбонатных пород (известняков и доломитов)

Слоистость хемогенных карбонатных пород может проявляться различно: в чередовании различного карбонатного материала (например, кальцита и доломита), в большей или меньшей послойной примеси органогенного, глинистого или обломочного материала или в попеременном чередовании его с карбонатным, в изменении структуры слойков и т. д. Однако, если образование осадка шло путем оседания его, без последующего перераспределения выпавшего материала, то во всех случаях слоистость будет горизонтальной или (реже) облекающей.

Наличие слоистых текстур в хемогенных известняках и доломитах отмечается во многих работах, но, к сожалению, они описываются обычно недостаточно подробно. Интересные данные о внутренней слоистости (слойчатости) известняков и доломитов приведены в работах К. К. Зеленова (1955, 1957), И. В. Хворовой (1956, 1958), И. К. Королюк (1956), С. Г. Вишнякова (1956), С. Е. Колотухиной (1956) и др. Наиболее типична для хемогенных первичных доломитов отмечаемая всеми исследователями тонкая параллельная горизонтальная слоистость (слойчатость). Мощность слойков — от долей миллиметра до 1—2 мм; характерны их тонкость и выдержанность. Весьма вероятно, что это слоистость сезонного характера, обусловленная периодическим оседанием то тонкозернистого хемогенного доломита, то какого-либо иного осадка. Отсутствие подобного типа седиментации в современных водоемах затрудняет ее расшифровку. Однако, мне кажется, с уверенностью можно утверждать, что присутствие в доломите тонкой выдержанной (сезонной?) слойчатости является одним из наиболее надежных указаний на его первично-седиментационное происхождение.

Еще более, чем седиментационная, для доломитов характерна диагенетическая слоистость перераспределения материала, а также полосчатость, которая иногда (но не всегда) совпадает со слоистостью.

Из неслоистых текстур доломитам особенно присущи пятнистые; пятна могут быть разной величины и формы (обычно неправильной), с более или менее резко выраженными границами. Встречаются и пятнисто-слоистые доломиты. Из текстур нарушенной слоистости И. В. Хворова (1956) отметила «знаки слепков нагрузки», или отпечатки течения пластичного осадка (текстура оплывания), которые характерны для зоны донных течений; часты также брекчиевидные текстуры взламывания слойков (карбонатные брекчии), в ряде случаев приуроченные к определенным слоям. При перераспределении осадка, в том числе и выпавшего химическим путем, могут образовываться и иные типы слоистости — полого-волнистая, волнистая, косоволнистая и даже косая (последняя обычно только мелкая или очень мелкая). При этом часто отмечается примесь обломочных зерен песка или алеврита, способствующих проявлению слоистой текстуры.

Слоистость галогенных пород

Соли являются наиболее типичным хемогенным осадком, обычно образующимся в аридной зоне седиментации.

Выпадение в осадок солей или его прекращение происходит вследствие изменения концентрации раствора под влиянием или испарения или, наоборот, разбавления за счет притока новых вод вследствие изменения общих условий растворимости (например, температуры) и, наконец, в результате химического взаимодействия растворов разного состава. Все это тесно связано с общей физико-географической обстановкой, с сезонными и климатическими изменениями. Указанные факторы, а также последовательность химической дифференциации солевого раствора обусловливают специфичность слоистости. Тесная зависимость их от климатических условий, естественно, определяет сезонный характер присущей им слоистости, а оседание из раствора при отсутствии движений придонных слоев воды — ее горизонтальную форму.

В соляных породах встречаются разнообразные примеси, часто обусловливающие изменение окраски и появление слоев разного цвета. Наконец, внутри слоев галогенных пород или между ними могут встретиться прослои пород иного состава, чаще всего глинистых, карбонатных (доломит) или сульфатных (гипсы, ангидриды). Все это создает седиментационную слоистость как соленосной толщи в целом, так и внутреннюю слойчатость соляных пород.

Залежи соли почти всегда обладают достаточно ясно выраженной ритмичной (пачечной) слоистостью разных порядков и масштабов, что многие авторы отмечают как одну из наиболее характерных черт слоистой текстуры солей. На фоне ритмов первого порядка, образующихся в результате засолонения и рассолонения бассейна и отвечающих длительному периоду седиментации, отмечается ритмичность второго, третьего и других, низших порядков, выражающаяся в чередовании слоев различных пород. Годовая ритмичность отложений солей, отчетливо видимая в разрезах, указана уже давно и получила название «годовых слоев», или «годичных полос». Кроме того, отмечается ритмичность многолетняя, вековая и т. д. Из описаний и иллюстраций различных авторов (Фивег, 1948, $1955_{1,2}$, 1956; Кореневский, 1956; Петров, 1953; Вахромеева, 1956, Лобанова, 1956; Lötze 1938 и др.) можно сделать вывод, что каждый тип соленосной породы имеет свои текстурные особенности. Общее у них — ритмичность наслоения и неправильность формы слойков, что, очевидно, связано с частичной перекристаллизацией; это отличает ее от слоистости, например, карбонатных пород, имеющей более правильную форму.

Слойчатость может проявляться в последовательном ритмичном чередовании двух или трех (редко более) компонентов, представленных галогенными или галогенными и глинистыми породами. Величина сезонных слойков различна, иногда они достигают нескольких сантиметров, в других случаях они так тонки, что едва различимы макроскопически. Считая, что пачки этих слойков образуются в течение года, можно подсчитать абсолютное время накопления залежи (Дзенс-Литовский, 1950, на примере Сакского озера). Однако этот метод следует применять с некоторыми ограничениями, учитывая легкую растворимость солей и возможность выпадения из разреза ряда слоевых элементов даже без заметного перерыва в седиментации и без отражения этих явлений в общем рисунке слоистой текстуры. По слоистости соляных пород можно достаточно отчетливо представить себе изменение климата.

По форме слоистость (слойчатость) солей обычно горизонтальная и может быть трех видов (по нашей номенклатуре — см. гл. V): равномерная, направленно изменяющаяся и неравномерная, хотя, по-видимому,

более характерен второй вид. Разновидности встречаются такие: простая и (чаще) ритмическая, что же касается серийной, то, по-видимому, она не типична, так как в слоистых текстурах солей серийное сложение никем не описано.

Кроме слоистых текстур, соляным породам присущи различные неслоистые текстуры. Весьма распространены в галогенных породах и вторичные текстуры, связанные уже со стадией диагенеза и даже эпигенеза (узловатая, пятнистая и т. д.), а также вторичные текстуры тектонического происхождения, которые следует отличать от раннедиагенетических нарушений слоистости (например, от оползания).

Слоистость ангидрита и гипса

Текстуры ангидрита и гипса имеют много сходных черт с текстурами галогенных пород. Е. Э. Разумовская (см. Половинкина и др., 1948) слоистые текстуры по соотношению мощности чередующихся прослоев разделяла на равномерно- и неравномернослоистые, по мощности прослоев и по конфигурации плоскостей наслоения — на горизонтальнослоистые, волнисто-слоистые, линзовидно-слоистые и линзовидно-пятнистые. Многочисленные вторичные текстуры пород не седиментационного происхождения мы здесь затрагивать не будем.

Легкая изменчивость ангидрита и гипса, их способность к передвижению и текучесть определяют форму залегания гипсо-ангидритовых пород в виде раздувов и линз, вклинивающихся между слоями солей, доломитов, реже — известняков, глин и песков. Таким образом, правильное напластование в виде выдержанных пластов для них чаще всего не характерно, что же касается внутренней текстуры породы, то для гипса более обычны неправильные текстуры (Половинкина и др., 1948) — узловая, переплетающаяся, петлеобразная, землистая, желвакообразная, моховидная, очковая и др. Очень типична так называемая плойчатая текстура «кишечного гипса», в которой чередуются прослои горизонтально-слоистые с прослоями, в которых гипс змееобразно изогнут. В ангидрите в ряде случаев отмечается правильная, первично-седиментационная слоистая текстура, особенно отчетливая при чередовании его с другими породами (например, с доломитом) или с солями. Так же как и солям, ангидритам присуща сезонная (годичная) слоистость. Сопоставление слойков в ангидрите по двум скважинам, находящимся на расстоянии около 17 км, показало их поразительное сходство в отношении не только количества слойков, но и их мощности и даже нарушений (Richter-Bernburg, 1957).

Выводы

Итак, общие черты слойчатости хемогенных пород, образовавшихся без перераспределения выпавшего осадка, следующие: по форме она обычно горизонтальная, может быть правильная и неправильная, иногда встречается пологоволнистая. Волнистая и косая слоистость наблюдается только в случае перераспределения выпавшего осадка слабыми донными течениями (что наиболее часто отмечается в доломитах). В солях эти типы слоистости не описаны. Особенно характерна для всех хемогенных пород ритмичность слоеобразования, в частности,— сезонная; она может быть разных порядков (особенно в солях). Весьма распространены первично-неслоистые текстуры (что характерно для гипса), а также всевозможные вторичные текстуры диагенетического и эпигенетического происхождения.

Слоистость хемогенных пород, образующаяся в результате таких региональных изменений условий седиментации, как сезонные или климатические, дает основание для корреляции разрезов на значительных расстояниях (десятки километров); сезонная слойчатость помогает определению абсолютного времени отложений.

5. СЛОИСТОСТЬ ФОСФОРИТОВ И ФОСФАТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

В литературе почти нет описания слоистости фосфоритов, за исключением редких указаний на то, что они «слоистые». Слоистость присуща преимущественно пластовым фосфоритам, а также зернистым фосфоритам и фосфатизированным породам. Просмотр каменного материала, любезно предоставленного мне Б. М. Гиммельфарбом и его сотрудниками, позволил выявить в пластовых фосфоритах различные типы слоистых текстур, связанные, очевидно, с различным генезисом месторождений. Было выделено три вида слоистости фосфоритов: а) волнистая слоистость, обусловленная движением среды отложения в мелководной обстановке; встречена в платформенных месторождениях; б) ритмически сортированная, то более, то менее правильная горизонтальная слоистость, появление которой обусловлено периодическими изменениями условий седиментации, может быть, пульсацией мутевых течений; отмечена эта слоистость в месторождениях, приуроченных к геосинклинальным условиям; в) правильная тонкая горизонтальная слоистость, образовавшаяся, очевидно, в условиях спокойной седиментации, на значительных глубинах, при сезонных изменениях осадконакопления. Она тоже встречена в геосинклинальных месторождениях фосфоритов.

Изложенное является кратким выводом из очень неполных описаний, сделанных мною по образцам. Естественно, что могут существовать и другие типы слоистости фосфоритов, еще не описанные. Связь типа слоистости с типом месторождения пока только намечается. Однако несомненно, что детальное изучение слоистости фосфоритов может дать дополнительные критерии для определения условий их образования.

6. СЛОИСТОСТЬ ОСАДОЧНЫХ РУД

Изучение седиментационной слоистости (слойчатости) осадочных руд составляет особую задачу, требующую специального исследования.

Многие рудные месторождения осадочного генезиса обязаны своим происхождением сортирующей деятельности моря: в прибрежной полосе — волновым движениям, в более глубоководных частях — постоянным морским течениям. Образование руд континентального происхождения может быть обусловлено сортирующей деятельностью речного потока, волнений в прибрежной части озер и т. д.

Одни и те же факторы (течения, волнения) способствуют концентрации в осадке рудных компонентов и формированию слоистости. Поэтому почти любая фациальная обстановка образования руд более или менее отчетливо проявляется в специфических текстурах, в частности, в слоистости. Однако в литературе по этому вопросу имеется очень мало данных, несмотря на частую констатацию того, что изучение структур и текстур руд имеет большое значение. Приводятся многочисленные различные названия структур и текстур (Талдыкин и др., 1955; Половинкина и др., 1948; и т. д.), но слоистым текстурам уделяется очень мало внимания и определяются они, как правило, чрезвычайно примитивно. Обычно текстура руды определяется только как «слоистая» и в лучшем случае дается ее подразделение по мощности слоев; при этом и здесь, как и для кластогенных пород, разные авторы дают различные названия слоистости одной и той же мощности и пределы ее деления считают по-разному. Я полагаю не только возможным, но и необходимым употреблять для слоистых макротекстур руд те же названия морфологических типов слоистости, что и для пород вообще, в соответствии с предложенной в гл. V морфологической классификацией, так как последняя отражает определенный механизм их формирования. Просмотренный мной фактический и литературный материал по слоистости медистых песчаников,

оолитовых железных руд, железистых кварцитов и небольшого количества марганцевых руд позволяет сделать некоторые предварительные выводы.

Текстуры руд, в частности слоистые, чрезвычайно разнообразны и могут быть представлены любым типом, встреченным в кластогенных, хемогенных и органогенных осадках, в зависимости от происхождения рудовмещающей породы, так как они прежде всего определяются той фациальной обстановкой, в которой формировалась порода

Участие рудных минералов в формировании слоистой текстуры как составного компонента осадка, часто подчеркивающего слоистость, очевидно, следует считать одним из признаков, указывающих на первично-седиментационные происхождения рудного компонента.

По характеру слоистости можно более или менее точно определить условия формирования рудовмещающих отложений и степень приуроченности оруденения к определенным фациям, что весьма существенно для правильного направления разведки и эксплуатации месторождений. Обнаружение в рудах специфических форм слоистости, например, типичной для биогенных отложений, может явиться указанием на их биогенное происхождение. Замеры углов наклона косых слойков в ряде случаев помогают уточнить источники поступления и пути переноса рудного компонента. Анализ признаков слоистости дает геологу много дополнительных сведений при изучении рудных месторождений. Прекрасным примером этого служат приведенные Л. Н. Формозовой (1951, 1959) детальные наблюдения над косой слоистостью в оолитовых железных рудах Приаралья.

Специфической особенностью руд является то, что связь их с первичной слоистостью обычно усложняется вторичными процессами перемещения и перераспределения рудного вещества в последующие стадии — при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме. Поэтому выявлению связи рудного компонента с первичной текстурой породы составляет одну из весьма трудных, но существенных задач.

7. ИЗУЧЕНИЕ СЛОИСТОСТИ ПОРОД РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование россыпных месторождений руд и других полезных ископаемых, пожалуй, больше, чем каких-либо других, обусловлено наличием той или иной фациальной обстановки, часто весьма локальной. Так, например, многие россыпи золота приурочены только к определенным частям речных долин, прибрежно-морские россыпи образуются в узкой полосе между линиями прилива и отлива или в зоне прибоя и т. д. Однако, как это ни странно, слоистости рудовмещающих отложений почти не уделялось никакого внимания и представления о ней в опубликованных работах встречаются самые примитивные, а подчас и просто неверные. А между тем изучение слоистости, формирующейся теми же самыми факторами, которые сортируют осадок и способствуют концентрации полезного ископаемого, безусловно, может дать много дополнительных признаков для определения условий седиментации в этих месторождениях. Так, например, Ю. А. Билибин (1956) и другие исследователи полагают, что золото имеет тенденцию скапливаться в плесах, где скорость движения воды наименьшая. Оно концентрируется преимущественно там, где течению приходится работать против силы тяжести, на подъеме рельефа дна. Следовательно, можно предположить, что в этом случае золото, по-видимому, должно накапливаться в основании крупных косослоистых серий в низах аллювиальной толщи. При перемывах пластовое золото как более тяжелое, будет концентрироваться внизу и, следовательно, если серии образуют группы, то его, очевидно, прежде всего можно найти в нижних сериях группы.

Ю. А. Билибин отмечает, что золото может быть обнаружено в любом горизонте аллювиальных отложений, хотя чаще встречается в нижней, галечниковой части. Он указывает, что «при однородном петрографическом составе речных наносов и постепенном обогащении золота с глубиной нельзя провести резкой границы между пустыми и золотоносными слоями; глаз не может найти никаких определенных признаков для определения золотоносности по внешнему виду слоев» (1956, стр. 343). Я думаю, что хорошим макропризнаком может оказаться характер слоистой текстуры осадка, но для этого надо провести соответствующие наблюдения, обратив внимание на то, с каким типом слоистости теснее связано обогащение осадка золотом.

Наиболее обогащенные участки русловых алмазных россыпей приурочены к нижней части плесовых лощин и расположены выше перекатов (Имшенецкий, 1955). Там же концентрируются и тяжелые минералы. В реках горного типа отмечено обогащение алмазами между крупными валунами, т. е. в более грубозернистой части аллювия. Платинусодержащие пески в аллювиальных россыпях составляют нижнюю часть галечникового наноса и отличаются тем, что обычно имеют глинистую примесь продуктов выветривания горных пород, образующих почву россыпи.

Очевидно, опробование надо проводить по типам субфаций, определяемых в первую очередь по типу слоистости. Это особенно существенно для ископаемых россыпей.

Косовые россыпи, содержащие легкие частицы «косового золота», переносимого во взвеси, по Ю. А. Билибину, изучены недостаточно и вопросы их геологии не вполне ясны. Металл в них находится не внизу, а в верхней части песчано-галечных наносов. «Сами металлоносные наносы представляют чередование весьма тонких, измеряемых сантиметрами и даже миллиметрами металлоносных пластиков со слоями пустого аллювия» (Билибин, 1956, стр. 212). Общая мощность металлоносной косы измеряется дециметрами или несколькими метрами. Металлоносные прослойки непостоянны в ширину и длину и представляют собой плоские линзочки, сильно вытянутые вдоль по течению. Из этого описания можно сделать вывод, что косовое золото, приуроченное к фации прирусловой отмели, участвует в слойчатости, располагаясь параллельно границам слойков в отдельных косослоистых сериях (или, может быть, в отдельной группе серий). Многие неясные вопросы косовой металлоносности, по-видимому, могли бы получить некоторую расшифровку, если изучить связь золота с типом текстуры вмещающего его осадка и места его в этой текстуре.

Аллювиальные россыпи — речные и озерные — могут сохраниться в основании мощных толщ пресноводных и лагунных отложений, образовавшихся на отдельных участках погружений. Однако из всех типов россыпей, естественно, лучше всего сохраняются в ископаемом состоянии россыпи морские — береговые и дельтовые. Прибрежно-морские россыпи чаще содержат контентрации магнетита, рутила, ильменита, циркона, касситерита и других минералов, береговые же россыпи благородных металлов, по Ю. А. Билибину, не пользуются широким распространением.

Совершенно ясна роль фациального анализа при изучении россыпных месторождений, а следовательно, и необходимость наблюдения над особенностями слоистости. Знание этих особенностей может помочь при решении различных задач: во-первых, определить фациальные условия образования того или иного осадка; во-вторых, установить внутри россыпи, принадлежащей к определенной фации, распределение полезного ископаемого и связь его с теми или иными субфациями, которые также могут быть выявлены при помощи слоистости (например, субфации плеса, переката, прирусловой отмели и др.); в-третьих, уточнить направле-

ние поисковых работ. Полезные ископаемые россыпей, представленные обычно тяжелыми минералами с большим удельным весом, безусловно участвуют в слойчатости породы, приурочиваясь к определенным частям слоевых элементов, очевидно, преимущественно к основанию слойков и их серий, часто подчеркивая слойчатость. В зависимости от деятельности сортирующего фактора полезное ископаемое может исчезнуть одновременно с изменением типа слойчатости даже при сохранении той же самой структуры породы. Таким образом, *та текстура, с которой установлена связь полезного ископаемого, может явиться поисковым признаком.*

Особенно большое значение приобретает изучение текстуры ископаемых россыпей, вообще изученных недостаточно, при поисках и разведке которых, безусловно, следует использовать такой яркий фациальный признак, как характер слоистости, обусловленный теми же факторами седиментации, которые вызывают скопление тяжелых минералов. В этом случае может оказаться полезным проведение массовых замеров косой слоистости, направление которой будет способствовать выявлению путей миграции осадочного материала, определению источников сноса, установлению по слоистости и ее изменению влияния притоков и т. д. Вообще на данном этапе наших знаний уже совершенно недопустимо ставить вопрос о детальном литологическом изучении россыпных месторождений (так же как и других полезных ископаемых) без анализа такого существенного генетического признака пород, как слоистость.

Глава XIV

ЗАДАЧИ, РЕШАЕМЫЕ ПРИ ПОМОЩИ ИЗУЧЕНИЯ СЛОИСТОСТИ

Знание слоистости пород, ее особенностей, строения и происходящих в ней изменений может найти применение во многих разделах геологии. В настоящее время сведения о слоистости используются (или начинают использоваться) в следующих специальных направлениях геологических исследований: 1) определение генезиса пород (фациальный анализ); 2) палеогеографические построения; 3) уточнение изменений палеоклимата; 4) установление абсолютного времени формирования осадочных толщ; 5) детализация элементов тектонического строения; 6) выявление связей генетических и морфологических типов слоистости с полезными ископаемыми; 7) дополнительные данные для инженерно-геологической характеристики пород; 8) расчленение и корреляция разрезов.

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ПОРОД (ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ)

В первую очередь следует иметь в виду значение детального изучения признаков слоистости для фациального анализа и определения происхождения породы. Характеристике слоистости осадков, образовавшихся в разных условиях седиментации, посвящены главы VII—XI, а генетическая классификация слоистости и сопоставление ее признаков в осадках разных фаций приведены в гл. XII, поэтому мы на этих вопросах останавливаться не будем. Упомянем лишь еще раз, что изучение текстур и их особенностей дает возможность не только выявить осадки разных фаций, но и определить условия седиментации, существовавшие внутри фации (гидродинамические и др.).

Так, мощность косослоистых и волнисто-слоистых серий указывает на силу течений и волнений, а направление косых слойков (для асимметричной волнистой слоистости — направление слойков крутого склона) помогает определить направление течений. Параллельность или же, наоборот, перекрестность серий указывают соответственно на выдержанность или изменчивость направления потока и т. д. (см. гл. IV). Наклонная слоистость и слоистость заполнения позволяют судить о первоначальных уклонах и о рельефе дна.

Кроме определения фации, изучение слоистости может дать дополнительный критерий для выяснения общего генезиса полезного ископаемого. Так, например, отчетливая связь его с первичной текстурой породы и приуроченность к определенным частям слойков (что может найти объяснение в условиях седиментации) иногда помогают решить вопрос об осадочном или неосадочном его происхождении. Сложная полосчатая

слоистость характерна для биогенных осадков. Следовательно, если мы видим этот тип в породе неорганической, то можно предположить ее первично-биогенное происхождение.

2. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

Некоторые вопросы палеогеографии, в первую очередь определение направления переноса осадочного материала, местоположения источников сноса, береговой линии и т. д., также иногда решаются при помощи замеров азимутов наклона косых слойков. Эта методика нашла широкое применение как у нас, так и за рубежом и в ряде случаев дает положительные результаты: направления азимутов падения косых слойков указывают на палеогеографических картах русла рек, направление морских течений, веера подводных частей дельт. По выявленным направлениям течений [1] делаются выводы о местоположении источника сноса, иногда резко расходящиеся с выводами, полученными на основании общих геологических соображений.

Упоминания об использовании косой слоистости в целях определения направления сноса мы находим в литературе начиная с прошлого столетия. Детально описал этот метод Бринкманн (1933), установивший, на основании замеров косой слоистости в верхней части триасового «пестрого песчаника», большую выдержанность направления древних потоков с запада на восток, в то время как ранее, на основании «общих соображений», было принято обратное направление.

В отечественной литературе много внимания этому новому методу исследования уделял А. В. Хабаков (1940, 1948_1 и др.). Он указывал на необходимость подобного изучения слоистости для решения вопросов «динамической палеогеографии» в комплексе с другими исследованиями — наблюдениями над ориентировкой асимметричных знаков ряби и удлиненных органических остатков (особенно в массовых скоплениях танатоценозов), замерами ориентировки галек и валунов, а также зерен песчаников. А. В. Хабаков (1948_2) приводит ряд примеров удачного применения этого метода; в частности, им в 1929 г. в медистых песчаниках Приуралья были выявлены изменения направления меандрирующего потока, образовавшего эти косослоистые песчаные толщи, что имело значение для ориентировки разведочных работ.

В ряде статей (Вассоевич и Гроссгейм, 1951_1, $_2$; Гроссгейм, 1953; Неручев, 1953, и др.) на основании массовых замеров косой слоистости показано, как распределяются течения в морском бассейне на различных горизонтах третичных отложений (чокракских, караганских, майкопских и акчагыльских) в северной и северо-восточной частях Кавказа. Производились замеры не только косой слоистости, но и вытянутых органических остатков (Гроссгейм, 1953). С. Г. Неручев очень правильно отмечает необходимость определения направления косой слоистости (слойчатости) по отдельным генетическим типам. Он выделяет два таких типа, с различным направлением косой слоистости (см. гл. XV). Последующий анализ слоистости и сопоставление полученных результатов с общими геологическими данными позволили автору сделать вывод, что первый тип — это отложения песчаного материала палеореками, впадавшими в морской залив, а второй тип — отложения вдоль береговой линии песчаного материала, переносимого морскими придонными течениями. Эта статья служит прекрасным примером того, как разносторонне следует анализировать материал даже при применении «математических» методов в геологии.

Несмотря на выявленное С. Г. Неручевым преобладающее направле-

[1] Главным образом путем построения круговых диаграмм — см. гл. XV.

ние течения, построенные им диаграммы показывают неустойчивость этих течений и многочисленные дополнительные направления. Он объясняет это мелководным характером водоема, чему, однако, противоречит постоянное отсутствие в отложениях знаков ряби. Этому можно найти и иные объяснения: в частности, если бы автор приурочил свои замеры к более узкому стратиграфическому горизонту, направление течений в соответственно более узкий отрезок времени, возможно, выявилось бы более определенным.

Г. А. Смирнов (1953) и Г. А. Смирнов и И. С. Свирщевский (1955) на основании замеров косой слоистости определяли направление потоков, образовавших песчаники в угленосной толще Кизеловского бассейна.

В американской литературе весьма часто встречаются указания на установление направления речных потоков по замерам косой слоистости (Potter and Siever, 1956; Potter, Nosov and oth., 1958; Potter and Glass, 1958, и др.). Рейхе (Reiche, 1938) и Шоттон (1937) по замерам косых слойков определили направление ветров, дувших над древними пустынями Аризоны.

Таким образом, мы видим, что этот метод применялся при изучении отложений самых разнообразных фаций. Однако, как ни заманчиво делать таким путем казалось бы точные выводы, обоснованные математически, этот метод следует все же применять с большой осторожностью, обязательно проверяя получаемые результаты общим анализом палеогеографической обстановки. Дело в том, что, как можно видеть из анализа слоистости, приведенного в предыдущих главах, этот метод лучше применять тогда, когда большинство серий в каждой данной точке имеет или более или менее одинаковое направление (т. е. для слоистости однонаправленной), или же веерообразное. Если же слойки в сериях беспорядочно-разнонаправленные, то, замеряя их в разных сериях, мы можем либо не получить никакой ясности, либо же (что еще хуже) прийти к совершенно ложным выводам при чисто случайном преобладании замеров серий со слойками одного и того же направления. При применении этого метода к слоистости попеременно-разнонаправленной надо строго следить за тем, чтобы в каждой точке число замеров для обоих направлений падения косых слойков было одинаковым, только тогда построение диаграммы выявит соответствующие им два устойчивых попеременных направления течения.

Но даже и в наиболее благоприятном случае — при однонаправленной косой слоистости — иногда могут быть допущены крупные ошибки.

Переходя к выводам, следует еще иметь в виду, с каким потоком мы имеем дело. Если это река, да еще равнинная, то для нее, как известно, характерно меандрирование. При этом положительные результаты может дать только такая частота замеров, которая позволит выявить излучины реки. Если же этого не будет, то элемент случайности может опять-таки привести к совершенно ложным выводам о направлении речного потока, а следовательно, и о местоположении источника сноса. Приведем такой пример (фиг. 293): показано меандрирующее речное русло. Стрелка указывает общее направление речного потока. Однако вследствие меандрирования направление косых слойков в осадке русла в каждом частном пункте замера не совпадает с общим направлением реки. Нетрудно видеть на рисунке, что, даже если замеры сделаны через довольно правильные интервалы, может быть такое случайное попадание пунктов наблюдений, при котором построение розы-диаграммы даст совершенно ложный вывод о положении источника сноса на востоке, в то время как он на самом деле находился на юге (я уже не говорю о том, что и в самом русле донные валы не имеют строго правильного направления и часто смещаются в зависимости от взаимного располо-

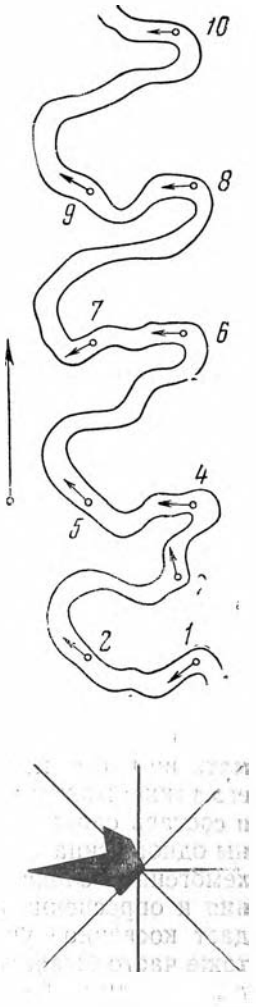
жения плесов и перекатов вследствие сложного движения струй в турбулентном потоке).

Наконец, если замеры частично попадают на те пункты, где находится аллювий, отложенный не основной рекой, а ее притоками, то мы при изучении ископаемых отложений можем еще более усложнить, а иногда и исказить истинную картину.

Следовательно, для получения правильных выводов на основании замеров направления падения косых слойков необходим ряд условий: а) более или менее постоянное направление течения, отложившего осадок; б) обязательное проведение замеров раздельно для разных генетических типов слоистости (слойчатости); в) частая сеть замеров, исключающая возможность случайного подбора точек; г) расположение точек наблюдений через более или менее правильные интервалы; д) уверенность в том, что замеры в разных пунктах относятся к одному и тому же стратиграфическому горизонту (и чем он меньше, тем лучше), т. е. уверенность в стратиграфической увязке разреза (в противном случае можно спутать изменения направления на площади с изменением во времени; е) слабая дислоцированность осадочной толщи и отсутствие тектонических нарушений. При замерах в складчатых областях, несмотря на имеющуюся методику пересчета углов наклона (с поправкой на тектонические углы наклона, см. гл. XV), возможность ошибок еще более возрастает.

Таким образом, мы видим, как много обстоятельств необходимо учесть для получения правильного вывода. Между тем метод замеров (тем более с пересчетом углов наклона) очень трудоемок. Поэтому в некоторых случаях время, затрачиваемое на замеры и пересчеты, лучше истратить на продумывание особенностей разреза и более детальный анализ имеющегося литологического материала.

Сказанное, однако, отнюдь не исключает целесообразности применения этого метода вообще; в ряде случаев, как это было показано выше, замеры направления падения косых слойков дают интересные результаты. Наиболее применим этот метод при исследовании осадков рек со слабым меандрированием, для временных потоков, для морских течений постоянного направления и, в некоторых случаях, для дельт.



Фиг. 293. Возможность ошибочного определения направления меандрирующего потока путем замеров косой слоистости. Цифрами обозначены пункты наблюдений

К методике замеров азимутов углов наклона косых слойков тесно примыкает метод определения направления течения путем:

а) замеров наклона и расположения галек; этому вопросу посвящена довольно обширная литература (Хабаков, 1933, 1948$_{1,2}$; Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, 1954; Апродов, 1949; Саркисян и Шаповалова, 1949; Саркисян и Климова, 1955; Даргевич. 1949, 1951, 1952, 1956; Рухина, 1956; Яковлева, 1955, 1957, и многие другие);

б) определения ориентировки удлиненных неорганических включений и органических остатков (граптолитов, белемнитов, растительных остатков и др.), а также знаков на поверхности наслоения — рябн, ца-

рапин, следов волочения и др. (Вассоевич, 1951, 1953; Булач, 1951, и др.);

в) замеров ориентировки песчаных зерен (Грязнова, 1949, 1953, и др.).

На расположение галек и их соотношение со слойчатостью влияет их форма, размер, характер переноса, а также количество гальки и та порода, в которой они расположены (см. гл. IV). Очевидно, то же можно сказать и о других неизометричных включениях. Для продолговатых включений в осадке, находившихся в наполовину влекомом (у дна) состоянии, по-видимому, нормальна тенденция к продольному расположению в потоке или параллельно берегу (с некоторыми отклонениями). При замерах ориентировки удлиненных включений с неравными концами (например, белемнитов) следует определить направление одного и того же конца (например, более узкого). Как указал А. В. Хабаков (1948_1), Маршалл Кей в 1945 г. при подобном статистическом исследовании отметил различие в ориентировке разных по величине раковин ортоцератитов: мелкие ортоцератиты, по-видимому, располагались параллельно береговой линии, а крупные — поперек. Следовательно, при замерах необходимо учитывать и величину замеряемых объектов, М. Х. Булач (1951) по замерам ориентировки белемнитов в юрских отложениях Дагестана установлено направление течения, совпавшее с преобладающим направлением косой слоистости.

Мы не будем более останавливаться на разборе особенностей замеров, так как они не имеют прямого отношения к нашей теме. Отметим только еще раз, что при производстве замеров косой слоистости безусловно необходимо обращать внимание и на все перечисленные выше дополнительные показатели направления течения, а также на их соотношение со слойчатостью пород.

3. УТОЧНЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПАЛЕОКЛИМАТА

С изучением палеогеографии тесно связан вопрос об изменении климата во время накопления той или иной осадочной толщи. Разрешению его также может помочь анализ слоистости путем определения строения и состава слойков, характера их чередования, изменения мощности, смены одного типа слоистости другим и т. д. Так, например, по ритмической хемогенной слоистости отложений солей мы судим о периодах осолонения и опреснения лагун; изменение мощностей слойков одного состава дает косвенное указание на изменения в поступлении материала, что тоже часто бывает связано с климатическими или сезонными изменениями (например, чередование периодов дождливых и засушливых). Пачечное (особенно ленточное) строение указывает на сезонность слоеобразования.

В главе X при описании горизонтальной слоистости в осадках Каспийского моря приведен пример того, как переслаивание пород разного цвета отражает периодическое обмеление Каспия. В. Б. Шостакович (1941) указывал на сезонный характер накопления илов в озерах в зависимости от таяния льдов и от других причин. Б. В. Перфильев (1952) отметил сезонную слоистость в озерных илах биогенного происхождения. Наличие неслоистых пород указывает на однообразие условий седиментации и равномерный климат.

Г. Ф. Лунгерсгаузен (1957) в своей очень интересной и содержательной статье рассматривает некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии в связи с изучением ритмической слоистости осадочных пород и осадочных толщ. Климатическую ритмическую слоистость он называет экзогенной и считает широко распространенной. По его утверждению, слоистость, обусловленная колебаниями

климата, хорошо выражена в овражных дельтах, образующихся весной (в связи с попеременным таянием днем и замерзанием ночью), в периферических частях конусов выноса временных потоков, в отложениях минеральных ключей с суточными колебаниями дебита, в солевых отложениях мелких озер аридного пояса, в ледниково-озерных и других отложениях. Построенные им диаграммы отчетливо показывают, что изменение мощностей слойков в отложениях докембрия Южного Урала (зигазино-комаровская свита) и Енисейского кряжа (по р. Ангаре) было ритмическим, разных порядков, и отвечает периодам изменения климата в 3 года, 11 лет, 20—35 и 70 лет. Подобную же периодичность (3 года, 11 и 30—35 лет) он отмечает в органогенной слоистости тела водорослей *Collenia* и других из отложений позднего докембрия (миньярской свиты) Южного Урала. В древних дюнах р. Лены он обнаружил такую же ритмичность. Много примеров подобной периодичности приведено Ю. А. Жемчужниковым в его последней работе.

Г. Ф. Лунгерсгаузен считает ритмичность осадка зависящей от климатических изменений: «Трехлетний цикл отвечает моменту климатического оптимума, в то время как 11-летний, также 35- и 75-летние (?) периоды, наоборот, чаще связаны с ухудшением климата и, очевидно, с общим понижением среднегодовой температуры» (1957, стр. 97). Так же как и Ю. А. Жемчужников и другие авторы, Г. Ф. Лунгерсгаузен причины климатических изменений видит в цикличности солнечной радиации. Таким образом, благодаря столь общей космической причине появления слоистости встает вопрос о новой возможности сопоставления ритмически построенных осадочных толщ, территориально достаточно удаленных одна от другой. С периодичностью высших порядков Г. Ф. Лунгерсгаузен связывает изменение осадконакопления в зависимости от общих похолоданий и от эпох оледенений. Однако этот вопрос уже относится к слое- и пластообразованию и поэтому мы на нем здесь не останавливаемся.

4. УСТАНОВЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Изучение слоистости может иметь значение и для решения вопросов геохронологии, о чем уже упоминалось выше. В большей степени этот метод применялся на ленточных глинах ледниковых озер — для определения абсолютного количества лет, так как каждому году отвечает образование одной ленты, или пачки горизонтальных слойков (Марков, 1927; G. Geer, 1912, 1931 и др.). Применение его эффективно, если есть уверенность в том, что в процессе седиментации не было перерывов, В. Б. Шостакович (1944) провел такой же анализ на илах Малинового озера. Возможность создания абсолютной геохронологии и корреляции озерных осадков по годичным слоям отмечает Б. В. Перфильев (1952). Для абсолютной геохронологии четвертичных отложений используют методы анализа ленточных отложений, подсчет годичных колец и радиоуглеродный метод. Применение этого метода, по мнению Уокера (1955 г.), возможно только для отложений озер, питавшихся талыми ледниковыми водами.

Кроме определения абсолютного времени формирования толщ по подсчету количества слойков, изучение слоистости может способствовать и более широким выводам в этом направлении. Так, Г. Ф. Лунгерсгаузен (1957) высказывает мысль о возможности перестройки геохронологической шкалы в соответствии с изменениями климата в зависимости от космических причин (что находит свое выражение в слоеобразовании разных порядков). В настоящее время этот вопрос пока только поставлен, но он, безусловно, представляет большой интерес для геологов.

5. ДЕТАЛИЗАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Понимание слоистости может дать основание и для некоторых выводов при изучении тектонического строения осадочных толщ. В первую очередь это относится к определению (в дислоцированных толщах) характера залегания — нормального или опрокинутого. Вопрос этот достаточно детально разобран Шроком (1950) на многочисленных примерах. Кроме рассмотрения закономерностей в последовательности напластования (т. е. текстуры толщ), различных знаков на поверхности слоев и слойков (особенно подробно — всевозможных знаков ряби и трещин усыхания) и расположения включений, Шрок в специальной, пятой главе разбирает последовательность наслоения в косослоистых толщах.

Для определения кровли и почвы пласта (чтобы отличить нормальное залегание от опрокинутого) можно считать характерными следующие признаки слоистости:

а) вогнутость слойков и выполаживание их в нижней части серий в подавляющем большинстве случаев (кроме эоловых отложений). Этот признак был известен давно и использовался еще с конца прошлого века. Большое значение его подчеркнул Клоос (1914; см. гл. I). К этому следует еще добавить, что основания мульд волнистой мульдообразной слоистости всегда будут направлены к подошве пласта, но не наоборот. То же в подавляющем большинстве случаев относится и к косоволнистой слоистости;

б) строение слойков — двучленное и сортированное, а также группировка их в пачки (особенно ленточное строение). Установленное для данной толщи нормальное строение слойков (или пачек) — величина очень постоянная. Обратное строение слойков (или пачек), обнаруженное в той же толще, указывает на опрокинутое залегание. Это особенно важно при изучении пород по керну и для осадочных толщ, сильно смятых в мелкие складки. Один из примеров такого случая разобран в гл. III;

в) нарушения слоистой текстуры; если ходы илоедов и корни растений секут слойчатость, то обычно они направлены из верхнего слоя в нижний, нарушения же воздушными карманами, наоборот, направлены от нижнего слоя к верхним (см. гл. XI). Иногда можно использовать соотношение текстуры оползания со слойчатостью ненарушенных слойков, особенно при постепенном переходе к нормальной слойчатости в подошве слоя и резком срезании нарушенной текстуры ненарушенными слоями в кровле. Обратное соотношение указывает на перевернутое залегание.

Шрок разбирает еще многочисленные случаи определения кровли и почвы по слоистой текстуре биогермов (биогенной слоистости) и по расположению в породе органических остатков.

Очень осторожно следует подходить к определению перерывов по соотношению слоевых элементов. В то время как несогласное залегание слоев и пластов обычно является несомненным доказательством перерыва, далеко не всегда резкое срезание кровли слойков и несогласное налегание верхней их серии указывают на перерыв в осадконакоплении. Например, налегание одной косослоистой серии на другую с резким срезанием верхушек слойков нижней серии может происходить без всякого перерыва, одновременно с образованием обеих серий (см. гл. IV).

Поэтому при определении перерывов на основании несогласного залегания, если мощности слоевых единиц малы, необходимо обязательно прежде разобраться, имеется ли здесь слоистость толщ или слоистость пород (слойчатость) и каков механизм образования последней.

Наличие горизонтов брекчий в большинстве случаев считают результатом тектонических движений. В. В. Бронгулеев и А. А. Стихотворцева (1958), проанализировав структуру и текстуру как брекчий девона и

карбона Большого Каратау, так и вмещающих их пород, установили их нетектоническое происхождение: это брекчии прибоя, связанные с подводно-оползневой деятельностью и с подводным взмучиванием и взламыванием осадка. Одним из основных текстурных доказательств нетектонического происхождения брекчий является наличие грубой сортировки материала, которая обусловливает слоистость внутри самих брекчий, что наблюдается во всех описанных авторами горизонтах. Во многих случаях слоистость брекчий подчеркивается линзовидными прослойками песчаного и гравийного материала, что также указывает на их осадочное происхождение. Отсюда авторы делают дальнейший вывод об отсутствии обязательной зависимости от горизонтов брекчий полиметаллического оруденения, связанного с тектоническими нарушениями (как проводниками рудоносных растворов). К сожалению, в этой интересной статье не показаны достаточно четко признаки различия брекчий прибоя и брекчий оползания — текстур, генезис которых весьма различен.

6. ВЫЯВЛЕНИЕ СВЯЗЕЙ ГЕНЕТИЧЕСКИХ И МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ СЛОИСТОСТИ С ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМЫМИ

Изучение слоистости в связи с исследованием полезных ископаемых, как это показано в предыдущей главе, может быть использовано в разных направлениях.

Через фациальный анализ выявляется генезис полезного ископаемого и приуроченность его к определенным фациям или субфациям (в первую очередь — аллювия или пляжевых отложений). Связь полезного ископаемого с генетическим типом слоистости может послужить поисковым критерием. Изучение слоистости помогает определению путей миграции осадка, источников сноса, областей возможной концентрации полезного ископаемого и т. д., а эти сведения очень ценны для выбора правильного направления поисково-разведочных работ.

Выявление связи полезного ископаемого с морфологическими типами слоистости и приуроченности его к тем или иным частям слоевых элементов (слойков, серий, пачек) является частью фациального анализа, но использование слоистости здесь имеет уже прямое, непосредственное значение, особенно при изучении россыпных месторождений. В россыпях полезное ископаемое связано непосредственно с текстурой породы, так как оно накапливалось всегда одновременно с формированием самой текстуры и часто подчеркивает последнюю.

Неразработанность этого направления исследования, по-видимому, обусловлена существовавшей до сих пор общей неразработанностью классификации и признаков слоистости. Однако такое направление изучения слоистости, вероятно, может помочь при решении ряда практических вопросов (направление поисковых работ, предварительная оценка россыпей и др.).

7. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

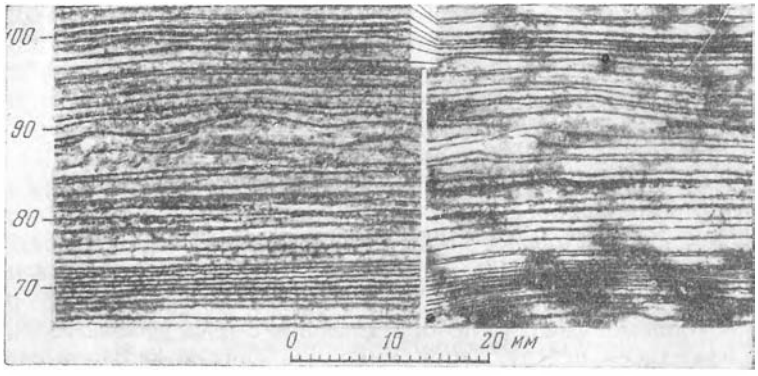
Нельзя забывать о значении слоистости и в инженерной геологии. Известно, что реакция породы на давление и сдвиг, компрессионные свойства грунтов, фильтрация воды и другие качества неодинаковы для пород с различной слоистостью. Это относится как к полезным ископаемым со слоистой текстурой (прежде всего к строительным и поделочным материалам), так и к грунтам — слоистым или неслоистым. Однако до сих пор не изучались особенности пород в зависимости от особенностей различных разновидностей слоистых текстур. Все породы обычно де-

лятся просто на слоистые и неслоистые, причем чаще это определение относится к наслоению толщи (к слоям, а не к слойкам). Между тем внутренняя текстура породы, ее слойчатость, несомненно, также имеет значение, и возможно разное решение стоящих перед геологом задач в зависимости от того, какой вид слойчатости в данной породе преобладает. Так, например, в литературе есть указание, что в связных грунтах со слоистой текстурой при увеличении угла между направлением слоистости и горизонтальной поверхностью увеличивается и сопротивляемость сжатию. Влияние направления слоистости на компрессионные свойства грунтов уменьшается по мере уменьшения влажности и возрастает в грунтах с большим содержанием глинистых частиц и ярко выраженной слоистостью. При этом возможно, что учет изменения свойства грунтов в зависимости от их слоистой текстуры может дать значительный экономический эффект при проектировании оснований фундаментов.

8. РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В некоторых случаях знание характера слоистых и других текстур, их особенностей и переходов одной в другую, может помочь при расчленении и корреляции разрезов.

При сопоставлении разрезов в некоторых случаях горизонты с нарушенной первичной текстурой осадка оказываются маркирующими. В других случаях такими горизонтами являются прослои с каким-либо определенным видом (или разновидностью) слоистости (слойчатости).



Фиг. 294. Сопоставление лент (варв) по двум скважинам, расположенным на расстоянии 17 км одна от другой. Горизонтально-слоистый ангидрит. Видно одинаковое изменение слоистости в интервале лент 85—88. (По Richter-Bernburg, 1957)

Иногда определенная общая направленность изменения видов слоистости (например, от видов, связанных с большей динамикой движения среды, до видов, обусловленных спокойной седиментацией), даже при различии их в отдельных разрезах, может помочь корреляции последних. Смена на площади одной текстуры другой помогает расшифровке боковых изменений пород.

О новых возможностях корреляции осадочных толщ с сезонной ритмической слоистостью уже упоминалось выше. Такое сопоставление было проведено Заурамо (Sauramo, 1923), Рихтер-Бернбургом (Richter-Bernburg, 1957) и другими. Рихтер-Бернбург произвел сопоставление сезонной слойчатости ангидрита цехштейна по двум разрезам буровых скважин, расположенных в 17 км одна от другой, причем обнаружилось поразительное сходство тонких слойков ангидрита и доломита в обоих

разрезах не только по количеству и мощности, но и по особенностям и деталям строения (фиг. 294). Отмеченная нарушенность некоторых отдельных слойков также неизменно прослеживается в обеих скважинах. Время отложения метрового пласта горизонтально-слоистого ангидрита определено, по подсчету количества слойков, в 800 лет.

Н. Б. Вассоевич указывал, что при решении вопросов корреляции не следует пренебрегать и такими признаками, которые на первый взгляд кажутся несущественными: «к числу таких признаков следует во многих случаях относить слоистость, к сожалению, пока еще редко и в недостаточной степени привлекаемую для выявления коррелятивов» (1951, стр. 29).

Метод коннексии разрезов путем построения ритмограмм (см. тл. XV), предложенный Н. Б. Вассоевичем для ритмически-слоистых разрезов флиша, находит теперь более широкое применение и в других ритмически построенных осадочных толщах. Этот метод, по-видимому, может быть применен ко многим горизонтально-слойчатым толщам, если только они накапливались без перерывов.

В других случаях расчленению разреза в структурно однородной толще помогает изменение слоистой или какой-либо иной текстуры породы.

Как видим, применение учения о слоистости может быть весьма многообразным. В этой главе очень кратко перечислен ряд случаев использования анализа слоистых текстур, однако совершенно ясно, что этим не исчерпываются все возможности этого метода исследования. Очевидно, дальнейшее развитие учения о слоистости выявит еще новые возможности использования этого столь важного признака осадочных пород в различных областях геологии.

Глава XV

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СЛОИСТОСТИ

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Направление изучения слоистости и степень детальности проводимых наблюдений находятся в прямой зависимости от цели, для которой это изучение проводится. Задачи, стоящие перед исследователями могут быть двух направлений: 1) выявление признаков слоистости осадка, образовавшегося в точно известной обстановке, для того чтобы использовать их в дальнейшем при определении генезиса осадочных пород; 2) решение различных вопросов, в первую очередь — выяснение фациальных условий формирования осадка, из которого образовалась данная порода (т. е. ее генезиса), путем изучения признаков слоистости в определяемой породе и сравнения их с выявленными ранее.

Работы первого направления имеют большое значение, так как они дают геологам ключ, при помощи которого можно расшифровать ископаемые отложения разного возраста, что особенно важно для изучения немых осадочных толщ. Эту задачу обязательно должны иметь в виду геологи, изучающие современные и четвертичные отложения; обычно они уделяют мало внимания детальному описанию текстур, ибо для их непосредственной работы этого не требуется, так как в большинстве случаев достаточно оснований для точного фациального определения четвертичных отложений [1] дают другие признаки — морфология осадка, его структура и т. п. Однако, если бы геологи-четвертичники при изучении отложений различных фаций давали и подробное описание внутренней слоистости отложений, то мы в настоящее время имели бы прекрасный материал для составления детальной генетической классификации слоистости и выявления ее наиболее характерных диагностических признаков для любых фаций. К сожалению, как показано в предыдущих главах, работ такого типа очень мало, тем не менее даже имеющиеся немногочисленные работы уже дали существенный материал для обобщений.

Второе направление, как видно из изложенного выше, из года в год развивается все шире и шире, так как изучение слоистости начинает помогать решению все большего числа различных геологических задач.

Работу по изучению слоистости можно разделить на два этапа: полевой и камеральный. Мы рассмотрим в данной главе общую методику исследования слоистости на обоих этапах исследования, а также ряд частных методов, предложенных различными авторами для решения тех или иных вопросов.

---

[1] Хотя и не всегда — см. гл. VIII, раздел «Озы, камы».

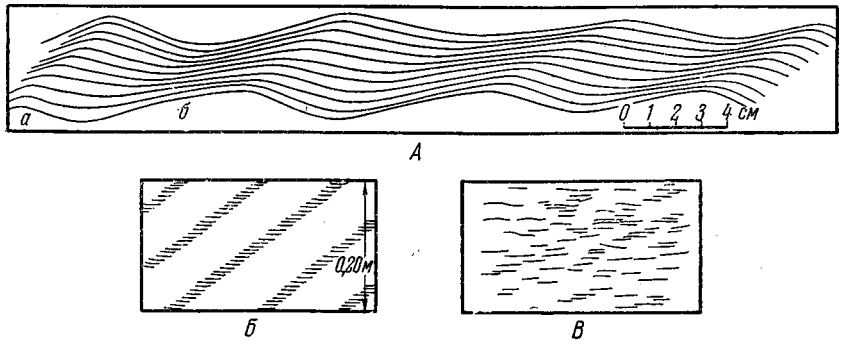
2. РАБОТА В ПОЛЕ

При полевой работе должны быть выявлены все необходимые признаки, произведены наблюдения и замеры, характеризующие слоистость, сделаны описания, зарисовки, фотографии, отобраны образцы.

В начале работы просматривается объект наблюдения в целом — обнажение (естественное или искусственное), керн на более или менее значительном интервале. При этом намечаются порядок описания и участки, которые подлежат зарисовке и фотографированию. Часто выбранные участки, а иногда и весь объект требуют предварительной подготовки и соответствующей обработки для наилучшего выявления особенностей текстуры. Изучение объекта исследования лучше начать с зарисовок, так как в процессе рисования исследователь тщательно рассматривает все детали и особенности строения текстуры и продумывает их, после чего уже легче сделать описание. Замеры производятся попутно с описанием: обычно эту работу поручают коллектору. Образцы отбирают во время описания или после него.

Подготовка объекта для наблюдения

В ряде случаев, прежде чем приступить к наблюдениям, необходимо подготовить объект наблюдения таким образом, чтобы слоистость была видна наиболее отчетливо, а описание ее можно было сделать наиболее правильно. В сыпучих, несцементированных породах следует зачистить поверхность обнажения и, по возможности, выровнять ее. Производится это обычной лопатой или, еще лучше, небольшой лопаткой с короткой



Фиг. 295. Искажение рисунка ряби при зачистке сырой поверхности обнажения.

А — строение волнистой слоистой текстуры ряби в речных отложениях (мощность слойков около 1 мм и менее): *а* — крутые склоны валиков ряби, подчеркнутые глинистым материалом, *б* — пологие склоны ряби; *Б* — общий вид той же текстуры на расстоянии (получается ложное впечатление косой слоистости); *В* — тот же участок обнажения при зачистке лопатой сырого песка

ручкой (типа саперной); можно использовать штукатурную лопатку. При этом следует иметь в виду, что, зачищая сырую поверхность песчаного осадка, имеющего послойную примесь глинистого материала, можно исказить тип текстуры, так как сырые вязкие глинистые прослойки, слегка изгибаясь, тянутся за лопатой. На фиг. 295 показана типичная слоистость ряби течения (*А*), которая на поверхности выветривания иногда выглядит как косая (*Б*). Зачистка же обнажения дает на его поверхности муаровый рисунок, и слоистость кажется пологоволнистой (*В*). Если структура породы песчаная, то, ровно зачистив поверхность обнажения, следует оставить ее на некоторое время, чтобы она обсохла, а затем обдуть ее. Тогда слоистая текстура выявится наиболее отчетливо.

Мак-Ки (1954) указывает, что в отложениях пляжей сначала вследствие сырости песка слоистость в проходимых канавах не была заметна, но по мере высыхания стенок она начала проявляться некоторым различием в цвете и другими признаками. В эоловых отложениях, наоборот, промачивание лучше выявляет текстуру осадка и дает возможность сделать вертикальные разрезы в сыпучем песке. На этом и был основан метод Бэднелла, примененный впоследствии Бэгнольдом и Мак-Ки (см. гл. VII), которые пропитывали водой песчаные дюны и барханы, после чего оказывалось возможным сделать в них необходимые искусственные разрезы и изучить слоистость.

При изучении слоистости в обнажениях следует посмотреть, нет ли участков, где она отпрепарирована выветриванием. Такие участки в рыхлых породах лучше не зачищать. В твердых породах, прежде чем приступить к описанию, поверхность лучше предварительно обдуть. Иногда (в руслах рек и ручьев) слоистость бывает хорошо отпрепарирована водой. Ю. А. Жемчужников указывал, что слоистость лучше выявляется выветриванием на обращенных к солнцу южных склонах.

При работе с керном текстура может быть видна плохо вследствие того, что он очень часто недостаточно хорошо отмыт от глинистого раствора и бурового шлама. В этом случае керн следует хорошо вымыть, для чего достаточно просто иметь ведро с водой, в котором и обмывается керн. На смоченной поверхности керна обычно текстура видна лучше, особенно если порода представляет чередование более грубого, песчано-алевритового, и более тонкого, алеврито-глинистого материала. Поэтому иногда полезно смочить водой даже чисто отмытый керн.

Зарисовки и фотографии

Описание слоистости всегда полезно, а часто и совершенно необходимо сопровождать иллюстрациями — зарисовками и фотографиями, причем как частых, типичных случаев, так и более редких, особенных. Зарисовка обязательно должна показать основное, самое характерное для данной текстуры.

Прежде чем начать рисовать, следует хорошо рассмотреть отдельные элементы слоистости, проследить слойки по падению, особенно — рассмотреть места их выклинивания или стыка с другими слойками, определить границы серий и установить — чем они выявляются. Необходимо обратить особое внимание на бурые и красные железистые разводы и полосы вторичного происхождения и разобраться в той роли, которую они играют: приурочены ли они к слоевым элементам и подчеркивают, таким образом, первичную текстуру осадка, или же имеют иное направление и затушевывают рисунок первичной слоистой текстуры. В некоторых случаях появление колец Лизеганга может создать впечатление ложной слоистости, как это было описано выше (см. гл. IV).

Надо также внимательно рассмотреть причину изменения направления косых слойков. Так, например, завороты верхней части косых слойков в обратную сторону (см. гл. VIII) не следует смешивать с изменением направления слойков в смежных сериях, разделенных неясной границей. Иногда вследствие неясности слоевых границ в зарисовках косой слоистости косые слойки в вертикальном разрезе изображают в виде непрерывного зигзага, что совершенно неправильно, так как форма косого слойка отражает форму склона песчаного вала в момент его формирования, а последний в разрезе не мог быть зигзагообразным. Для понимания способа формирования текстуры важно знать характер перехода косослоистых серий в горизонтально-слоистые (см. гл. V).

Только разобравшись во всех взаимоотношениях и переходах слойков и серий, можно приступать к зарисовке. На последней отмечается угол

наклона слойков и серий, размеры всех слоевых элементов, их форма, непрерывность или прерывистость, отчетливость, характер изменения материала и т. д. Мощность слойков обычно не может быть изображена в масштабе зарисовки (за исключением специальных зарисовок строения слойков в крупном масштабе); поэтому на обычной зарисовке показывают лишь относительное изменение мощностей слойков, а точный их размер указывают в описании.

Способы зарисовок различны и в значительной степени определяются умением исследователя рисовать. Наиболее простой способ изображения — штриховой (зарисовка, близкая к чертежу), когда линиями (сплошными или точечными) указывается направление и форма косых слойков, серийных швов и других текстурных элементов. Такой тип зарисовки легче перечерчивать тушью. Несколько сложнее зарисовка с указанием особенностей текстуры — более темных и светлых элементов породы, ее зернистости, толщины слойков (хотя бы их относительное изменение), включений или линз более грубозернистого материала и т. д. Такая зарисовка уже приближается к рисунку; для ее выполнения требуется некоторое уменье рисовать. Она может быть как штриховой, так и тоновой.

Достоинства первого способа зарисовки — простота, четкость, легкость выполнения и копировки и отсутствие всего лишнего (дается только основное и характерное). Второй способ имеет то преимущество, что он дает более реальное представление о текстуре и связи ее со всем обликом породы. Хорошо, если в зарисовке отражена структура породы, ее зернистость, плотность и т. д.

Иногда можно дать зарисовку-схему, т. е. изобразить линиями не только те слоевые элементы, которые ясно видны, но продолжить линии и там, где они четко не различаются, но должны продолжаться или, при ближайшем детальном рассмотрении, намечены слабо. Однако при таком способе изображения вносится значительный элемент субъективности и фантазии, в то время как рисунок должен быть документальным. Все же он имеет и положительные стороны: геолог обязательно более внимательно присмотрится к изучаемому объекту, к деталям его строения и увидит недостающие элементы картины. Поэтому этот способ также можно применять, но в объяснении к рисунку обязательно должна быть оговорена степень его достоверности. Менее ясно видные и предполагаемые линии при этом лучше проводить пунктиром, штриховым или точечным. Такой тип зарисовки применяется также тогда, когда мы, на основании ряда наблюдений, хотим дать обобщенное изображение — синтетический рисунок-схему, иллюстрирующую определенную разновидность слоистости.

На зарисовках обычно отмечаются номера взятых образцов и места, откуда они взяты.

Масштаб зарисовки должен быть выбран так, чтобы рисунок отразил все детали, подлежащие фиксации. При этом не следует допускать искажение вертикального или горизонтального масштабов — их отношение должно быть 1 : 1. Масштаб надо давать линейный, сбоку или под рисунком, проще всего — в виде линии с делениями. Кроме того, рекомендуется стрелками указать размеры отдельных серий или других слоевых элементов, чтобы при перечерчивании в камеральный период работы можно было вычертить их более точно. Часто вследствие спешки зарисовка может быть недостаточно точной, поэтому лучше указывать несколько основных размеров на разных участках обнажения.

При зарисовке косых слойков угол наклона их обычно искажается в сторону увеличения, поэтому зарисовку косой слоистости надо сопровождать замерами углов наклона слойков в плоскости, с которой делается зарисовка (они могут не совпадать с замеренным истинным мак-

симальным углом наклона). Видное на разрезе изменение углов наклона внутри одной серии или в смежных сериях следует отражать на зарисовке, так как это указывает либо на изменение скорости течения, либо на изменение его направления при формировании новой серии. На зарисовке указывают также величины углов наклона слойков.

При проведении региональных исследований необходимо отмечать ориентировку плоскостей зарисовок в пространстве, для специальных же литологических исследований это не обязательно. Если делается несколько зарисовок с одного и того же обнажения, то обязательно надо дать схему их пространственного соотношения.

Нормальный размер рисунка в записной книжке примерно 9×12 см. Однако при литологических исследованиях нужно иметь, кроме того, блокнот большого формата (но умещающийся в полевой сумке), в котором и следует делать более крупные зарисовки обнажения, а в полевых книжках ограничиваться мелкими рисунками отдельных деталей обнажения. Зарисовку слоистости по керну можно частично проводить уже в камеральный период, по отобранным типичным образцам.

Иногда дается схематичная общая зарисовка слоистости всего обнажения с указанием соотношения серий, а также намеченных в них слойков, а детали строения серий показывают на отдельном рисунке (или на нескольких), в более крупном масштабе.

Для большей точности зарисовываемое обнажение можно разбить по сетке прямыми линиями на квадраты. Сторона квадрата может быть разного размера, в зависимости от изучаемого объекта, но чаще она равна 0,2 или 0,5 м. В рыхлой породе сетка эта намечается бороздками, а на плотной — прорисовывается (цветным карандашом, мелом) или процарапывается концом молотка; на рисунке та же сетка наносится в соответствующем масштабе. Очень небольшая дополнительная затрата времени на разбивку сетки окупается при этом значительно большей точностью зарисовки.

В некоторых случаях возможно снять точную копию слоистости. Если поверхность обнажения достаточно ровная, зарисовываемая площадь не очень велика, а слоистость видна отчетливо (например, подчеркивается черными штрихами в результате послойного отложения растительного детрита), то, наложив кальку на поверхность обнажения, карандашом или чернилами (автоматической ручкой) снимают на нее копию рисунка слоистости, указав на чертеже линейный масштаб. Впоследствии этот крупный рисунок на кальке путем фотографирования уменьшают до любого масштаба. Пример такой зарисовки приведен на фиг. 185 и 215. Этот тип зарисовки дает наибольшую точность, но технически далеко не всегда возможен.

Зарисовки могут быть сделаны не только в одной плоскости, но и даны в виде блок-диаграмм. Однако последние лучше строить уже при камеральной обработке, а в полевых условиях просто делать зарисовки в двух (или трех) взаимно-перпендикулярных (или расположенных под другим углом) плоскостях (см. фиг. 233). Помещенные рядом, эти две проекции дадут достаточно ясное представление об изменении типа слоистости в различных направлениях, но зато при этом не будет искажено соотношение слоевых элементов. При желании из этих двух рисунков всегда можно в дальнейшем построить блок-диаграмму. (Примеры зарисовок в виде блок-диаграммы даны на фигурах 74, 201—206).

Фотографирование обнажений или образцов дает объективную документацию: на снимке не сказывается субъективное восприятие исследователя, как это бывает при зарисовке. Но, с другой стороны, фотография дает менее четкую характеристику, отражая все —

и главное и второстепенное, причем часто более отчетливо бывает именно последнее. Различные неровности поверхности обнажения, растительность, различия в окраске, бурые пятна вторичного ожелезнения и т. п. сильно затушевывают слоистость, а иногда и совсем «забивают» ее на фотографии. Поэтому наиболее целесообразно делать параллельно и фотографию и зарисовку одного и того же объекта: фотография обеспечивает объективность и точность, зарисовка подчеркивает основное, наиболее существенное и типичное. При камеральной обработке для большей точности сопоставления их следует привести к единому масштабу путем фотографирования с уменьшением или увеличением (фиг. 45, 46, 143 и др.). Часто оба эти способа изображения как бы «совмещаются» — делается рисунок по фотографии (фиг. 187).

Для фотографирования слоистости и особенно ее деталей можно пользоваться широкопленочным фотоаппаратом. При съемке узкопленочным аппаратом целесообразно делать несколько снимков одного объекта с разных расстояний и при различных диафрагмах и выдержках. Иногда необходимо бывает сделать ряд снимков в виде панорамы; при этом один снимок обязательно должен несколько заходить за другой.

Делая снимок, надо для масштаба помещать рядом с объектом молоток, карандаш, а еще лучше — линейку с делениями. Если обнажение крупное, то масштабом может служить фигура человека.

Описание слоистости

Определения и предварительные выводы

Приступая к описанию, геолог должен прежде всего точно определить морфологический тип, подтип и вид слоистости на основании признаков, указанных в гл. V. Абсолютно должны быть исключены неопределенные, неточные и неправильные формулировки (как, например, «слоистость косая, немного волнистая», «слоистость волноприбойных знаков» и т. п.). Описание начинают с характеристики серий слойков, затем переходят к расположению и форме слойков, а затем к их строению.

Необходимо определить, имеется ли только чередование простых типов или же они образуют устойчивое сочетание, давая сложный тип. Если в просмотренном интервале пород встречаются разные типы, то, по возможности, следует отметить основные и подчиненные.

При очень хорошей обнаженности совершенно не следует подробно описывать слоистость во всех обнажениях подряд. Надо, просмотрев разрез, выделить и описать типы текстур, отмечая их местоположение, последовательность и соотношение в разрезе, а также их особенности или отклонения от обобщенного, характерного типа в том или ином месте разреза. При определении слоистости по типам, чтобы не забывать признаки и их последовательность (особенно в начале работы), можно иметь в полевой книжке небольшую карточку-таблицу на плотной бумаге с перечнем всех этих признаков по порядку.

В дальнейшем исследователь привыкает к определенному порядку просмотра текстурных признаков и их описания. Это имеет значение, так как пропуск какого-либо признака впоследствии, при переходе к выводам, может оказаться существенным пробелом и помешать определению генетического типа. Кроме того, один и тот же порядок описания делает легко сопоставимыми различные описания, а также очень упрощает пользование таблицами (см. гл. XII).

Определение морфологического типа слоистости и выявление всех его признаков ни в коем случае нельзя делать механически — оно обя-

зательно должно сопровождаться продумыванием генетического значения каждого признака.

При описаниях необходимо отмечать также изменение слоистости последующими процессами (см. гл. III), подчеркивание ее или же, наоборот, затушевывание. Иногда, наблюдая небольшой участок обнажения, можно спутать косую слоистость со слоистостью наклонной, облекавшей древний рельеф. Главное их различие состоит в том, что в косой слоистости слойки наклонены к основанию серии, а в облекающей — параллельны ей. Поэтому обязательно надо посмотреть соотношение слойков с границами серии. Это важно еще и потому, что облекающую слоистость иногда принимают за второстепенную тектоническую складчатость.

Выявляемая последовательность типов и видов слоистости, их сочетания, а также наличие типов основных и подчиненных позволяют определить комплекс слоистых текстур. Затем, если это возможно, делается предварительный вывод о фациальной принадлежности описанных текстур. Начинающему исследователю, может быть, трудно будет делать этот вывод сразу на обнажении; в этом случае такое определение можно сделать по возвращении на стоянку, на основании сопоставления выявленных признаков с признаками, указанными в таблицах XVI, XVII, XVIII (см. гл. XII). Конечно, эти выводы не будут окончательными: при камеральной обработке, при совместном анализе всех признаков они будут уточнены и дополнены. Поэтому совершенно недопустимо давать определение сразу только генетического типа, например «песчаник среднезернистый, слоистость косая дельтовая». Такие определения очень заманчивы своей лаконичностью и законченностью, однако они приносят вред, так как исключают возможность проверки их как самим автором, так и другими исследователями. Для начинающих же работать в этой области они абсолютно недопустимы, так как могут повлечь очень существенные ошибки, выявление и исправление которых будет невозможно из-за отсутствия фактического материала наблюдений. Тем не менее думать о генетической трактовке описываемой слоистости надо уже в поле, так как при этом сразу выявляются слабые места и недостаточность данных, которые можно уточнить и восполнить в процессе дальнейшей работы.

По мере накопления опыта предварительные выводы напрашиваются сразу: даже при беглом просмотре материала наметанный глаз геолога уже улавливает основные и самые характерные черты слоистой текстуры. Шрок совершенно правильно указывал: «...автор знает по опыту, что установив и объяснив однажды какой-либо признак в породе, впоследствии он каждый раз будет узнавать этот этот же признак в тех горных породах, в которых раньше он его не замечал...» И далее: «никогда не бывает достаточным только узнать и описать интересные и важные признаки в горных породах. Подлинная ценность этих признаков ощутима только тогда, когда они объяснены» (1950, стр. 31).

Если отмечаются какие-либо особенности или отклонения от характерных признаков или выявляются признаки, не предусмотренные программой наблюдений, ни в коем случае не следует стараться подогнать их под то или иное определение. Наоборот, им надо уделить особое внимание и обязательно описать. В дальнейшем, при камеральной обработке, они могут дать очень существенные дополнения и помочь определить особенности происхождения осадочной породы.

Р. Ф. Геккер в своей инструкции по палеоэкологическим наблюдениям писал: «Главный залог успеха лежит в возможно большей детальности и тщательности наблюдений... Для работы очень важно, чтобы палеоэколог ставил перед собой возможно больше вопросов, развивал и умножал их в поле и в поле же добивался их разрешения» (1954,

стр. 17). Сказанное в полной мере может быть отнесено и к изучению слоистых и других текстур пород.

Не надо также забывать, что полученный новый материал может существенно дополнить данные, приведенные в настоящей монографии, далеко не исчерпывающие признаков многих генетических типов слоистости, на что неоднократно обращалось внимание в предыдущих главах. При описаниях следует придерживаться одной и той же и притом точной терминологии.

Особенности объектов исследования

Описание слоистости имеет некоторые особенности в зависимости от того, на каком материале производятся наблюдения: описывается обнажение, керн или горная выработка. Наблюдения в естественных или искусственных обнажениях (карьерах, дорожных выемках, канавах и т. п.) имеют то преимущество, что мы видим слоистость на достаточно большом протяжении, а также мощность осадочной толщи (большой охват текстуры и по горизонтали и по вертикали) и, таким образом, можем проследить переходы и смену различных слоевых единиц, особенности границ серий и т. д. Это наиболее важно для изучения крупной и очень крупной косой слоистости.

Недостатком наблюдений в естественных обнажениях является то, что первичная слоистая текстура часто маскируется выветриванием, плоскостями отдельности в твердых породах, бурыми железистыми разводами, неровностями поверхности и растительностью, а в рыхлых породах — осыпями и оплывинами. Наиболее хороший и свежий материал для наблюдений дают стенки разрабатываемых карьеров, особенно в рыхлых породах. Кроме того, они имеют еще и то преимущество, что всегда можно посмотреть слоистую текстуру одного и того же горизонта в различных сечениях. По обнажениям производятся ориентированные замеры углов наклона косых слойков, направления гребешков ряби и др.

Наблюдения в горных выработках, например, в штольнях, штреках и квершлагах шахт, также дают возможность осмотра текстуры на довольно большой поверхности, однако они сопряжены с рядом трудностей (маскирование текстуры пылью, наличие участков, закрытых креплением, и т. д.). При хорошем освещении слоистость все же поддается изучению и в горных выработках, но здесь удается исследовать ее лишь в одной плоскости, и большой охват возможен только в горизонтальном направлении. Взятие образцов затруднительно в плотной породе, не имеющей трещин отдельности.

Наблюдение над слоистостью и ее описание по керну буровых скважин дают возможность хорошо изучить детали строения в свежем образце и притом с разных сторон. По керну хорошо можно последовательно проследить смену текстур на большом протяжении в вертикальном направлении. К сожалению, целый ряд признаков крупной слоистости в керне не виден или виден недостаточно ясно и выявляется уже на основании некоторых косвенных указаний. По керну особенно хорошо изучать мелкую и очень мелкую слоистость разных типов, отдельные серии которой бывают видны в керне полностью. Кроме того, в этом случае значительно облегчается отбор образцов. Ориентированные замеры в керне невозможны, так как обычно неясна ориентировка в пространстве самого керна. Наилучшим вариантом является параллельность наблюдений одного и того же горизонта и по керну и в обнажении (или карьере).

Наблюдения в различных плоскостях

Ввиду того, что в зависимости от сечения слоистость (косая и волнистая) имеет несколько различный рисунок, во всех методических руководствах указывается на необходимость наблюдения ее в двух или даже в трех измерениях.

Однако, как показал опыт работы, резкое изменение типа в зависимости от сечения возможно только в некоторых исключительных случаях. Например, иногда в поперечном сечении очень крупной прямолинейной косой слоистости отдельные серии могут казаться горизонтальными. Но такое изменение дадут не все серии, а лишь те, у которых одно сечение будет строго параллельно, а другое — перпендикулярно направлению течения (фиг. 296). Вообще же тип слоистости (косая, волнистая и т. п.) определяется по любому сечению, так же как и подтип (мощность серий не изменяется в зависимости от сечения). Признаки видов и разновидностей всех типов обычно ясно выявляются в любом сечении; внутреннее строение слойков и серий, выдержанность и отчетливость рисунка слоистости, ее подчеркивание и ряд других признаков также не изменяются в зависимости от сечения. Только углы наклона косой слоистости и степень асимметрии волнистой слоистости будут различны в разных сечениях, но они вообще всегда определяются путем замеров.

Таким образом, объективные морфологические признаки слоистости, независимо от деталей ее рисунка, обычно позволяют определять ее даже по одному сечению. На фиг. 297 приведена фотография керна в плоскости, примерно параллельной падению косых слойков, т. е. по направлению течения (*А*), и в плоскости, к ней перпендикулярной (*Б*). В обеих плоскостях слоистость косоволнистая, мелкая, смещенная, вогнуто-выпуклая. Слойки, сходящиеся, тонкие и очень тонкие, отчетливые, иногда прерывистые, подчеркиваются глинистой примесью в алевритовом материале. Серийные швы изогнуты. Однонаправленность слоистости определяется по сечению *б*, так же как и более сильно волнисто-изогнутая форма серийных швов.

Отсюда видно, что независимо от направления среза определяются тип, подтип, вид, разновидность и ряд деталей строения слойков и лишь некоторые признаки различны в разных срезах.

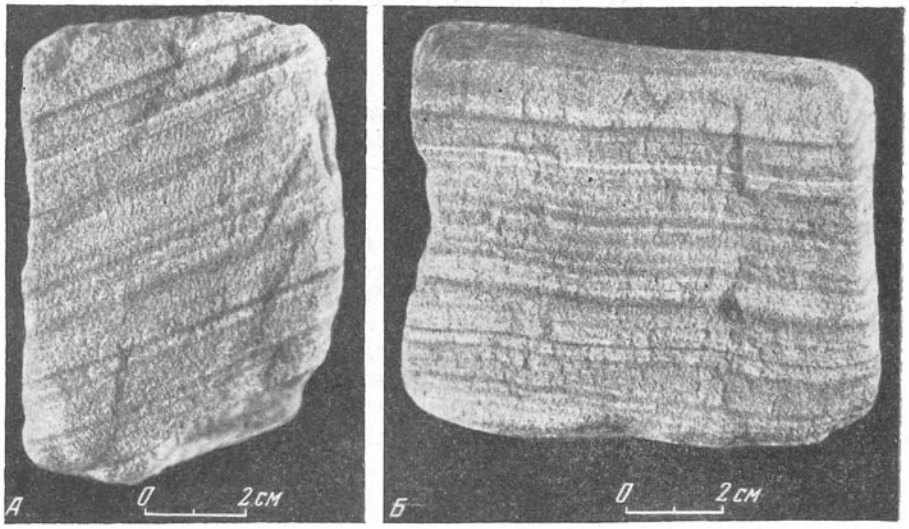
Из сказанного, конечно, отнюдь не вытекает, что не следует постараться для большей уверенности и точности посмотреть слоистость в разных сечениях. Оптимальными являются взаимно-перпендикулярные плоскости, из которых одна (в случае косой слоистости) направлена по падению косых слойков (по течению потока), а другая — в поперечном этому направлении.

Замеры

Замеры мощностей

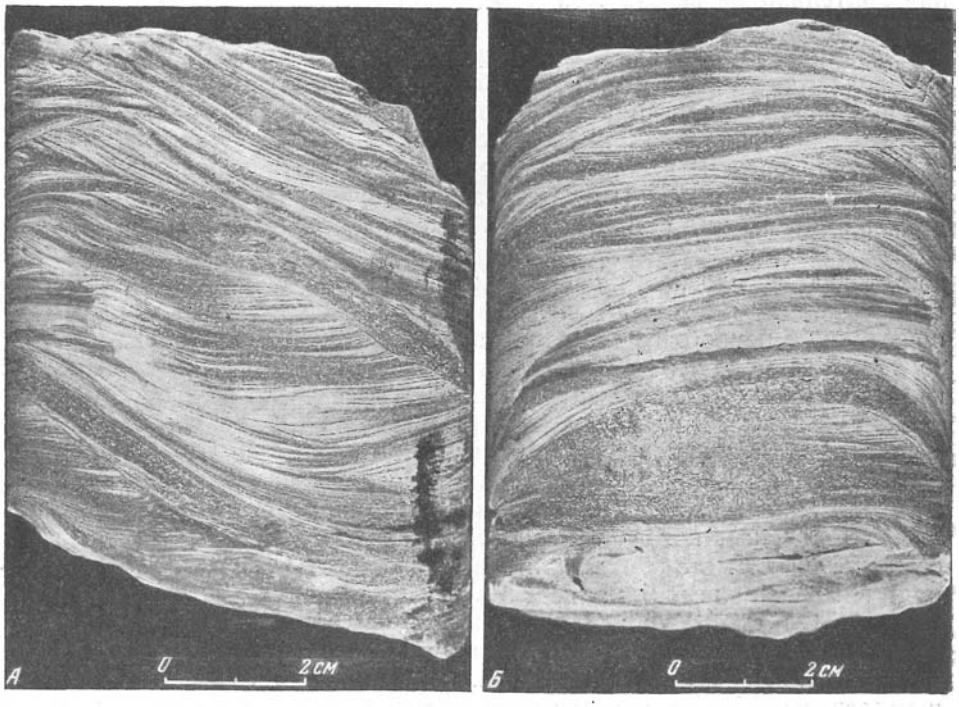
Детально вопрос об измерении мощностей слоевых элементов — слойков, пачек, серий, слоев был разобран в разделе 3 гл. V. Поэтому здесь мы лишь кратко повторим, как определяется мощность различных элементов слоистой текстуры.

Мощность слойка измеряется по его нормали; если мощность изменяется, то обычно берется максимальная. При резком изменении измеряются максимальная и минимальная мощности, а также указывается, с чем они связаны (см. фиг. 65, 66, 67). Так же определяется мощность пачек слойков; при этом, кроме мощности самих пачек, обязательно следует указывать степень изменения мощностей слойков внутри пачки, зависимость мощности от состава слойка (особенно



Фиг. 296. Кажущееся изменение типа слоистости в двух взаимно-перпендикулярных срезах образца песчаника

А — плоскость в направлении максимального наклона косых слойков; *Б* — плоскость в направлении, к нему перпендикулярном. Так как это небольшая часть одной крупной серии, то тип слоистости в этих двух срезах может быть определен различно: *А* — косая, *Б* — горизонтальная. Ферганская депрессия, палеоген. (Из коллекции С. Г. Саркисяна)



Фиг. 297. Однотипность текстуры в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях керна

А — примерно по направлению течения; *Б* — в направлении, к нему перпендикулярном. Рисунок слоистости нескольно различный, но вид слоистости (косоволнистая, мелкая, смещенная, однонаправленная) определяется одинаково в обоих срезах. Меловые отложения. (Образец из коллекции С. Г. Саркисяна)

в ленточной слоистости). Мощности серий замеряются перпендикулярно нижней границе серии. Для слоистости перекрестной косой и волнистой указывается максимальная мощность (фиг. 65, *в* и 66, *г*). В горизонтальной ленточной слоистости замеры мощностей подряд всех слойков по разрезу могут дать материал для сопоставления разрезов методом коннексии (см. ниже). Замеры мощностей слоев производятся обычным способом.

Замеры длины и высоты валиков ряби, определение индексов ряби

Такие замеры наиболее важны для изучения волнистой слоистости; определяются длина (l) и высота (h) волны, длина короткого крутого ($дк$) и длина пологого ($дп$) склона валиков асимметричной ряби, а иногда еще длина их проекции на горизонтальную плоскость (l_1 и l_2). По этим данным выводятся величина индекса ряби (отношение длины к высоте) и показатель ее асимметрии, т. е. отношение $дп : дк$ (см. гл. V). В некоторых случаях для характеристики косой слоистости определяется длина косого слойка или его частей, а также длина быстро выклинивающихся перекрестных косослоистых серий.

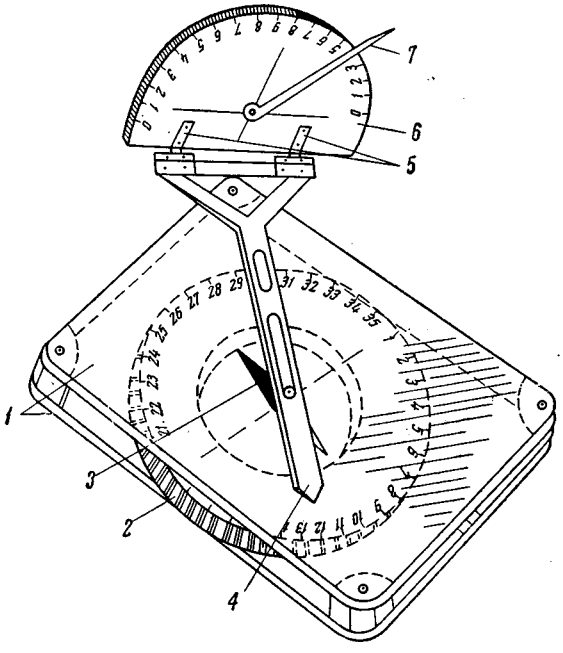
Замеры углов наклона слойков

Такие замеры производятся преимущественно для косой слоистости. В плоскости обнажения замеряются (особенно при зарисовках) углы наклона как самих слойков, так и серийных швов. Различное их сочетание зрительно не всегда может дать правильное представление об их истинном изменении (см. гл. V).

Истинные (максимальные) углы наклона слойков и границ серий определяются компасом как обычные элементы залегания. При ненарушенном залегании их получают непосредственно замером. В твердой породе угол наклона слойка определяют по его обнаженной поверхности. В рыхлой породе, когда такую поверхность получить трудно, можно вырезать две взаимно-перпендикулярные плоскости, причем одну из них ориентировать так, чтобы слойки в ней были горизонтальны,— она будет лежать в плоскости простирания косых слойков; тогда в плоскости, к ней перпендикулярной, можно замерить максимальные (истинные) углы падения слойков. Если же это сделать почему-либо неудобно или если поперечное сечение серии не дает горизонтального положения слойков, то замеры нужно производить там, где углы имеют максимальный наклон. Практически этот способ хорош тем, что требует минимальной затраты времени, а возможная ошибка в 1—2° не имеет большого значения.

В дислоцированных толщах истинные углы падения слойков определяются или при помощи специальных приборов (А. И. Гусева или А. Р. Бурачека), которые описываются ниже, или путем пересчета по сетке Вульфа (метод описан ниже, в разделе 3). В последнем случае надо замерить элементы залегания как самих слойков, так и слоев или пластов. Однако, если исследования слоистости проводятся попутно с другими геологическими наблюдениями (съемкой, разведкой), то геологу обычно не хватает времени на производство этих сложных замеров и пересчетов. К тому же он не имеет при себе и соответствующих приборов. Так как угол наклона косых слойков является одним из существенных фациальных признаков, то, если работа не имеет своей целью специальных литологических исследований и не требует особой точности, определения углов наклона можно произвести в плоскости,

где они достигают максимальной величины, т. е. замерив угол, образуемый наиболее крутой частью слойка с нижней границей серии. Ряд таких замеров, которые можно делать очень быстро, дает порядок цифр, вполне достаточный для суждения о характере наклона косых слойков (например, «в пределах 10—15°» или «порядка 20—30°» и т. д.). Конечно, этот способ применим лишь для слоистости параллельной или смещенной. В перекрестной слоистости, с резким изменением наклона плоскостей серийных границ, можно определить лишь колебания углов наклона от максимума до минимума, с соответствующей оговоркой.



Фиг. 298. Компас угломер-гониометр А. И. Гусева

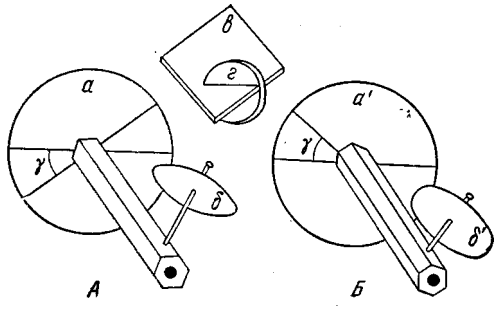
Компас-угломер А. И. Гусева (фиг. 298) устроен следующим образом: нижняя его часть состоит из двух прозрачных пластин из пластигласа *1*, между которыми движется вращающийся лимб *2*, разделенный на градусы; в лимб вмонтирована магнитная стрелка *3*; на той же оси сверху повешена вращающаяся линейка *4*, к которой с одного конца прикреплен на шарнирах *5* транспортир *6* со стрелкой-указателем *7*, устанавливающийся под прямым углом к линейке.

Для измерения прибор прикладывают к плоскости наслоения в горизонтальном положении, вращают лимб, чтобы совместить нулевое деление его с северным концом стрелки, и затем кладут прибор плашмя на поверхность наслоения. Вращая линейку, наводят ее указатель в сторону падения слойка и отсчитывают по лимбу азимут линии падения. Повернув линейку на 90°, указатель на транспортире ставят параллельно плоскости слоистости и отсчитывают по нему угол ее наклона.

Прибор А. Р. Бурачека (1933) для определения первоначального наклона косой слоистости и галек в нарушенных пластах (фиг. 299) состоит из картонного кружка *а* с начерченными на нем поперечными линиями под углом γ, равным углу падения пласта. Карандашом протыкают этот кружок в центре. К другому концу карандаша булавкой прикрепляют другой кружок меньших размеров (*б*), ориентированный

в плоскости наклона косого слойка. При замере повертывают карандаш вокруг оси так, чтобы большой кружок переместился вверх на угол γ в положение *Б*, соответствующее первоначальному, ненарушенному положению. Тогда, не меняя найденного поворота, измеряют первоначальный азимут и угол наклона объекта по расположению кружка на булавке в положении *б'*. А. В. Хабаков (1954_3) считает, что работа с таким приспособлением удобна, если в ней участвуют двое: один приводит в движение круг *а*, другой производит отсчет по кругу *б*; кроме того, можно приладить на кружке *а* дополнительный поворачивающий сектор с линией поперечника, чтобы легко было измерить угол γ при массовых замерах.

Кроме указанных приборов, имеются еще и другие (например, гониометр А. В. Хабакова), описание которых приводится в специальной литературе.



Фиг. 299. Прибор А. Н. Бурачека для определения первоначального наклона косой слоистости и галек в нарушенных пластах.

А — диск в нарушенном положении; *Б* — диск в первичном положении

М. К. Калинкс (1955) предложил угломер для замера углов наклона слоев в керне. Этот прибор — довольно простой конструкции и может быть применен при полевых работах, а еще лучше — в лаборатории. Но, так как чаще всего керн не представляет собой правильного цилиндра, вертикальная поверхность его бывает неровной (особенно при бурении дробью), ось его далеко не всегда имеет вертикальное положение вследствие искривления скважины,— замеры, даже при помощи этого прибора, могут дать ошибку в несколько градусов.

Между тем отклонение в таких же пределах получается и при значительно более простом способе замера углов наклона слойков в керне — обычным транспортиром. Основание транспортира ставят параллельно боковой поверхности керна так, чтобы плоскость наслоения совпадала с центром транспортира. Угол падения слойков будет составлять 90° минус угол, замеренный по транспортиру. Если приложить транспортир к керну так, чтобы ребро керна располагалось по линии 0—90°, а плоскость наслоения проходила через его центр, то можно определить угол падения сразу по транспортиру. Такой способ замера дает отклонение от истинной величины в пределах единиц градусов. В то же время добиваться абсолютной точности замера нет никакой необходимости, так как ошибка в пределах до 5° не скажется на правильности определения фации (см. гл. XV, таблица косой слоистости). Поэтому практически при обычных геологических работах для замера углов падения косых слойков (слойчатости) по керну вполне можно обойтись этим более простым способом замеров.

Замеры направления падения (азимутов) косых слойков

Эти замеры тесно связаны с замерами углов падения косых слойков, описанными выше. Однако, если замеры углов падения необходимы для характеристики любого вида косой слоистости, так как они являются одним из диагностических признаков, то замеры азимутов направления косых слойков совершенно не обязательны во всех случаях, а производятся лишь тогда, когда исследователь ставит перед собой задачи палеогеографического порядка — выявить направление переноса осадочного материала, положение источников сноса и т. д. О значении этого метода, о распространении или ограниченности его применения говорилось в предыдущей главе. Поэтому мы здесь укажем лишь методику производства самих наблюдений. Выявленные направления падения косых слойков в недислоцированных толщах сомнений не вызывают, как как они определяются компасом точно так же, как и элементы залегания слоев и пластов, что же касается толщ дислоцированных, то здесь проведение наблюдений усложняется и требует специальных приемов и перечетов.

Метод А. В. Хабакова заключается о определении истинного азимута направления косых слойков в дислоцированной толще непосредственно на обнажении. Приводим его изложение по А. В. Хабакову: «Положив записную книжку на пласт точно вдоль по направлению падения самого пласта, нужно отметить на книжке линию направления наклона измеряемого прослойка косой слоистости. Затем следует приподнять книжку с отмеченной линией наклона косой слоистости на величину угла падения самого пласта, т. е. поднять до горизонтальной плоскости таким образом, чтобы один край плоскости книжки все время примыкал к линии простирания пласта. Теперь остается положить компас на приподнятую книжку вдоль линии наклона косой слоистости и замерить ориентировку» (1940, стр. 74).

Применяя способ А. В. Хабакова, мы как бы возвращаем пласт в первоначальное горизонтальное положение, когда линия пересечения плоскости наклона слоистости с горизонтальной плоскостью и будет отвечать истинному направлению наклона.

Необходимо, как это отмечали Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм (1951_1), в каждом разрезе проводить замеры последовательно в каждой серии косых слойков (отмечая на зарисовке, для каких серий они сделаны). В каждой моноклинальной серии можно ограничиться двумя-тремя замерами. Бывают случаи, когда какой-нибудь пласт хорошо обнажен и дает удобные площадки для замеров, но не следует поддаваться искушению: надо и в этом случае замерять наклон косых слойков столько же раз, сколько проводилось замеров в выше и ниже лежащих пластах, иначе не будут получены средние данные. Например, сделав в одной серии 100 замеров, а в другой 50, мы исказим общую картину изменения направления течений. Как указывают Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм, хорошо, если еще в поле, подходя к обнажению, можно определить на глаз, насколько выдержаны наклоны косых слойков, сколько основных направлений падения и какие они. Это нужно отмечать **в полевой книжке, чтобы позже**, при камеральной обработке, легче было разобраться в произведенных замерах. Указанные авторы считают, что чем больше площадь исследуемого района, тем больше вероятности, что будет установлено истинное направление течения, а не какой-либо случайный его изгиб в одной точке. Однако это не совсем так: все зависит от соотношения площади района с площадью, захваченной данным потоком или течением, от формы потока и наличия притоков (если поток континентальный).

В предыдущей главе перечислены условия, при наличии которых замеры могут дать положительные результаты (да и то не всегда).

Количество замеров определяется площадью исследования, частотой сети наблюдений и т. д., но во всяком случае следует помнить, что для получения положительных результатов они должны быть массовыми.

Вообще в данном случае вполне применимы замечания А. В. Хабакова (1933), который указывает, что, приступая к соответствующему исследованию, необходимо взвесить, сколько потребуется времени для этой работы, чтобы правильно определить желательный минимум наблюдений и замеров. «Наблюдения, не связанные общей целевой установкой и руководящей идеей, производимые лишь из соображений добросовестности и подробности, дают меньшие результаты. Еще худшие итоги получаются от применения статистики вслепую и простой игры в числа, оторванные от конкретного геологического содержания, из ложно понятой «объективации наблюдаемого явления». Наблюдения, равномерно распределенные в изученной территории, ведущиеся одинаково и вполне сравнимые друг с другом, могут дать больший эффект по сравнению с данными более подробными и более точными, но не систематическими, сгруженными в небольшом участке или не доведенными до конца по взятой программе» (Хабаков, 1933, стр. 2).

Совершенно ясно, что массовые замеры нельзя проводить в отрыве от фациального анализа. Пример этого мы находим в статье Н. И. Чернышева (1960). Он сделал наблюдения по более чем 100 обнажениям в верхнепермских породах Прикамья. Однако, хотя автор сам указал, что косослоистые породы могут быть разного происхождения (речные, дельтовые, эоловые и др.), замеры по этим отложениям он не разделил. В итоге, нанося на карту все диаграммы-розы, он получил самые разнообразные направления падений косых слойков, и никакой закономерности в направлении течений, потоков и т. п. естественно не выявилось.

Замеры направлений косых слойков, кроме того, могут помочь и определению вида косой слоистости, особенно при разделении беспорядочно и веерообразно разнонаправленной. В то время как однонаправленная или попеременно-разнонаправленная слоистость может быть определена и по разрезу, разделение веерообразной и беспорядочно направленной косой слоистости можно сделать только при помощи замеров.

Отбор образцов

Обычный отбор образцов. Образцы текстур отбираются для иллюстрации слоистости в целом (преимущественно мелкой) или ее деталей (для слоистости крупной), а также чтобы показать особенности контактов, границ слоевых элементов и т. п. Они могут отбираться по разным принципам: послойно, более или менее равномерно — для характеристики изменения текстуры слоев по разрезу, по комплексам, характеризующим генетические типы пород, для характеристики всех встреченных морфологических типов слоистости, наконец, для составления эталонных коллекций.

Образец, иллюстрирующий слоистость, не должен быть слишком маленьким, чтобы на нем можно было видеть если не всю серию слойков, то хотя бы бо́льшую или меньшую их группу. При отборе образцов не следует увлекаться какими-либо эффектными или особенными текстурами (как часто поступают исследователи, особенно начинающие). Образцы должны иллюстрировать прежде всего основные, наиболее характерные и часто встречающиеся признаки изучаемой текстуры и, кроме того,— отклонения от нее. Поэтому исследователю необходимо еще при работе в поле составить себе ясное представление об основных, преобладающих и характерных типах слоистости.

Если имеются крупные серии, которые не могут быть представлены в одном образце, хорошо взять образцы из нижней, средней и верхней

частей серии: вместе с соответствующей зарисовкой серии они в целом дадут достаточное представление о виде слоистости. Хорошие образцы в виде штуфов или столбиков керна могут быть взяты только из достаточно уплотненных пород. Однако не менее ценны образцы текстур из рыхлых, сыпучих пород. Поэтому для последних существует особая методика отбора образцов в виде ящичных и пленочных монолитов.

Отбор ящичных монолитов. Способ взятия монолитов песка с сохранением натуральной слоистости был предложен А. С. Барковым (1933). Песок надо предварительно пропитать цементирующим составом, который, по А. С. Баркову, должен быть прозрачным, чтобы не изменить естественного цвета песка, и сравнительно скоро затвердевающим. Таким цементом может быть: а) раствор гуммиарабика; б) парафин с точкой плавления 55°; в) воск; г) раствор кинопленки в уксуснокислом эфире (так называемом грушевом эфире); д) казеиновый клей. По мнению А. С. Баркова, наилучшим составом является раствор кинопленки, т. е. целлулоидный клей. Клей этот приготовляется заранее, его можно применять при любой температуре. Один метр кинопленки растворяют в 100 см³ аминоуксусного эфира. Затвердение, вернее — образование мягкой корочки, происходит через 15—20 минут. Казеиновый клей требует для этого 1—1,5 часа.

По методу, применяемому в почвоведении, ящик с песком ставят широкой стороной вниз и затем поверхность песка поливают раствором до полного насыщения. После образования на поверхности твердой корки монолит можно залить гипсом или воском.

Наиболее хорошо сохранившийся слой будет находиться на границе сцементированной и несцементированной частей песка, ближе ко дну ящика. Чтобы этот слой вывести наружу, нужно сцементированную часть отделить от рыхлого песка, открыв для этого дно или боковую стенку ящика. Недостаток полученных таким способом образцов, кроме их громоздкости, состоит еще и в том, что текстура в них видна сверху, в то время как обычно слоистость наблюдается сбоку, в вертикальном разрезе. Иногда ящичный монолит может служить переходным этапом для получения с него пленочного монолита, однако лучше сразу отобрать образцы в виде пленочных монолитов.

Отбор пленочных монолитов. Под пленочным монолитом понимается монолит рыхлых, пористых пород, снятый с поверхности обнажения или со стенки горной выработки в виде гибкой устойчивой пленки.

Этот метод, основанный на пропитывании поверхности обнажения целлулоидным лаком, образующим при высыхании пленку, легко отдираемую от породы, был предложен Фойгтом (Voigt, 1933, 1936, 1939, и др.) под названием «Lackfilmmethod» — «метод лаковой пленки». Он получил развитие как «метод изготовления пленочных монолитов» с 1940 г. в работах К. К. Орвику (1948) и позже у В. Н. Новожилова (1951). Фойгт предложил различные лаки, однако наиболее просто и доступно применение целлулоидного лака, поэтому ниже излагается способ работы только с последним.

Прежде всего надо приготовить клей, который получают путем растворения целлулоида в ацетоне. Целлулоид проще всего получить из кино- или фотопленки, отработанной и отмытой от эмульсии в горячей воде, а затем просушенной. Для растворения ее следует нарезать на мелкие листочки.

На 1 л ацетона для полного насыщения требуется 60 г кинопленки. Растворение занимает 2—3 дня, а при помешивании и взбалтывании — и меньше. Получается вязкий клей для самой пленки. Чтобы получить более жидкий клей нормальной консистенции для пропитывания породы, его разбавляют — на 1 л (1000 см³) клея добавляют 100 см³ ацетона.

Для приготовления пленочного монолита величиной 0,25 м², по К. К. Орвику, достаточно иметь 0,3 л ацетона и 1 л вязкого целлулоидного лака. Консистенция вязкого клея должна быть все же такова, чтобы его легко было разбрызгивать пульверизатором. Для того чтобы клей легко проникал в мельчайшие поры породы, он должен быть тем более жидким, чем мельче поры. Расход лака тем больше, чем больше площадь монолита и чем более грубозерниста порода. Пульверизатор — обычный, с резиновым баллончиком и бутылочкой емкостью примерно 0,4 л, применяется для малых площадей (до 0,5 м²); для больших площадей можно использовать шприц, употребляющийся при лакировочных работах или в садоводстве, или обычный велосипедный или автомобильный насос с более или менее длинным шлангом.

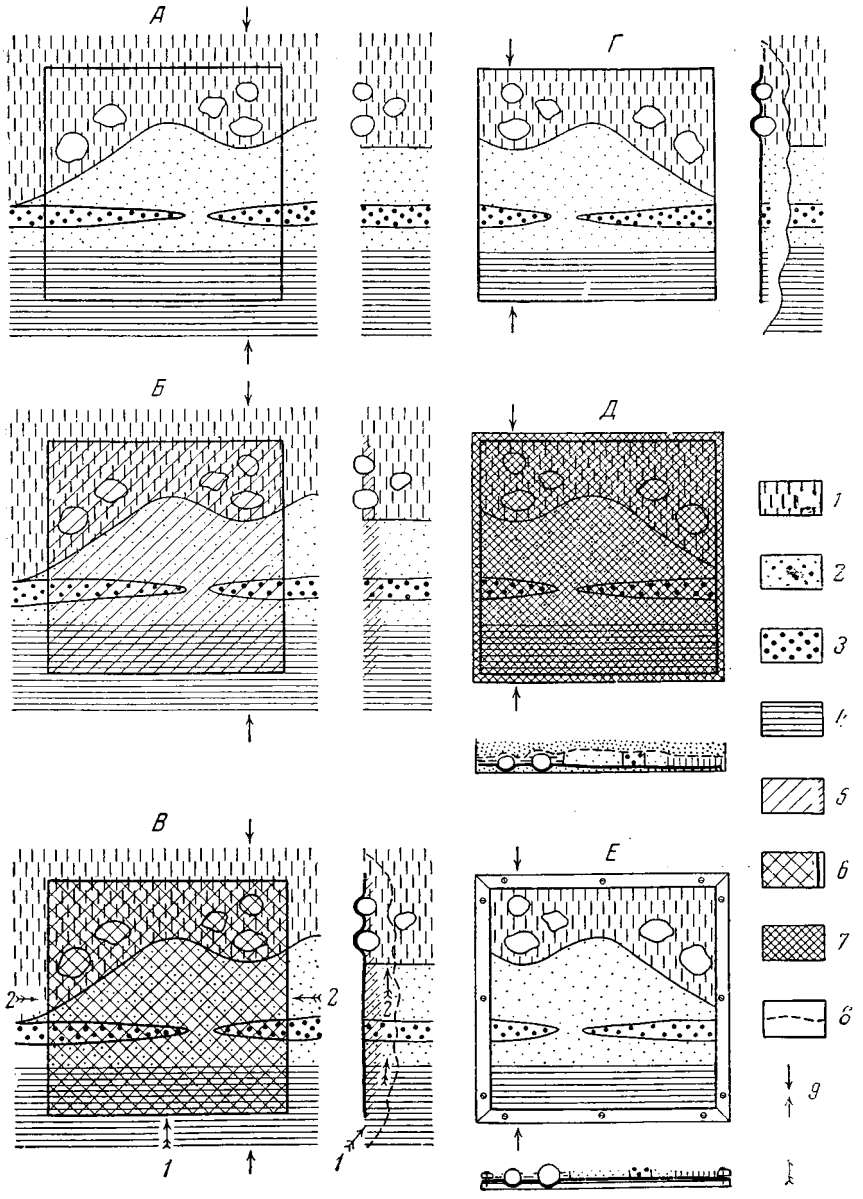
Итак, для изготовления пленочного монолита необходимо иметь следующее оборудование: 1) сосуд с целлулоидным клеем (0,5—1 л); 2) пульверизатор и резиновый шланг; 3) проволочку для чистки отверстия в головке пульверизатора [1]; 4) сосуд с чистым ацетоном; 5) марлю или марлевый бинт (шириной 5—10 см); 6) нож; 7) плоскую кисточку, шириной 3—5 см, для намазывания вязким клеем; 8) лопату. Все это снаряжение помещают в небольшой ящик (примерно 35×25×25 см), который можно положить в рюкзак. Вместо чистого ацетона следует брать уже разбавленный клей. Марлевый бинт нужен для укрепления краев монолита, а иногда и для поддержания его середины (наклеиванием крест накрест).

Ход изготовления пленочного монолита, по К. К. Орвику (1948, стр. 29—31), заключается в следующем (приводится в сокращенном виде). Выбранный объект надо более или менее выровнять (фиг. 300) на несколько большей площади, чем поверхность будущего монолита. В разнозернистой породе крупные части объекта (валуны, гальки) не надо удалять. Чем более мелкозерниста порода, тем тщательнее ее следует выравнивать. Для более грубозернистых объектов лучше брать монолит большой площадью поверхности. После выравнивания поверхность обнажения должна просохнуть, чтобы лак мог проникнуть в поры и трещины породы (лучше монолит брать в сухую, солнечную погоду). Однако можно получить удовлетворительные результаты и с сырой поверхности, особенно если породы грубопористые.

После высыхания породу в границах намеченного монолита пропитывают жидким целлулоидным лаком путем обрызгивания поверхности из пульверизатора до тех пор, пока она не станет достаточно устойчивой. Это пропитывание производят несколько раз. Неудачи в изготовлении монолитов обычно бывают вызваны тем, что пропитывание было недостаточным для цементации частиц породы. Для грубозернистых пород употребляют лак большей концентрации, для мелкозернистых и сырых нужен сильно разбавленный лак.

Когда пропитанная поверхность высохнет, ее покрывают вязким лаком при помощи плоской кисточки. При этом надо следить, чтобы образовавшаяся на поверхности пород корка не была бы повреждена. Эта операция повторяется 2—3 раза, пока поверхность высыхания не станет блестящей. При изготовлении больших монолитов при втором или третьем покрытии в краевые части монолита вклеивают марлевые полоски. Затем дают пленке высохнуть. Для маленьких монолитов при теплой сухой погоде для этого достаточно 2—3 часов, для больших — нескольких часов. Затем пленочный монолит освобождают из разреза, подрезая ножом снизу, с боков и, наконец, сверху. На фиг. 300, *В* на разрезе цифрами показан порядок освобождения монолита. С освобож-

[1] **В. Н. Новожилов** (1951) рекомендует в случае применения насоса расширить отверстие в головке.



Фиг. 300. Отдельные этапы (*А*—*Е*) изготовления пленочного монолита. (По Орвику, 1948).

1 — основная морена с валунами; *2* — слоистый песок; *3* — прослой гальки в песке; *4* — глина; *5* — часть слоев, пропитанная жидким целлулоидным лаком; *6* — пленка, образовавшаяся при высыхании вязкого целлулоидного лака; *7* — покров песка на пленочном монолите при высыхании последнего в ящике; *8* — бумажная ткань, покрывающая пленочный монолит; *9* — направление профиля; *10* — порядок освобождения пленочного монолита со стенки разреза. Отдельные этапы изображены анфас (слева и вверху) и в профиль (соответственно справа или внизу).

Часть разреза, намеченную для изготовления монолита, сначала выравнивают в немного большем размере, чем площадь (квадрат) будущего монолита (*А*). После того как выровненная поверхность породы высохла, ее пропитывают жидким целлулоидным лаком, который, высыхая, цементирует сыхлые части породы, образуя корку (*Б*). Цементированную корку породы покрывают вязким целлулоидным лаком 2—3 раза. Лак, высыхая, образует гибкую устойчивую пленку, которая соединяется в цементированной коркой породы, в результате чего и образуется пленочный монолит. После того как целлулоидная пленка высохла, пленочный монолит снимают со стенки разреза; освобождение начинают с нижней его части, потом переходят к боковым частям и, наконец, освобождают верхнюю часть монолита (*В*). На освобожденном пленочном монолите с целлюлоидной пленкой на оборотной стороне объект представляет как бы зеркальное отражение обнажения (*Г*) Для окончательного высыхания пленки монолит помещают в ящик под слой песка (*Д*). Высохший леночный монолит прикрепляют рамой к досчатой или фанерной основе (*Е*)

денного монолита удаляют рыхлые частицы, не соединенные пленкой, и монолит готов. Он представляет собой как бы зеркальное отражение поверхности обнажения (ср. фиг. 300, *А* и *Г*).

Транспортировать монолит лучше всего в развернутом виде, уложив его в деревянный ящик. Для окончательного изготовления монолита его уже в лаборатории следует поместить в низком ящике пленкой вниз, закрыв тонкой бумажной тканью и засыпав сверху сухим песком. Если в монолите есть крупные камни, то надо насыпать песку и на дно ящика. Монолит оставляют в таком положении на 2—3 месяца (маленькие монолиты высыхают быстрее). После окончательного высыхания монолит монтируется на дощатой или фанерной основе при помощи рамы. Стеклом его лучше не покрывать (оседающую пыль легко очистить).

В пленочном монолите сохраняются в естественном виде все структурные и текстурные особенности, а также окраска породы. Он не подвергается ссыханию и деформации с течением времени. Изготовлять пленочные монолиты хорошо из рыхлых и слабо сцементированных пород — песка, гравия, морены, торфа и др. Изготовлять их из глин несколько труднее, но и здесь возможно получение удовлетворительных результатов. Сделанные в виде узких полос пленочные монолиты могут представлять целые вертикальные разрезы. Изготовление пленочных монолитов — метод, который пригоден не только для изучения текстур осадочных пород, но может быть широко использован в литологии, стратиграфии, четвертичной геологии, палеонтологии, археологии, почвоведении, при изготовлении экспонатов для музеев и в научно-педагогической работе.

Желающие более подробно ознакомиться с этим методом могут найти дополнительные данные в работах Фойгта (1933, 1936, 1939 и др.), К. К. Орвику (1948) и В. Н. Новожилова (1951).

Иногда при изучении современных грунтов текстурные образцы рыхлых пород отбираются просто наклеиванием на колонку грунта узкой ленты кальки, намазанной клеем. Однако при этом надо соблюдать большую осторожность, чтобы не нарушить текстуру породы.

Специальные наблюдения над механизмом образования разных видов слоистости

При полевых работах чрезвычайно полезно проводить наблюдения над механизмом формирования текстур осадка в естественных условиях в зависимости от разных факторов, действующих в той или иной фациальной обстановке седиментации. Таких работ пока что немного (Вейхер, 1948_1; Форш, 1940; Кинд и Кухаренко, 1948; Маслов, 1950; Ульст, $1957_{1, 2}$ и др.). А как было бы полезно для решения ряда геологических задач, если бы геологи, изучающие осадок в процессе его формирования (гидрологи, океанологи и др.), обратили внимание на его текстуру, выяснили, от чего зависит появление тех или иных ее особенностей. В частности, очень много полезного с этой точки зрения можно бы было сделать при проведении работ по изучению перемещения осадков на дне искусственных водохранилищ; океанологи, наблюдая изменение осадка в прибрежной части моря, могли бы дать исчерпывающую характеристику слоистости пляжей, баров и дельт; гидрологи, изучающие режим рек, отметили бы особенности текстуры, образующейся в осадке в разных частях русла, и т. д.

К сожалению, приходится констатировать то печальное положение, что геологи, наблюдающие слоистость в породах, часто не могут объяснить причину и механизм возникновения той или иной разновидности, а специалисты, изучающие механизм перемещения и формирования современных осадков, совершенно не обращают внимания на его внутреннюю текстуру, в частности на слоистость.

Особенности наблюдений в некоторых специфических толщах

Изучение ленточных отложений

Особый метод изучения ленточных отложений был впервые предложен Геером (1912, 1931), использовавшим измерение мощностей слойков для сопоставления отложений (путем составления особого рода диаграмм — метод коннексии). Впоследствии Заурамо (1923) усовершенствовал этот метод, основываясь не только на одних замерах мощностей, но и на комплексе других признаков: цвете осадка, крупности зерна, гигроскопичности, пластичности, расположении зерен в ленте (т. е. строении слойков), переходах от слойка к слойку. При этом коннексию он проводил не по отдельным лентам, а по более крупным седиментационным единицам.

Заурамо приводит пример корреляции ленточных глин. Предложенная им методика полевой работы заключается в следующем: выбрав наиболее удобный для наблюдения участок со сплошным (ненарушенным) выходом ленточных глин, расчищают обнажение сперва лопатой, а потом широким ножом (еще лучше — штукатурной лопаточкой). На влажной, зачищенной поверхности разреза вполне отчетливо выступают «ленты», т. е. чередование более светлых и более темных (летних и зимних) слойков.

Для измерения мощности лент пользуются бумажной полоской, которую прикладывают к разрезу и отмечают на ней границы целых лент и отдельных слойков. Для этого можно использовать рулоны телеграфной ленты или бумажных полос, употребляемых в кассах для выбивания чеков. Иногда удобнее производить измерение в лаборатории. Тогда следует взять ящичные или, еще лучше, пленочные монолиты (методами, описанными выше). Ширина пленочных монолитов должна быть не менее 20—25 см (в целях прочности) при длине до 1 м. Весь разрез будет состоять из нескольких отдельных колонок пленочных монолитов. Некоторые черты оказываются характерными не для одной ленты, а для целой их группы (очевидно, это говорит о наличии пачек высшего порядка), причем последние хорошо выдерживаются на площади.

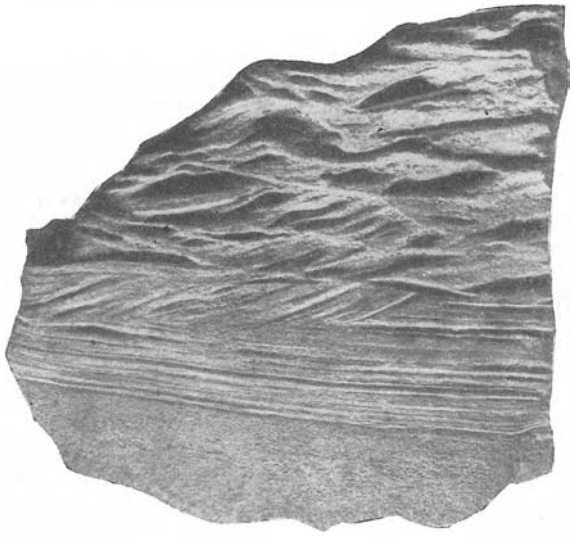
Построение диаграмм по данным замеров и по описанию дает возможность не только выявить изменения в осадконакоплении во времени, но и помогает сопоставлению этих однородных и, казалось бы, невыразительных разрезов. Диаграммы эти приведены ниже.

Изучение флиша

Н. Б. Вассоевичем (1948_1, 1951 и др.) детально разработана методика изучения таких своеобразных осадочных толщ, как флиш, и, в частности, много сделано по изучению его слоистости. Эта методика подробно и ясно изложена им в ряде отдельных статей и сведена в специальной книге (1948_2). Вообще во флише, при малых мощностях слоев и мелкой ритмичности, труднее, чем в каких-либо других отложениях, провести границу между тем, что называть слоистостью и что — слойчатостью, и решить, являются ли элементы ритмов слоями или слойками (см. гл. III). Сам Н. Б. Вассоевич, так много работавший по изучению слоистости, не решает достаточно четко этот вопрос.

Однако, исходя из того, что элементы ритма зачастую имеют свою внутреннюю текстуру, в том числе слоистую, их все же следует считать слоями, с постепенными переходами внутри ритма и резкими — на границе ритмов. Мне кажется довольно удачным применение к ритму пред-

ложенного Н. Б. Вассоевичем термина «многослой». А так как пласт в нашем понимании тоже «многослой», то флишевые ритмы, может быть, даже лучше считать пластами особого типа.



Фиг. 301. Слоистость в I элементе флишевого ритма. (По Вассоевичу, 1948). В нижней части слоистость горизонтальная, выше она переходит в мелкую косую, и еще выше — в косоволнистую

На этом основании необходимо особенности слоистости флиша (так же как и циклическое строение толщ) рассматривать уже в связи с изучением закономерностей формирования слоистости осадочных толщ. (Метод коннексии кратко описан в конце данной главы.) Что касается слоистости внутри слоев, являющихся элементами ритма (т. е. слойчатости), то обычно она наиболее заметна в первом, нижнем, более грубозернистом элементе ритма. Слоистость здесь бывает косой, косоволнистой, по-видимому, связанной с рябью течений (фиг. 301). Иногда первый элемент ритма (I э. р.) горизонтально-слойчатый или даже совсем неслойчатый.

Фиг. 302. Схематическая зарисовка строения нормального флишевого ритма (По Вассоевичу, 1948_2).

Римские цифры — элементы ритма: *I* — наиболее грубый осадок (терригенный или органогенный), имеет различные типы слойчатости — от горизонтальной до косой. Возможны деформации слоистой текстуры в результате оползаний. *II* — в основном карбонатный и глинисто-карбонатный ил. Обычно содержит много фукоидов (результат деятельности червей-илоедов). Слойчатость плохо выражена или отсутствует, характерна пятнистая текстура, отмечается слоеватость. *III* — наиболее тонко отмученный ил (темные глины). Слойчатость плохо выражена. Вверху показано начало нового ритма

Слойчатость в I э. р. часто нарушается оползанием и текучестью осадка. Второй элемент ритма обычно лишен явной слойчатости, но в нем иногда отмечается горизонтальная слоеватость. Для верхней его части характерна текстура илоедов (фиг. 302). Третий элемент ритма обычно неслойчатый. Надо думать, что внимательный анализ внутренней текстуры (слойчатости и слоеватости) элементов флишевых ритмов (особенно I э. р.) позволит пролить некоторый свет на спорный вопрос об условиях образования флиша.

3. КАМЕРАЛЬНАЯ ОБРАБОТКА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Каждый род исследований имеет вполне определенную задачу. При изучении слоистости могут решаться различные задачи (см. гл. XIV), и в зависимости от этого несколько различным будет направление камеральной обработки материала. В общем она состоит, во-первых, из обработки собранного фактического материала (обработка образцов, перечерчивание зарисовок, пересчеты замеров, составление таблиц, графиков, диаграмм, различные графические построения, обработка зарисовок и фотографий, постановка экспериментов и т. д.) и, во-вторых, из текстового обобщения всего собранного, обработанного и продуманного материала. Естественно, оба эти этапа тесно между собой переплетаются. Однако для большей ясности описание этих этапов работы дается раздельно. Многие камеральные исследования обеспечиваются уже во время полевых работ — целеустремленно отбираются образцы, производятся массовые замеры азимутов и углов наклона и т. п.

Обработка образцов

Пришлифовка. В твердых породах очень хорошие результаты для выявления текстуры породы дает пришлифовка образцов — штуфов или кернов, предложенная впервые М. С. Швецовым. Она заключается в том, что поверхность образца выравнивается и шлифуется. Очень хорошо этот метод применить для керна: его распиливают или раскалывают по диаметру на две половинки (лучше вкрест простирания слойков), затем плоскую поверхность одной из половинок шлифуют. На такой пришлифованной поверхности текстура обычно выступает более отчетливо, кроме того, она не искажается выпуклой поверхностью керна и не затушевывается поперечными царапинами, часто получающимися при бурении (особенно при дробовом). Эти поверхности удобны для фотографирования и зарисовки (фиг. 303). В эталонных коллекциях с таких образцов легко удаляется пыль, и, таким образом, они всегда остаются свежими. В случае необходимости можно пришлифовки сделать в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях (одну по падению слойков, другую — перпендикулярно ему).

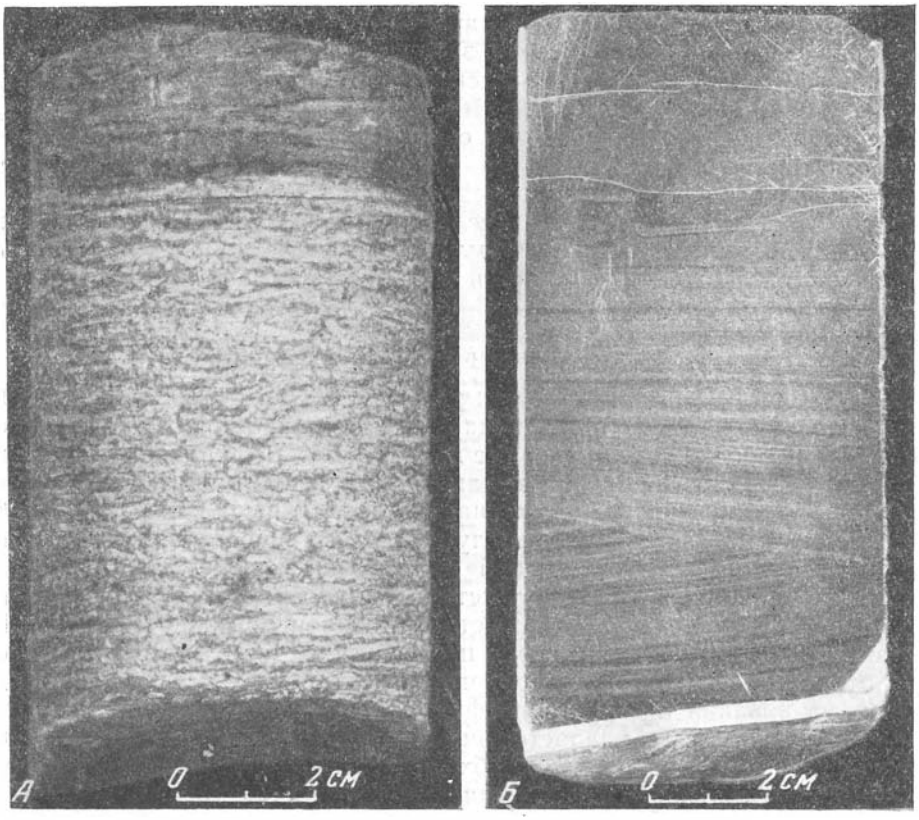
Смачивание и лакировка образцов. Наиболее простым способом выявления текстуры является смачивание. На смоченном водой образце (особенно если он представлен неоднородной по гранулометрическому составу породой) текстура видна обычно более ясно. Смачивать образцы можно перед фотографированием их. Однако смоченная поверхность быстро высыхает, и текстура опять становится менее ясной.

Л. Т. Климова (1960) получила более четкий рисунок текстуры на поверхности керна, покрыв его бесцветным клеем. При этом лучше покрывать клеем только одну половину керна, оставляя вторую непокрытой, таким образом можно изучать текстуру породы и в натуральном и в «лакированном» виде (фиг. 304). Иногда текстура выявляется при смазывании образца глицерином.

Пропитывание маслом. Для выявления текстуры в мелкопористых мергельных и меловых породах Г. И. Бушинский (1954) применил метод пропитывания образцов трансформаторным маслом; однако можно пользоваться и другими машинными маслами и профильтрованной сырой нефтью.

Вследствие неодинаковой пористости различных участков породы они в разной степени способны впитывать масло, и поэтому в них проявляются текстурные элементы (фиг. 305). При этом одни особенности породы требуют для своего проявления одной степени насыщенности, другие — иной. Г. И. Бушинский пишет: «Поперечные полоски ходов

червей, которые являются столь важным признаком, хорошо видны только в начальной стадии проявления или при пересыщении породы, в то время как сами ходы при этом видны слабо. В нормально проявленном образце ходы видны хорошо, но поперечные полоски в них не заметны»

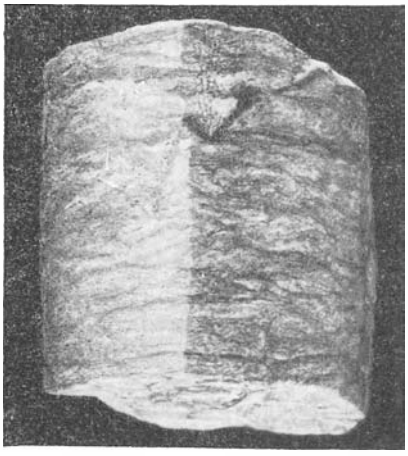


Фиг. 303. Сравнение фотографии естественной поверхности керна (*А*) и при шлифовке его на распиленной поверхности (*Б*). Фация зоны волнений прибрежной части моря. Донбасс. Должанский район, средний карбон. (Коллекция Л. Н. Ботвинкиной)

(1954, стр. 191). Г. И. Бушинский так описывает этот метод: «Для получения неисчезающего рисунка необходимо весь кусок породы равномерно пропитать жидкостью. Это удобнее делать с тонкими плитками или пластинками породы... При отборе образцов для проявления необходимо на месте отмечать на образце его ориентировку — верх или низ, север — юг... Пластинки породы толщиной в 6—7 мм легко выпиливаются обыкновенной лучковой пилой, а если порода твердая, то пилой по металлу... Выпиленную пластинку нужно очистить ножом или пришлифовать до получения совершенно гладкой поверхности, а образовавшуюся на ней пыль смыть водой, потирая пальцами. Потом на пластинку следует нанести номер, ориентировку и поставить ее на сушку.

Некоторые разновидности мергелей и почти все глины при отмывке водой разрушаются. Поэтому поверхность пластинки из таких пород отмывают в масле или очищают от пыли сухой мягкой щеткой.

Высушенную пластинку погружают на 5—20 минут в ванночку с маслом. Продолжительность пребывания пластинки в масле зависит от скорости пропитки, что, в свою очередь, определяется толщиной пластинки, характером пористости породы и вязкостью масла.



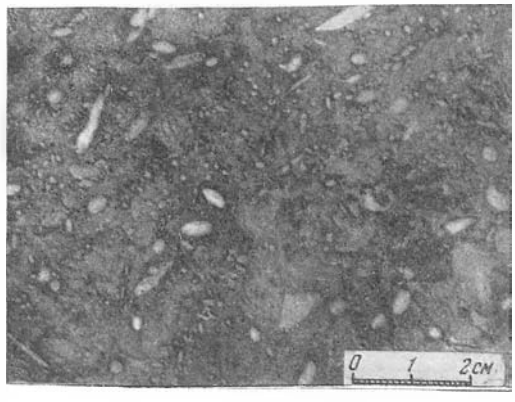
Фиг. 304. Сравнение текстуры, видной в обычном образце (левая половина) и в лакированном образце (правая половина). (Коллекция Л. Т. Климовой)

Пропитанную маслом пластинку кладут на угол ванночки или в другое место, при этом масло частью стекает, частью впитывается и одновременно происходит проявление, которое длится 10—30 минут, иногда и более. Если пластинка недопроявлена, то ее нужно либо снова погрузить в масло, либо смазать кисточкой один или несколько раз. В случае, если пластинка перепроявлена, т. е. в ней оказался избыток масла, от него можно избавиться двумя способами. Первый способ: пластинку нагревают на электрической плитке, масло при этом выступает на поверхность, и его можно удалить, прикладывая бумагу. Второй способ: пластинку обмазывают глиной и высушивают, при этом часть масла отсасывается глиной, которую затем отмывают. Первый способ, конечно, быстрее, но он требует большой осторожности, так как масло может «пригореть и тогда образец будет испорчен» (1954, стр. 192).

Вообще лучше выработать известную меру насыщения маслом, чем иметь дело с «перепроявлением». Для этого иногда целесообразно произвести предварительные испытания на небольшом кусочке породы.

Метод проявления скрытой текстуры пропитыванием или окрашиванием применим также для глин и некоторых песчаников или алевролитов.

Окрашивание образцов. В некоторых случаях для выявления текстурных особенностей, обусловленных различием в химическом составе пород, применяется окрашивание, особенно для карбонатных пород. Эта методика широко используется при исследовании шлифов (см. «Методы изучения осадочных пород», 1957), но не исключается целесообразность ее применения и для изучения макрообразцов. Однако в основном этот метод применим для выявления уже вторичной, диагенетической текстуры породы (в том числе и слоистости), что же касается текстуры первичной, седиментационной, то для нее этот метод может дать даже отрицательные результаты, так как окрашивающее вещество иногда «затушевывает» первичную слоистость и видная в образце слоистость породы становится почти неразличимой после



Фиг. 305. Текстура ходов илоедов в мелу, выявленная путем пропитывания образца трансформаторным маслом. Донбасс, Луганск. (Коллекция Г. И. Бушинского)

окрашивания, в то время как ясно выявится вторичная, диагенетическая конкреционная текстура породы.

Высушивание монолитов. Эта дополнительная обработка пленочных монолитов, производимая в камеральный период, уже описана выше, при изложении методики создания пленочного монолита в полевых условиях. Существует и еще ряд специальных методов выявления скрытой текстуры: прокаливание образца (особенно если он содержит органическое вещество), протравливание кислотой и др.

Пересчет углов наклона

Пересчет углов наклона с использованием сетки Вульфа (которая представляет собой проекцию полусферы с меридианами и параллелями) был впервые предложен Н. К. Разумовским (1931), а разработан и описан Н. Б. Вассоевичем и Н. А. Гроссгеймом (1951_2).

Разберем его на следующем примере. Исходные данные замеров следующие: азимут падения косых слойков СВ 30°, угол их падения 60°; азимут наклона первично-горизонтальных слоев (т. е. залегание толщи) СВ 60°, угол их падения 30°. Описание последовательности операций приводим по Н. Б. Вассоевичу и Н. А. Гроссгейму (1951_2, стр. 18—20). «На сетку Вульфа накладывают восковку (кальку), на которой и производят все операции, связанные с решением задачи. Операции эти заключаются в следующем (фиг. 306).

I. Отмечают на восковке: крестиком — центр окружности (сетки); четырьмя черточками, перпендикулярными внешней окружности,— страны света, наверху С (0—360°), справа В (90°), слева З (270°) и снизу Ю (180°).

II. Наносят на сетку точку, отвечающую замеренным в поле элементам залегания косых слойков (в одной их серии). Для этого по внешнему (большому) кругу отсчитывают по часовой стрелке градусы азимута падения косых слойков (на фиг. 306 — 30°.— *Л. Б.*) и на соответствующем месте ставят «птичку».

III. Совмещают, вращая, восковку вокруг центра сетки, «птичку» с экватором, т. е. с линией В—З. После этого отсчитывают от центра сетки (от крестика на восковке) по направлению к «птичке» число градусов угла падения косых (первично-наклонных) слойков (на фиг. 306— 60°.— *Л. Б.*). Полученную точку отмечают кружком и около нее пишут (для памяти) буквы «к.|с.» (косые слойки).

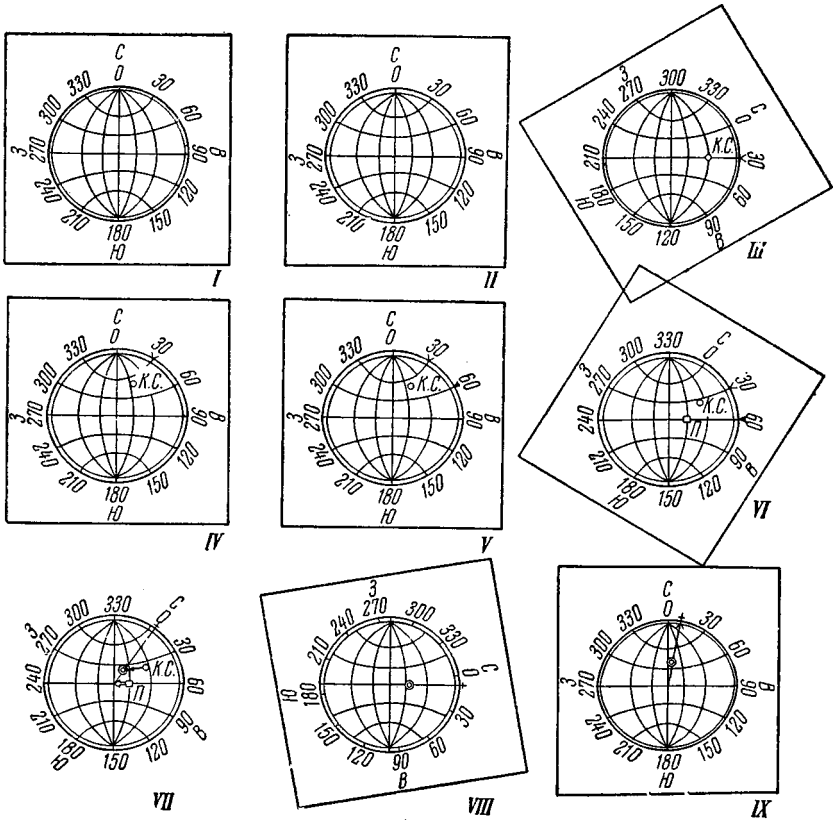
IV. Возвращают восковку в исходное положение (I); положение косых слойков теперь точно зафиксировано. Затем приступают к нахождению местоположения на сетке Вульфа точки, отвечающей пространственной ориентировке дислоцированных первично-горизонтальных слоев (по замеру, произведенному в поле горным компасом). Операции, которые для этого производят, аналогичны с уже произведенными для косых (первично-наклонных) слойков.

V. Отмечают на внешнем круге (на восковке) «птичкой» (отличной от «птички» косых слойков) азимут падения слоев (на фиг. 306— СВ 60°.— *Л. Б.*).

VI. Вращают восковку до совмещения соответствующей «птички» с экватором на сетке Вульфа и после этого отсчитывают от ее центра число градусов, отвечающее углу падения слоев (на фиг. 306— 30°.— *Л. Б.*). Полученную точку отмечают квадратиком и буквой П. На этом заканчиваются предварительные операции. Теперь можно перейти к осуществлению редукции, т. е. к приведению первично-горизонтальных слоев в их исходное положение (к «вычитанию тектоники»).

VII. Для этого, не смещая точки в квадратике (с буквой П) с экватора, т. е. с линии В — З (положение VI), переносят точку в кружке (к. с.)

по ее параллели (по дуге) на число градусов, равное углу падения первично-горизонтальных слоев. Направление, в котором перемещают кружок (к. с.), определяется направлением от квадратика (П) к центру сетки Вульфа. Полученную точку обводят двойным кружком. Это и есть искомая точка, представляющая проекцию точки пересечения перпендикуляра к плоскости косых слойков со сферой (при горизонтальном положении пер-



Фиг. 306. Техника редукции при помощи сетки Вульфа. Круг — сетка Вульфа; прямоугольник с градусной шкалой — восковка, наложенная на сетку Вульфа. При всех операциях сетка Вульфа остается неподвижной, вращается лишь восковка с цифрами и буквами на ней. (По Вассоевичу и Гроссгейму, 1951_2)

вично-горизонтальных слоев). Теперь остается только определить координаты этой точки, иными словами,— элементы залегания косых слойков после редукции, т. е. их первичный наклон (до тектонических движений).

VIII. Первичный угол падения косых слойков определяется после приведения точки (двойной кружок) на экватор (т. е. на линию В — З) путем отсчета по нему числа градусов между точкой и центром сетки.

IX. Азимут линии падения отсчитывается по внешнему кругу после совмещения С и Ю на восковке и на сетке Вульфа и проведения радиуса через найденную точку (двойной кружок)».

Рекомендуется проверить усвоение описанной методики на следующем примере (взятом из указанной выше статьи). Элементы залегания слоев (первично-горизонтальных): З 270°, угол 75°, замеренное залегание косых слойков СЗ 303°, угол 62°. После редукции первичное падение косых слойков должно получиться СВ 25°, угол 32°.

Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм (1951_2) разбирают также более сложные случаи, когда те или иные слойки опрокинуты. Например, если углы падения слоев крутые и косые слойки оказались в опрокинутом залегании, то точка «к. с.» переносится на 180° на другую сторону круга и дальше работу производят как описано выше.

Могут быть случаи и более простые. Если азимуты косых и первично-горизонтальных слойков равны, то истинные углы падения первых определяются путем вычитания. Если залегание слоев горизонтальное или они имеют очень небольшие углы наклона (например, в платформенных областях), то первичное залегание косых слойков определяется при помощи замера компасом.

Цитируемые авторы указывают, что «если после редукции угол наклона косых слойков получается менее 5°, то это обычно обозначает, что за косые слойки были приняты первично-горизонтальные слои... Если угол наклона после редукции получается бóльшим, чем 40° (наибольший угол естественного откоса), то значит в полевые замеры или в редукцию вкралась ошибка. Таким результатом следует пренебречь» (1951_2, стр. 24).

Однако прежде чем «пренебрегать» полученными результатами, надо, во-первых, проверить редукцию, а во-вторых, учесть, что очень малые углы наклона свойственны пляжевым и некоторым другим морским отложениям. Кроме того, нельзя забывать, что в некоторых случаях углы наклона слойков могут быть больше 45°, особенно при неровном дне (когда течение «поднимается по склону») или же в отложениях временных потоков при очень быстром нагромождении осадка. Поэтому полученные данные необходимо прежде тщательно проанализировать, чтобы выяснить, действительно ли они явились результатом ошибки при полевых замерах.

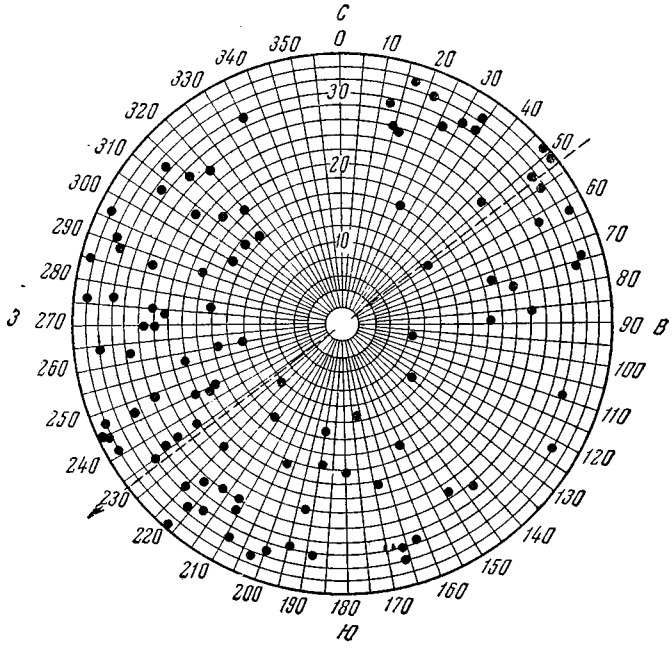
Вообще всем желающим применить в полевых условиях указанный метод исследования можно рекомендовать обязательно ознакомиться с упомянутой статьей Н. Б. Вассоевича и В. А. Гроссгейма, из которой здесь приведены в сокращенном виде только основные методические указания.

Составление различных диаграмм

Круговые диаграммы азимутов и углов наклона косых слойков большей частью применяются при массовых замерах галек или каких-либо ориентированных включений в породе, однако они могут быть использованы и для графического выражения таких же замеров косой слоистости. Для этого составляется круговая полярная диаграмма, где центр обозначает вертикальное, а окружность — горизонтальное положение (как это делается при замере наклона осей галек (Хабаков, 1954_2). Концентрическими кругами определяются возрастающие к центру углы наклона (сечения через 5 и 10°). Сеть радиусов указывает азимуты падения косой слоистости.

В некоторых руководствах (Рухин, 1953, 1957) принимается обратная нумерация углов падения, когда нулевое значение (горизонтальное положение) отвечает центру круга, а 90° — его периферии. Однако это неудобно, так как подавляющее большинство углов наклона косой слоистости колеблется в пределах 15—45° и при таком способе изображения они все будут попадать в центральную часть круга, где все линии радиусов сходятся и расположение точек будет слишком тесным. Поэтому значительно удобнее и нагляднее выбрать такое построение диаграммы, чтобы максимальное количество точек располагалось по периферийной, широкой части круга. Л. Б. Рухин находил выход из этого положения в том, что линию окружности он принимал не за 90, а за 35°

(считая это максимальным углом наклона) и деления проводил через 2° (фиг. 307). Но и такой способ изображения будет все же менее правильным, так как, если представить себе положение точки как результат проектирования линии падения слойка на плоскость диаграммы, то естественно все проекции считать от одной точки (т. е. от центра круга), а при этом чем круче будет угол наклона, тем короче проекция и тем ближе точка к центру круга.



Фиг. 307. Круговая полярная диаграмма падения косой слоистости в среднедевонских отложениях Ленинградской области. Движение потока с северо-востока на юго-запад. (По Рухину, 1953)

Способ изображения в виде таких диаграмм хорош тем, что здесь одновременно показываются и углы наклона слойков, и направление их падения. Однако он мало нагляден и, как указывал А. В. Хабаков (1954₂), легко воспринимается, только если исследователь уже привык к такому способу изображения. В то же время углы наклона слойков в одной какой-либо фации обычно колеблются в сравнительно узких пределах, и основной интерес сосредоточивается на изменении направления падения косых слойков. Поэтому последние лучше изображать более наглядно — в виде диаграммы-розы частот направлений наклона слойков.

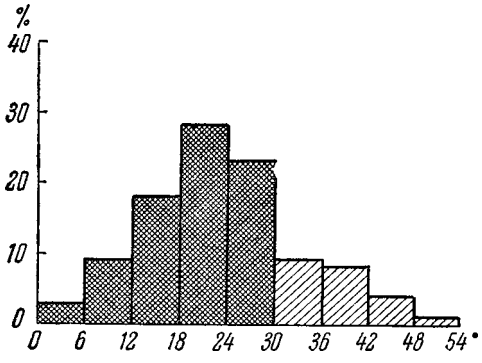
Другой способ изображения результатов замеров углов наклона косых слойков — в виде гистограмм (фиг. 308), где по оси абсцисс откладываются углы наклона слойков (деления даются через определенное число градусов), а по оси ординат — процент замеров с этими углами. Получаемые столбики указывают процент замеров с углами наклона в определенных пределах.

Диаграммы-розы направлений наклона косых слойков строятся следующим образом: прежде всего все замеры азимутов наклона косых слойков разбивают на группы через определенное количество градусов и подсчитывают число точек (замеров), попадающих в каждую группу. Площадь круга разбивают сеткой на соответствую-

щие секторы (фиг. 309). Концентрические окружности, проведенные через одинаковые интервалы, указывают количество замеров в принятом масштабе (отсчет ведется от центра).

Пересечение линии, проходящей в середине сектора, с окружностью, отвечающей числу замеров в данном секторе, дает точку. Затем все точки последовательно соединяются прямыми линиями, и диаграмма-роза готова (единичные направления при этом изображаются одной линией). Интервалы для разбивки на секторы не следует делать ни слишком мелкими (так как при этом диаграмма теряет четкость и становится расплывчатой), ни слишком большими (так как такие интервалы делают диаграмму чересчур обобщенной).

По Н. Б. Вассоевичу и В. А. Гроссгейму (1951_2), наилучшие интервалы 15 и 30°. При этом они рекомендуют в случае разбивки на секторы в 30° выбирать интервалы: 346—15°; 16—45°; 46—75° и т. д. (а не



Фиг. 308. Гистограмма, показывающая наклон косой слоистости в кварцитах Барабу в районе Верхнего озера. Углы наклона, которые автор считает большими, чем угол естественного откоса, показаны косой штриховкой. (По Pettijohn, 1957_1)

1—30°, 30—60° и т. д.), так как это дает возможность получить симметричные диаграммы-розы, а получающиеся направления можно обозначать соответственно румбам: восток, восток-юго-восток, юго-юго-восток, юг и т. д. (фиг. 309, *А*). Однако при этой системе не выделяются румбы ЮВ, ЮЗ, СЗ, СВ, что является недостатком такой разбивки. Если принять разбивку по основным румбам, выделяя секторы в 45°, то диаграмма получается слишком обобщенной (фиг. 309, *В*). Поэтому лучше всего разбить площадь круговой диаграммы на 16 секторов по 22,5° каждый (фиг. 309, *Б*). Осями секторов при этом будут линии направления основных и дополнительных румбов, и, таким образом, преобладающая ориентировка косой слоистости будет очень точно определена. По размеру секторы в 22,5° лежат в пределах цифр, которые В. А. Гроссгейм, исходя из своего большого опыта, считает оптимальными. В этом случае диаграмма-роза не будет ни слишком дробной, ни слишком обобщенной. Границы секторов будут отвечать следующим цифрам: 11,25, 33,75; 56,25; 78,75; 101,25; 123,75; 146,25; 168,75; 191,25; 213,75; 236,25; 258,75; 281,25; 303,75; 326,25; 358,75; 11,25°.

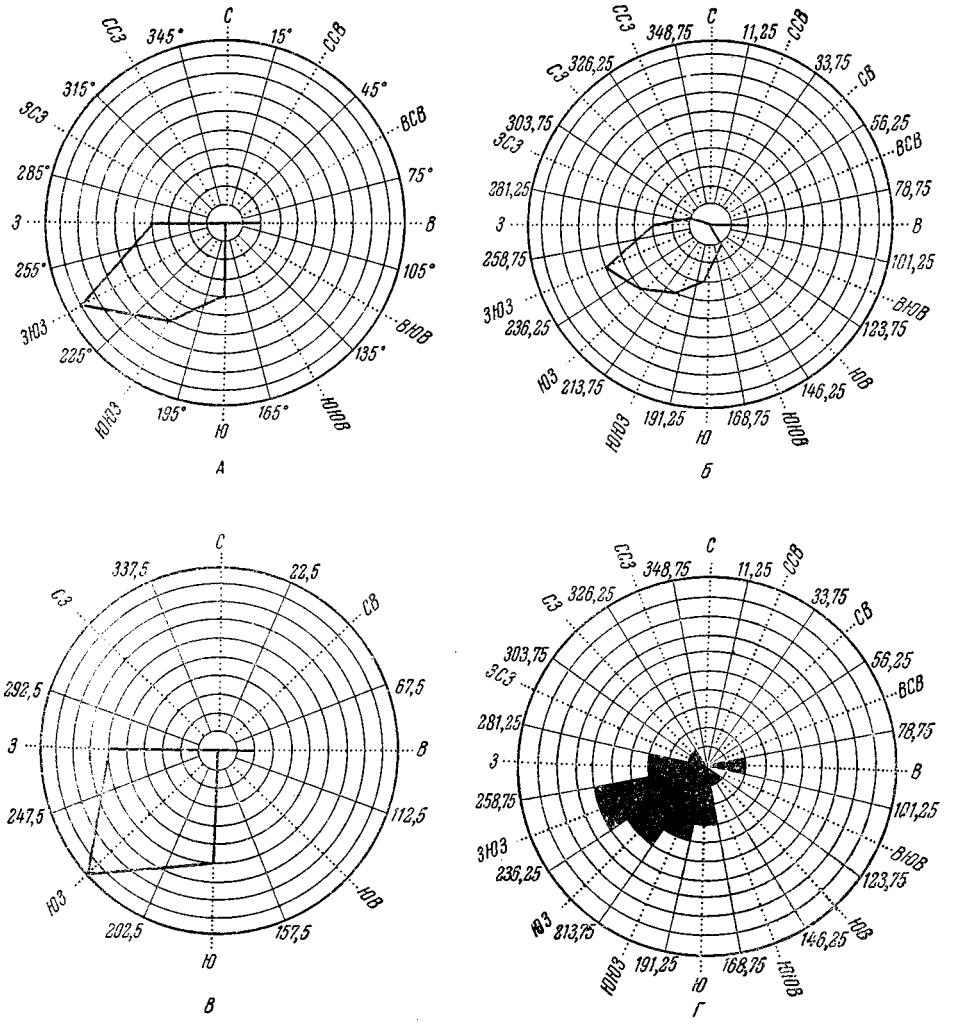
При таких границах любые замеры, выраженные целыми числами градусов, будут попадать внутрь сектора, и при этом не потребуется условного сдвига на 1°, как это делается при разбивке на секторы по 30° в каждом.

В таблице 23 приведен пример замеров и их расчета, исходя из различной разбивки секторов (что графически изображено на фиг. 309).

Другой разновидностью диаграммы-розы является диаграмма, построенная по тому же принципу — путем разбивки площади круга на ряд секторов, но при этом оконтуривается вся площадь данного сектора в пределах, ограниченных двумя радиусами и дугой, проведенной по линии окружности, отвечающей числу точек, попадающих в данный сектор (фиг. 309, *Г*, 310, 311). Этот способ построения принят у американских геологов.

На фиг. 310 круг диаграммы делится на девять секторов по 40° в каждом, что очень неудобно в отношении ориентировки по румбам. В других случаях (фиг. 311 и 312) круг делится на 12 секторов по 30°, но отсчет при этом начинается с 0°, и поэтому выделенные секторы не выражают главных направлений — север, юг, восток и запад.

Однако, если принять предложенное мною деление на 16 секторов по 22,5° в каждом и секторы выделять, начиная с 11,25°, то такой способ изображения может быть даже более точным и наглядным, чем при описанном выше способе соединения полученных точек прямыми



Фиг. 309. Диаграммы-розы направлений косых слойков для одних и тех же замеров.

А — при разбивке круга на 12 секторов через 30°; *Б* — при разбивке на 16 секторов через 22,5° *В* — при разбивке на 8 секторов через 45°; *Г* — то же, что и *Б*, но диаграмма дана в виде секторов (Составила Л. Н. Ботвинкина)

Таблица 23

Вспомогательная таблица подсчетов углов наклона для составления диаграммы-розы

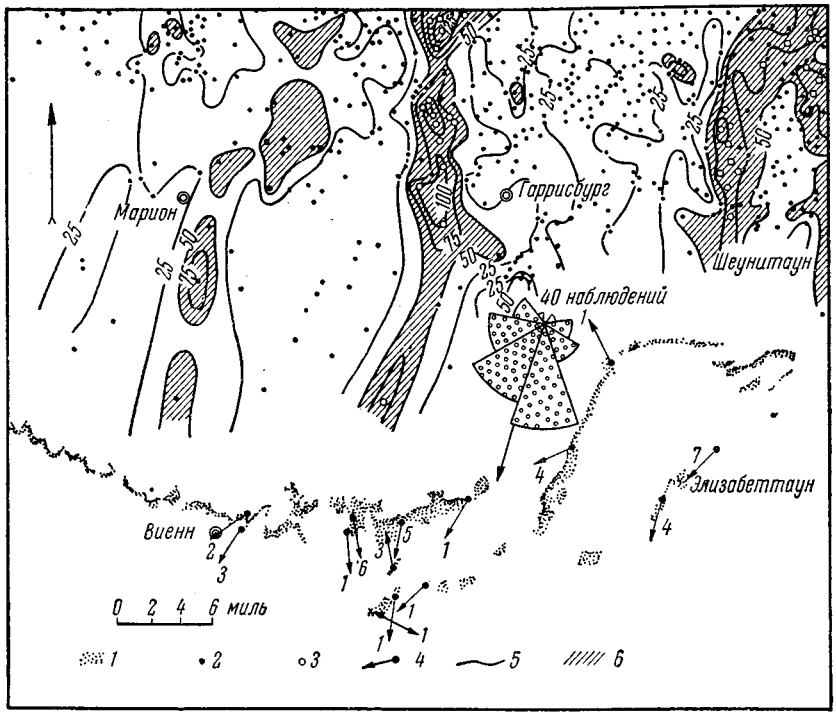
Азимут падения слойков (абсолютные числа замеров в градусах)	Количество точек при интервале через 30°	Количество точек при интервале через 22,5° (румбы основные и дополнительные)	Количество точек при интерале через 45° (только основные румбы)
285	В интервале 285—255°	ЗСЗ — 1	
280			
270	З — 4	З — 3	З — 6
275			
254			
254			
245	В интервале 255—235°	ЗЮЗ — 6	
240			
240	ЗЮЗ — 9		
240			
230			
230			ЮЗ — 11
226		ЮЗ — 5	
220			
220	В интервале 225—195°		
210			
205	ЮЮЗ — 6	ЮЮЗ — 4	
200			
200			
190		Ю — 3	Ю — 6
180	В интервале 195—165°		
180			
160	Ю — 4	ЮЮВ — 1	
90	В — 2	В — 2	В — 2

Всего 25 замеров

линиями (см. фиг. 309), так как при этом более точно отражается количественное соотношение замеров разных направлений и чертеж больше соответствует понятию «диаграмма». Кроме того, если замер попадает в изолированный сектор, то он все равно будет показан в виде площади, в то время как при описанном выше способе (фиг. 309, *Б*) он будет изображаться в виде отдельной линии, что, конечно, менее удачно.

В ряде работ американских геологов при построении диаграмм в виде секторов принято обозначать концентрическими окружностями не абсолютные числа замеров (которые могут быть различными — от единиц до сотен), а их процент (например, через 10%). При таком построении каждый сектор диаграммы показывает, какой процент замеров в данной точке находится в пределах его азимутов, а около диаграмм ставится цифра, указывающая, по какому количеству наблюдений (замеров) она построена (см. фиг. 312). Этот способ изображения хуже, чем построение сектора по абсолютному числу замеров, при котором величина диаграммы сразу дает представление о количестве наблюдений и, следовательно, о степени их достоверности. Диаграммы же, построенные по процентному содержанию, все имеют одинаковый размер. Однако иногда, при нанесении их в большом количестве на карту, последний способ может оказаться более удобным.

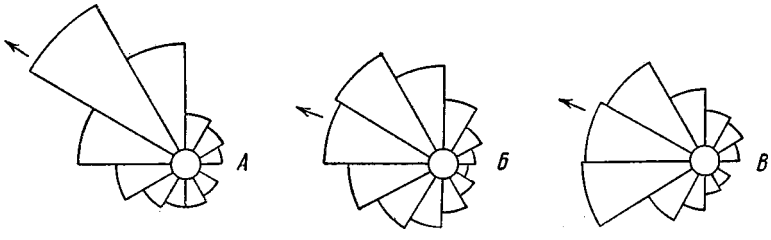
Диаграмма в виде лука со стрелой. Если результаты обобщения данных об однозначано ориентированных объектах дают более или менее четкую картину, то иногда, как указывает Н. Б. Вассоевич (Спутник полевого геолога-нефтяника, 1954), удобнее изображать их



Фиг. 310. Нанесение на карту диаграммы в виде секторов, показывающей направление косой слоистости песчаника «Формации палестин» в южном Иллинойсе. Направление полос песчаных тел в общем параллельно основному направлению косой слоистости. Диаграмма-роза построена на основании разбивки площади круга на девять секторов

1 — выходы песчаников «палестин»; *2* — точки наблюдений; *3* — точки наблюдений, показавшие «каналы» в основании песчаников «палестин»; *4* — среднее направление косой слоистости и количество замеров; *5* —мощность песка, изопахиты проведены через 25 футов; *6* — мощность песка более 50 футов. (По Potter, 1958)

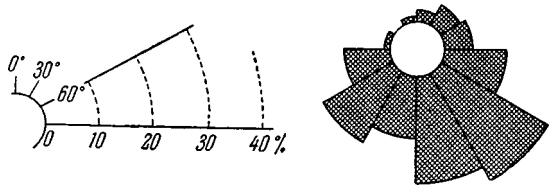
просто в виде стрелок или в виде «лука со стрелой» (фиг. 313). При этом «стрела» указывает преобладающее направление, а дуга («лук») — пределы колебания замеров. Такой способ изображения удобен для нанесения на карту результатов наблюдений в ряде точек (фиг. 314).



Фиг. 311. Диаграммы, показывающие изменение направления течения во времени (*А*, *Б*, *В*). Западный Мэриленд и Пенсильвания. (По Pelletier, 1958)

А —верхний девон, 13 пунктов, 194 замера, среднее направление 304°; *Б* — формация Поконо, 227 пунктов, 4968 замеров, среднее направление 290°; *В*—мисиссипиен и нижний пенсильваниен, 12 пунктов, 181 замер, среднее направление 295°. Диаграммы-розы построены путем разбивки площади круга на 12 секторов

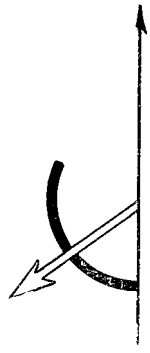
Все виды диаграмм необходимо строить по генетическим типам слоистости (фиг. 315), так как в противном случае на основании их нельзя будет сделать никаких выводов. Наиболее четкую картину ориентированного направления косой слоистости, очевидно, могут дать континентальные потоки (речные и временные), не имеющие сильно меандрирующих русел (с однонаправленной слоистостью), постоянные морские



Фиг. 312. Диаграмма, в которой линии концентрических окружностей указывают процент замеров, попадающих в данный сектор. Справа — пример такой диаграммы, построенной для кварцитов Барабу по 2833 замерам. (По Pettijohn, 1957₁)

течения (либо однонаправленные, либо двух попеременных направлений) и дельты (веерообразно направленная слоистость). Однако пока нет достаточного материала для сопоставлений наиболее характерных роз-диаграмм, составленных для различных фациальных типов слоистости. Целеустремленно собранный материал такого рода, по-видимому, сможет дать основание для интересных выводов и сопоставлений.

Обозначение направления косой слоистости векторами. Иногда итоги замеров косой слоистости выражаются не путем построения роз-диаграмм, а в виде векторов-результантов, однако этот способ значительно хуже, так как он приводит к полному усреднению всех замеров. Более того, при определенных соотношениях количества замеров и направлений отдельных векторов может получиться один и тот же вектор-результант (и по направлению и даже по величине) для замеров слойков: а) с одинаковым направлением падения, б) направленных один к другому под углом, в) даже противоположного направления.

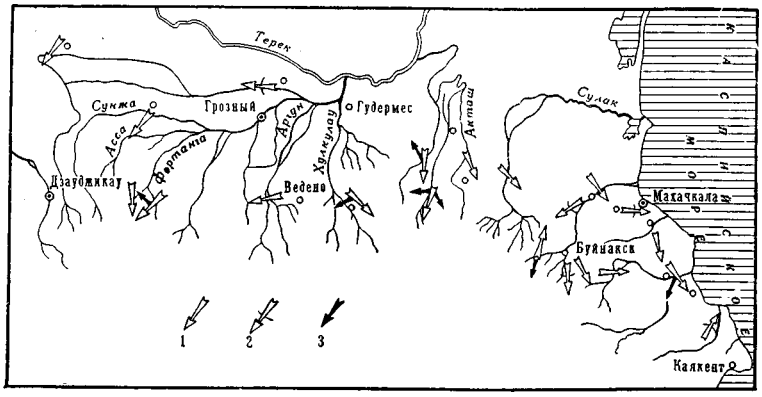


Фиг. 313. Диаграмма в виде «лука со стрелой»

Таким образом, вектор-результант показывает лишь одно преобладающее направление, не отражая их разнообразия и степени выдержанности или изменчивости. Между тем на диаграмме-розе видно не только главное направление переноса материала, но и второстепенные, а сама ее форма отражает характер существовавших течений (веерообразное, попеременно-разнонаправленное или какое-либо другое), т. е. является еще и дополнительным фациальным признаком.

Поэтому при обработке замеров направления падений косых слойков можно рекомендовать построение роз-диаграмм, а не векторов-результантов.

Нанесение замеров косой слоистости на карту. При массовых замерах на большой площади и во многих точках обычно их результаты (диаграммы) переносятся на карту целиком или в виде стрелок, указывающих основное направление. Эти построения, нанесенные на палеогеографическую карту, очень помогают при определении направлений и путей перемещения осадочного материала (фиг. 310, 314, 315). В других случаях сопоставление роз-диаграмм, построенных для

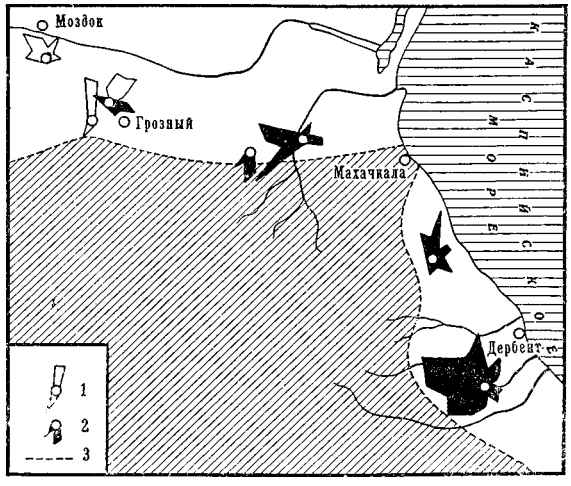


Фиг. 314. Нанесение на карту результатов замеров косой слоистости в виде стрелок. Территория северо-восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху.

1 — основное направление косых слойков; *2* — большой диапазон азимутов; *3* — дополнительное направление течения. (По Гроссгейму, 1953)

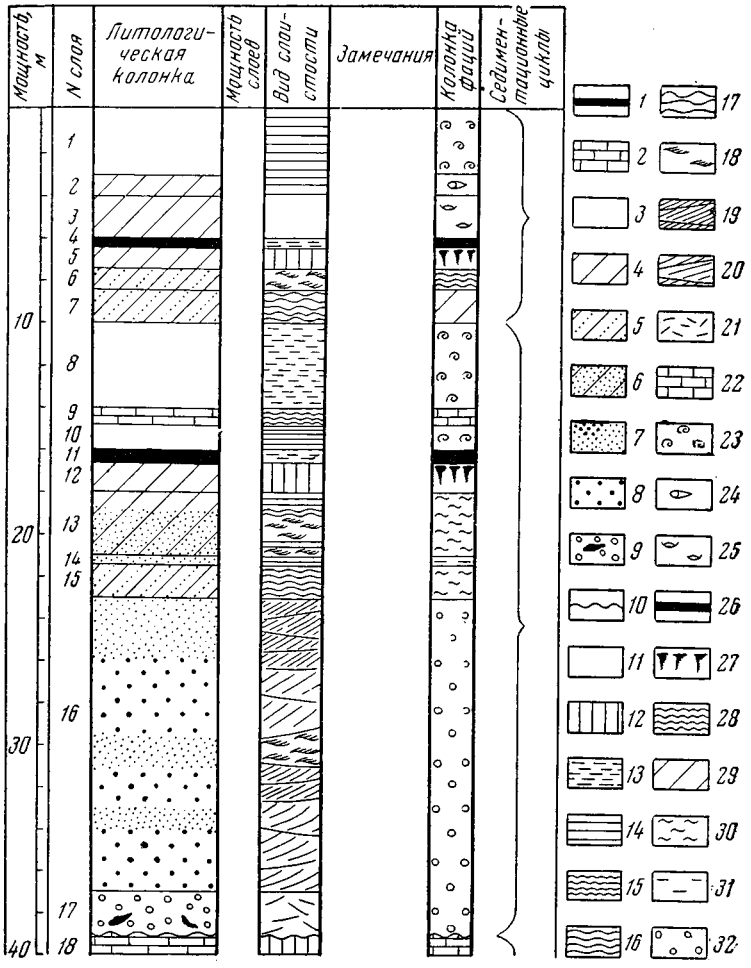
одного района, но для разных стратиграфических горизонтов, показывает изменения в направлении течений во времени (фиг. 311).

Полярные диаграммы Вурстера. Существует еще ряд направлений исследования, основанных на сборе массовых статистических данных и специальной их обработке в виде диаграмм и графиков. Так, Вурстер (Wurster, 1958) путем построения специальных круговых полярных диаграмм пришел к выводу, что характер диаграммы, получаемой для речных отложений, отличается от диаграммы, получаемой для морских осадков. Его работа интересна с той точки зрения, что она при помощи математических подсчетов и геометрических построений подтверждает различный характер косой слоистости в отложениях разного генезиса, в частности — различие углов наклона и выдержанности на-



Фиг. 315. Диаграммы-розы, показывающие господствующие направления течений в акчагыльский век в некоторых районах северо-восточного Кавказа.

1 — диаграмма-роза частот ориентировки наклона косых слойков, образованных временными потоками; *2* — диаграмма-роза частот ориентировки наклона косых слойков, образованных морскими донными течениями; *3* — древняя береговая линия. (По Неручеву, 1953)



Фиг. 316. Пример построения колонки видов слоистости параллельно основной литологической колонке

Условные обозначения:

К литологической колонке: *1* — уголь; *2* — известняк; *3* — аргиллит; *4* — алевролит мелкозернистый; *5* — переслаивание алевролитов; *6* — алевролит крупнозернистый; *7* — песчаник мелкозернистый; *8* — песчаник среднезернистый; *9* — конгломерат с включением обугленных растительных остатков; *10* — контакт размыва.

К колонке слоистости: *11* — данных о слоистости нет; *12* — текстура неслоистая; *13*—*21* — слоистость: *13* — горизонтальная, правильная, неравномерная; *14* — горизонтальная правильная, равномерная, *15* — горизонтальная, неправильная; *16* — волнистая, мелкая, параллельная; *17* — волнистая, мелкая, смещенная; *18* — косоволнистая, мелкая, прерывистая; *19* — косая мелкая, смещенная, однонаправленная; *20* — косая, крупная, смещенная, однонаправленная, *21* — косая, неясная, отдельные слойки разно ориентированы.

К колонке фаций: *22* — карбонатные отложения открытого моря; *23* — морские глинистые отложения; *24* — глинисто-алевритовые отложения заливов; *25* — глинисто-алевритовые отложения лагун; *26* — отложения торфяных болот; *27* —болотные отложения почвы с корневыми остатками; *28* — отложения прибрежной зоны волнений лагунного мелководья; *29* — прибрежно-морские отложения зоны волнений; *30* — отложения поймы; *31* — отложения пойменного озера; *32* — русловые речные отложения. (Составила Л. Н. Ботвинкина)

правлений косых слойков. Вурстер указывает, что речные отложения характеризуются на круговой диаграмме широкими полукруглыми полями, отложения временных потоков дают узкую полосу, а морские отложения — симметричную диаграмму. Однако фации взяты им слишком обобщенно (мы видели, что морские отложения, например, имеют

очень разнообразную слоистость) и очень неполно (нет эоловых отложений и многих других). Таким образом, для того чтобы этот метод можно было использовать при определении генезиса пород, нужно предварительно провести очень большие специальные исследования отложений разнообразных фаций. Кроме того, этот метод очень трудоемок, а результаты его в конечном итоге примерно соответствуют нашим определениям однонаправленной и попеременно-разнонаправленной слоистости, полученным при значительно меньшей затрате сил и времени. Поэтому применение этого метода при литологических исследованиях на данном этапе вряд ли можно рекомендовать.

Колонки слоистых текстур

При изучении слоистости рекомендуется построение рядом с обычной литологической колонкой более узкой колонки морфологических типов или видов слоистости, которые показываются схематически, в условных знаках. При более детальных исследованиях можно давать более дробные деления — для разновидностей. Пример такой колонки и перечень условных знаков, которые можно порекомендовать, приведены на фиг. 316 и 317. Условные знаки даны не для всех видов, имеющихся в классификации, а только для наиболее распространенных.

Если исследователю достаточно ограничиться только выделением типов слоистости и нет необходимости в более дробном делении, то он использует пять условных знаков, обозначающих основные и переходные типы плюс указание на неслоистую текстуру (фиг. 317), которую рекомендуется изображать вертикальными штрихами. Если вообще нет данных о текстуре породы, то колонка в этом интервале остается незаштрихованной.

В большинстве случаев требуется, чтобы колонка была очень детальной, поэтому в ней отмечается не только тип текстуры, но и подтип (по величине) косой, косоволнистой и волнистой слоистости (так как пологоволнистая не бывает крупной вследствие образования очень слабыми волнениями, а в горизонтальной слоистости подтипы по величине обычно вообще не выделяются). В условных знаках можно объединить подтипы: крупную слоистость с очень крупной, а мелкую с очень мелкой. Однако могут быть случаи, когда вся слоистость только крупная либо очень крупная (например, в эоловых толщах). Тогда, естественно, следует дать дополнительные подразделения, исходя из тех же принципов обозначения: более крупную изображать более крупной штриховкой, причем расстояния между штрихами должны быть резко различными (в 2—3 раза).

При детальных литологических исследованиях показываются разными знаками не только типы, но и виды слоистости. При этом, если не определена разновидность косой слоистости по направленности слойков, то лучше оставлять пустые интервалы между отдельными сериями. Наконец, при еще более детальных или специальных исследованиях можно указывать слоистость до разновидностей; при этом не следует пугаться большого количества условных обозначений, так как в каждом частном случае они будут встречаться далеко не все. Практически «набор» разновидностей в конкретном разрезе будет ограничиваться максимум 10—15 условными знаками, так как трудно предположить такие условия образования пород, при которых в разрезе окажутся все без исключения разновидности слоистых текстур.

Если появится необходимость в дополнительных знаках (для более редких разновидностей,— см. морфологическую классификацию), то их добавляют с учетом требования, чтобы сходные текстуры были изображены похожими условными знаками и вместе с тем были отражены

особенности, отличающие одни текстуры от других. В данном случае условные знаки построены по второму признаку разновидностей (см. табл. V), так как это признак различия текстур, в то время как первый признак является признаком их сходства. Наконец, иногда более важно отметить признаки разновидностей, а не видов (т. е. не давать подразделений на виды). В таких случаях рекомендуется применять условные знаки, расположенные на фиг. 317 справа от названия разновидности. Кроме того, особыми знаками можно обозначать сложные типы слоистости и неслоистые текстуры.

Картотеки и эталонные коллекции

Ю. А. Жемчужников рекомендовал при массовых наблюдениях над слоистостью заранее приготовить «анкетные» карточки, которые потом заполняются непосредственно в поле; при этом дополнительные данные и зарисовки фиксируются в записной книжке, а копии их можно приколоть к такой карточке-анкете. Это значительно облегчает наблюдение и удобно при камеральной обработке, когда к этой карточке присоединяются фотографии, зарисовки по фото, фото пришлифовок и т. д. Ю. А. Жемчужников советовал все эти материалы устанавливать в деревянных или картонных ящиках в виде картотеки. Кроме того, отдельно можно составить картотеку рисунков, фотографий, которые Ю. А. Жемчужников предлагал объединить по номерам обнажений с карточкой полевой анкеты. Однако удобнее помещать фотографии и зарисовки в альбомы или на отдельные листы стандартного размера, причем я считаю более важным группировать материал во время камеральной обработки не по формальному признаку (по обнажениям), а тематически (по фациям, типам и т. п.). Вообще же способ систематизации материала зависит от привычки исследователя и от поставленных перед ним задач. Важно только, чтобы материал был систематизирован.

Составлять эталонные коллекции следует при любой работе, так как они помогают давать единообразные и точные определения. Они полезны как при индивидуальной, так, особенно, и при коллективной работе.

В частности, можно составить следующие эталонные коллекции:

а) текстур, характерных для разных фаций;

б) текстур различных морфологических типов, как слоистых так и неслоистых;

в) текстур различных видов слоистости, в зависимости от того, чем она определяется и в чем проявляется;

г) текстур, различных по масштабу;

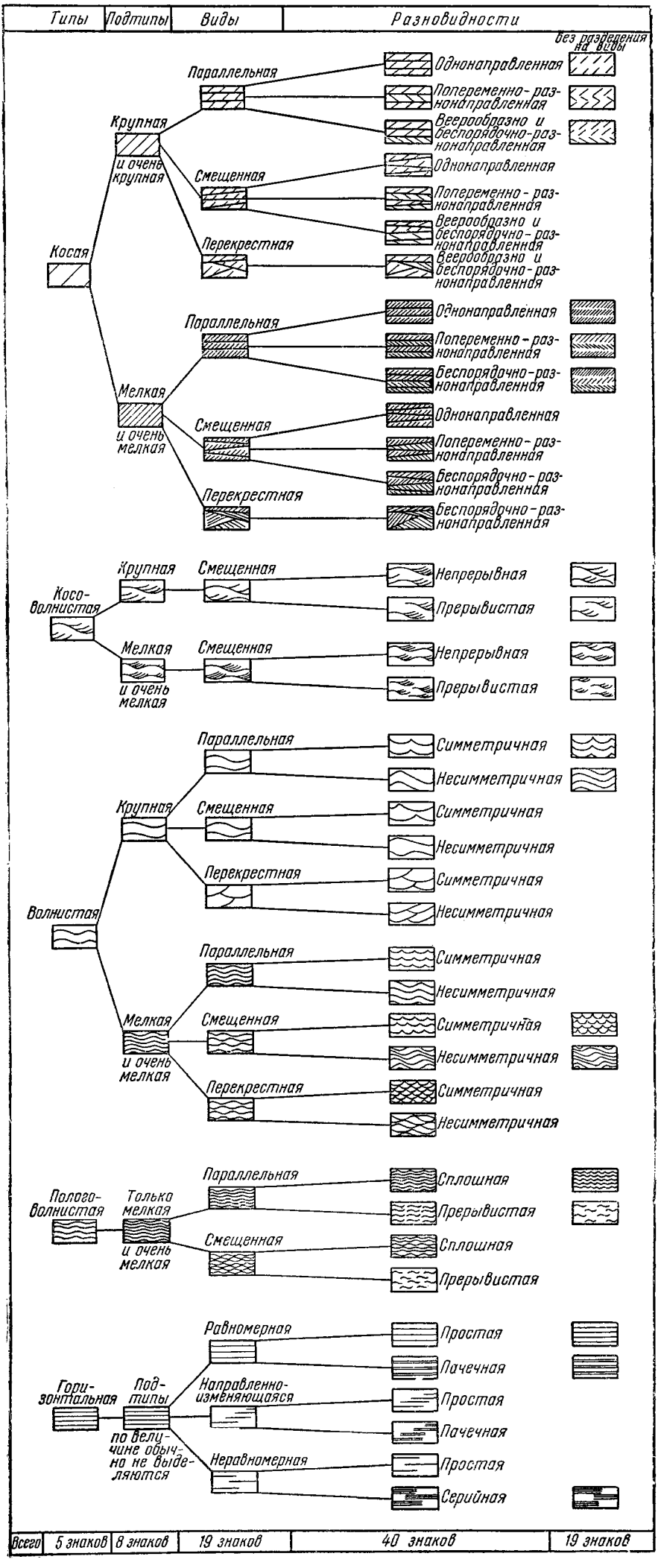
д) различных типов нарушений первичной текстуры;

е) образцов, показывающих связь текстур со структурами пород;

и) текстур, характерных для определенных пород, и т. д.

Эталонные коллекции не должны содержать слишком большого количества образцов; прежде всего они должны характеризовать наиболее типичные, распространенные текстуры, а уже затем их можно дополнить образцами текстур нарушенных и редких. При составлении эталонных коллекций вообще не следует гнаться только за «экзотикой», помещая в коллекцию преимущественно образцы, может быть, и очень эффектные, но встречающиеся редко, в ущерб образцам менее интересным, но зато более типичным. Сказанное, однако, вовсе не значит, что текстуры редкие, особенные, «экзотические» совсем не следует помещать в эталонную коллекцию — этот, по выражению Ю. А. Жемчужникова, своеобразный «музей в миниатюре». В соотношении образцов характерных и редких следует соблюдать чувство меры.

Отбор образцов для эталонной коллекции производится в поле, однако, окончательно она, естественно, составляется уже в камеральный период.



Фиг. 317. Условные обозначения для типов, подтипов, видов и некоторых разновидностей слоистости. (По Ботвинкиной)

Альбомы иллюстраций

Кроме зарисовок в поле, можно составить чистовые альбомы (уже в камеральный период), куда перечерчиваются тушью полевые зарисовки с исправлением по произведенным замерам углов наклона, некоторых размеров (длины, мощности) и отдельных элементов рисунка в соответствии с описанием. Делать исправления на полевой зарисовке не следует, так как она является основной, первичной документацией. Кроме того, при камеральной работе делаются новые зарисовки по отобранным образцам. Все эти рисунки хорошо делать либо на листах разборного альбома, либо просто на листах плотной белой бумаги (на ватмане) стандартного размера (например, в одну четвертую часть листа), которые затем удобно хранить в папке. На зарисовках во всех случаях обязательно следует указывать линейный масштаб или давать размеры основных элементов изображения.

Фотографии образцов и зарисовок лучше всего делать размером 9×12 или 13×18. При фотографировании образца обязательно рядом с ним (или даже на него) кладется небольшая сантиметровая линеечка или просто узкая ленточка миллиметровки с помеченными тушью сантиметрами. Это делается для того, чтобы можно было в дальнейшем фотографии переснимать с любым уменьшением или увеличением. Если линейного масштаба нет, а в тексте забывают отметить его изменение, то он либо совершенно пропадает, либо (что еще хуже) перестает соответствовать описанию.

Фотографии удобно монтировать на отдельных листах плотной бумаги, лучше белой (удобен также размер в $^1/_4$ листа ватмана), с соответствующими надписями, а затем хранить эти листы в папке. Если альбом рабочий, то фотографии можно не наклеивать, а вставлять в сделанные бритвой надрезы (как в альбомах для открыток). Такой монтаж делается очень быстро и допускает всевозможные перестановки и перегруппировки. В альбоме, идущем в качестве приложения к отчету, фотографии, конечно, лучше наклеивать.

Экспериментальные работы

Проведение экспериментальных работ в камеральный период может дать очень интересные результаты как для изучения вообще проблемы механизма седиментации в разных условиях, так и для решения ряда частных вопросов: скорости образования слойков, зависимости углов их наклона от изменения условий, изучение особенностей строения и формы косых слойков, в зависимости от среды и ее динамического состояния и так далее. Это является как бы продолжением в камеральной обстановке специальных наблюдений над механизмом седиментации, проводимых в полевых условиях (см. выше).

К сожалению, эксперимент пока еще очень слабо используется при решении многих литологических задач и, в частности, при изучении слоистости. Существует очень немного работ этого типа, упоминавшихся в различных главах (Ратновский и Чочиа, 1948; McKee, 1947, 1953; Stewart, 1956; Valentyne, 1955; Bagnold, 1953 и некоторые другие). Такие работы очень полезны и их безусловно следует развивать.

4. ОБОБЩЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Выводы, получаемые на основании изучения косой слоистости, их достоверность и полнота обусловливаются прежде всего достоверностью и полнотой наблюдений. Эту, казалось бы, очевидную истину приходится в данном случае повторять, так как ко мне неоднократно обращались геологи с просьбой определить генезис породы по весьма небольшому количеству единичных и нецелеустремленно отобранных образцов, зача-

стую — по маленьким кусочкам породы, притом находившимся в таком состоянии, что в них никакой текстуры почти не было видно.

Поэтому в настоящей, методической главе приходится подчеркнуть еще раз, что слоистость — явление сложное, и для того чтобы по слоистой текстуре достаточно уверенно делать фациальные или какие-либо иные выводы, необходим соответствующий материал. При помощи же единичных образцов можно получить лишь намек на ту или иную фацию.

Механизм седиментации и генезис породы

Анализ материалов по слоистости начинается с того, что на основании ее морфологических признаков рассматривается возможный механизм формирования отложений: направленность движения, его интенсивность, постоянство силы и направления движения потока, характер переноса материалов, континентальность обстановки, климатические условия и т. д.

Совокупность данных позволяет сделать выводы о фациальной обстановке образования осадка, причем следует использовать таблицы XV—XVIII, при помощи которых определяют как весь комплекс текстурных типов, так и фациальную принадлежность каждого типа в отдельности. При этом часто совершенно не обязательно подвергать столь тщательному анализу слоистость всех без исключения фациальных обстановок: на основании общегеологических соображений часть фаций может сразу отпасть, и тогда, естественно, внимание сосредоточивается на различии признаков слоистости в теоретически возможных фациях. Так, например, если по всему облику породы видно, что она образовалась в условиях жаркого, гумидного климата и нет оснований предполагать возможность отложения ее в обстановке ледового комплекса, то сразу можно отказаться от рассмотрения особенностей косой слоистости ьо флювиогляциальных отложениях и т. д.

Наибольшая внимательность требуется в том случае, если стоит вопрос о выборе какой-либо фации из прибрежных или переходных, так как признаки последних, в том числе и слоистость, также являются переходными между признаками осадков определенно континентального и отчетливо морского генезиса. В данном случае обязателен анализ всего комплекса смежных фаций. Следовательно, нельзя ограничиваться изучением слоистости только в каком-либо одном типе осадков, где она наиболее хорошо выражена. Может оказаться, что именно слабо заметная на первый взгляд слоистость в почти неслоистой породе поможет расшифровке всего разреза.

Кроме того, при выяснении происхождения породы по типу ее слоистости определенные признаки последней также позволяют сразу исключить из рассмотрения одни фации и сосредоточить особое внимание на других. Так, наличие попеременно-разнонаправленной косой слоистости делает сомнительным водно-континентальное происхождение осадка, ибо на суше ни реки, ни временные потоки пустынь, ни даже флювиогляциальные отложения никогда не текут попеременно то в одном, то в прямо противоположном направлении. В этом случае, естественно, возникает предположение о происхождении осадка либо эоловом, либо пляжевом, либо, наконец, об отложении его в зоне донных морских течений. Другой пример: наличие обратной ритмической сортировки слойков, столь характерное для эоловых отложений, сразу приковывает внимание исследователя к другим признакам, типичным для эоловой слоистости, и т. д.

Таким образом, практически обычно приходится делать выбор между меньшим количеством фаций, чем те, в которых вообще возможен данный тип слоистости. В то же время в первую очередь выделяются

признаки слоистости, позволяющие наиболее резко разграничить фации, из которых мы должны сделать выбор.

Из сказанного, однако, не должно делать вывода о том, что надо сразу ограничить число наблюдаемых в породе признаков. Геологам, особенно мало изучавшим слоистость, если они хотят получить действительно правильные и обоснованные выводы, необходимо уже в полевой период наиболее полно осветить все признаки, имеющие генетическое значение для данного типа слоистости. При дальнейшей обработке материала одни из них окажутся более, другие менее существенными, но это лучше, чем ограничиваться наблюдением в поле лишь нескольких признаков, а при камеральной обработке убедиться в недостаточности их для определения фации.

Палеогеографические выводы

Палеогеографические выводы при изучении слоистости основываются прежде всего на замерах азимутов наклона косых слойков (методика замеров и графических построений описана выше). Затем результаты замеров наносятся на карту в виде уменьшенных диаграмм-роз или же просто стрелок и по ним вырисовывается направление потоков или течений. На таких картах наклон косой слоистости прямо указывает направление переноса материала, расположение источников сноса, а иногда и направление береговой линии бассейна. При синтезе полученных данных можно составить несколько вариантов их обобщения; окончательный выбор одного из них делают с учетом всех других геологических признаков. Если косослоистая толща полифациальна, то, как было указано выше, эти обобщения обязательно надо делать раздельно для каждой фации (см. фиг. 315).

Метод определения направления потоков путем массовых замеров азимутов падения косых слойков нашел широкое применение в работе американских геологов (Potter a. Siever, 1956; Potter a. Glass, 1958; Potter, Nosow, Shith and oth., 1958; Brett, 1955; Pettijohn, 1957, и многие другие).

В этих работах для нас интересны следующие вопросы: 1) сопоставление направления косой слоистости с направлением площадей максимальных мощностей песчаников (изображаемых изопахитами) (фиг. 310); 2) изменение преобладающего направления потоков при переходе одного горизонта к другому, что показывается на сводных диаграммах-розах, расположенных параллельно вертикальному разрезу (см. фиг. 311).

Авторы пытаются сопоставить замеры косой слоистости с фациальным происхождением пород, однако это иногда делается недостаточно определенно вследствие неясности признаков того или иного фациального типа отложений. В тех случаях, когда измеряемые песчаные толщи однофациальны (например, слоистость речных потоков), получаются весьма показательные результаты (Potter a. oth., 1958).

Кроме такого «прямого» использования слоистости для целей палеогеографии, может быть и «косвенное» ее применение для этой цели, когда мы от рассмотрения слоистости переходим к определению фаций и по распространению последних на площади уже судим о палеогеографии исследуемого района.

Такое применение изучения слоистости в комплексе с другими фациальными признаками породы дает более богатый материал: выявляются не только направления потоков, но и распределение других фаций, местоположение береговой линии для небольших по объему стратиграфических горизонтов могут быть построены карты, очень точно отражающие древнюю географическую обстановку, существовавшую в течение какого-то небольшого отрезка геологического времени. Примером таких

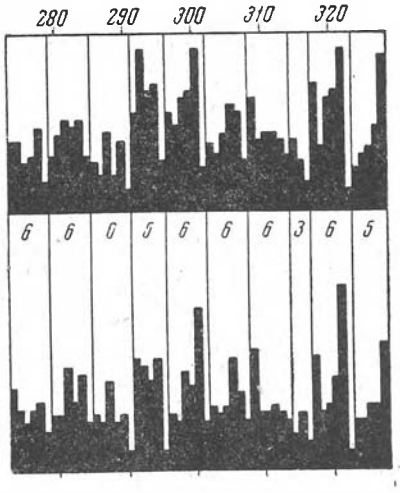
карт являются палеогеографические карты, составленные для Донецкого бассейна (Ботвинкина, 1956$_3$, 1958; Строение и условия накопления основных угленосных свит..., 1959, 1960).

Наилучшим вариантом может быть нанесение на этот тип карт результатов замеров косой слоистости и других текстурных элементов (гребешков ряби, ориентировки галек, ориентировки различных знаков и др.).

Сопоставление разрезов, корреляция, коннексия

Для сопоставления разрезов слоистость может быть использована как непосредственно (метод коннексии), так и косвенно — через фациальный анализ.

Метод коннексии следует применять в тех случаях, когда слоистость образовалась в спокойных условиях седиментации, без перерывов и без переотложения осадка. Этот метод, как уже говорилось выше, был разработан для четвертичных ленточных глин, но в настоящее время применяется и при изучении более древних отложений, в которых отчетливо выражена периодичность образования слойков.



Фиг. 318. Диаграммы ленточной слоистости ангидрита по керну буровых скважин (внизу — скважина Нортхейм вверху — скважина Фредельсхаген I). Цифры вверху — порядковые номера лент (варв). Каждый столбик соответствует одной ленте, высота показывает ее мощность. (По Richter-Bernburg, 1957). Вертикальными тонкими линиями разграничены пачки, выделенные Л. Н. Ботвинкиной (цифры между ними указывают число лент в пачке)

Основанием для применения этого метода служит правильность образования горизонтальной слоистости и ее тенденция отражать сезонные изменения разных порядков. При этом совершенно естественно, что изменения в процессе седиментации, зависящие от таких внешних факторов, как сезонные или климатические колебания, циклы солнечной радиации и т. п.,— будут происходить однозначно на большой площади, причем не только в одном водоеме, но даже и в удаленных и разобщенных друг от друга водоемах.

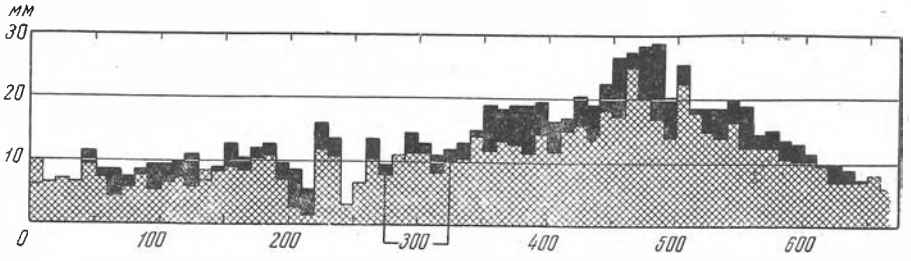
Исходным материалом для проведения коннексии являлись замеры мощностей слойков, лент (варв) или их групп. Результаты замеров лент изображались в виде диаграммы, на которой по горизонтали через равные промежутки откладывались ленты, а по вертикали — мощность лент в таком масштабе, чтобы было подчеркнуто их изменение. Таким образом, число столбиков на диаграмме соответствует числу лент (фиг. 318).

Сопоставление диаграмм, построенных для разрезов, взятых из разных районов, обнаруживает их большое сходство, даже если эти районы находятся на значительном расстоянии один от другого (на фиг. 294 расстояния между двумя сопоставляемыми разрезами — Фредельсхаген I и Нортхейм I — составляют около 20 км). Интересно, что выдерживается не только мощность, но и детали строения каждой ленты (фиг. 294), так что они могут служить своеобразным маркирующим микрогоризонтом.

Дальнейшее сопоставление, в более мелком масштабе, делается по группам лент. Например, на фиг. 319 каждый вертикальный столбик по-

казывает мощность уже не одной, а десятка следующих одна за другой лент (дано для тех же разрезов, что и на фиг. 318).

Приведенные примеры довольно ясно показывают возможность детального сопоставления разрезов методом коннексии. Однако мне кажется, что если проводить группировку лент не механически, по десяткам,

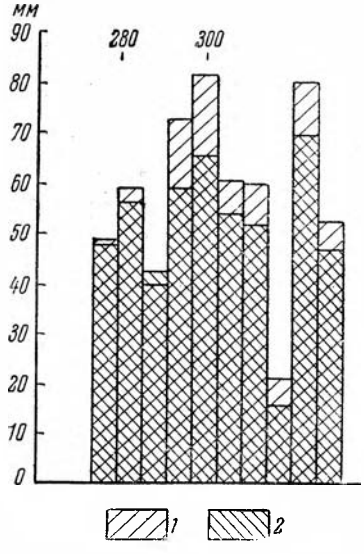


Фиг. 319. Сопоставление диаграмм, построенных по десяткам лент из двух разрезов по буровым скважинам — Фредельсхаген I (черное) и Нортхейм I (штриховка). По горизонтали — номера лент (время), по вертикали — мощность десятков лент (в мм). Внизу квадратом показан интервал, для которого дана мощность отдельных лент на фиг. 318. (По Richter-Bernburg, 1957)

а по выявленным пачкам (ритмопачкам) следующих порядков, то результаты должны показать еще более отчетливое их сходство в разных районах, так как диаграмма будет отражать изменение не случайных «десятков», а конкретно существующих слоевых элементов в зависимости от изменения причин, обусловливающих их формирование.

В качестве опыта интервал разреза, приведенного на фиг. 318, был разбит мною на пачки, каждая из которых начинается нарастанием мощности лент, доходящей до максимума и затем снижающейся до минимума к концу пачки. Каждая пачка содержит шесть лент (что отвечает сезонным шестилетним периодам) и лишь в одной пачке почему-то оказалось три ленты (не имея конкретного разреза, а исходя только из «ленточной диаграммы», трудно судить — почему? Может быть, эта ритмопачка является урезанной, асимметричной).

Диаграмма суммарных мощностей выделенных пачек по двум сопоставляемым разрезам приведена на фиг. 320; здесь видно полное соответствие изменения их мощностей в обоих разрезах при устойчиво меньшем значении мощности в разрезе Нортхейм I. Меньшие мощности в районе Нортхейма показывает и диаграмма на фиг. 319 (очевидно, из этого можно сделать вывод, что район Нортхейма был несколько более удален от источника поступления материала).



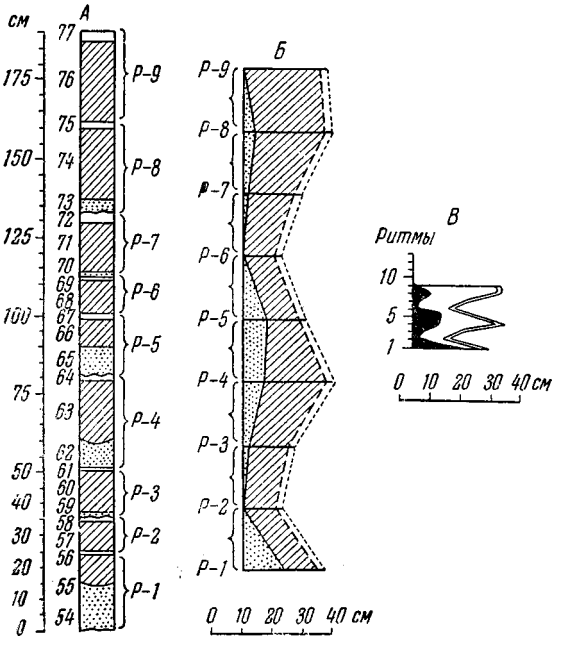
Фиг. 320. Сопоставление диаграмм, построенных для двух разрезов по пачкам лент, мощности которых даны на фиг. 318. (Составлено Л. Н. Ботвинкиной)

1 — Фредельсхаген I; *2* — Нортхейм I

Метод коннексии был применен Н. Б. Вассоевичем при изучении флиша, для которого он разработал построение более сложной диаграммы ритмограммы. Способ построения такой ритмограммы виден на фиг. 321. Сопоставление ритмограмм позволяет увязать между собой казалось бы весьма мо-

нотонно построенные разрезы. Детально этот метод здесь не описывается, так как он относится уже к слоистости, а не к слойчатости, и здесь приводится лишь попутно, для сравнения с методом коннексии ленточных глин. Подробно он изложен в уже упоминавшихся работах Н. Б. Вассоевича (1948$_2$). Этот метод следовало бы развить в направлении выделения ритмов следующих порядков. Мне думается, что ритмограммы, построенные для ритмов второго порядка, дали бы еще более отчетливые показатели для сопоставления разрезов.

Использовать слойчатость для сопоставления разрезов можно еще по появлению лент (или слойков) — необычных по мощности, составу, цвету или каким-либо другим признакам (опорные микрогоризонты). Однако в этом случае надо учитывать, что горизонты могут оказаться уже не слойками, а слоями, хотя бы и очень тонкими, но свидетельствующими об изменении фациальных условий седиментации.



Фиг. 321. Построение ритмограммы для разрезов флишевых толщ и ленточно-слоистых отложений

А — нормальный послойный разрез. Слева — номера слоев — ритмы, на которые разбивается разрез (р-1, р-2 и т. д.). Точки — песчано-алевритовые породы, штрихи — мергель, белое — глины. *Б* — ритмограмма; на равном вертикальном расстоянии друг от друга показаны по горизонтали мощности ритмов и их элементов. *В* — та же ритмограмма, но в сокращенном виде. С нее убраны линии перпендикуляров, а поле, соответствующее изменению одного элемента ритма, залито черным. Иногда целесообразно принять разные масштабы для разных элементов ритма. В частности, для III элемента ритма, как более тонкого, может быть принят более крупный масштаб. (По Вассоевичу, 1948$_2$)

Метод коннексии применим только в горизонтальной слойчатости, косая же и волнистая слойчатость не может быть использована непосредственно для целей корреляции. Зато имеет большое значение косвенное использование всех видов слойчатости при корреляции разрезов путем определения фаций и выделения горизонтов, характеризующихся определенным типом текстур (Ботвинкина, 1952, 1953, 1957$_{2,4}$). Смена типов слоистости во времени помогает определению последовательности изменения фаций. При этом слоистость выступает как один из признаков породы, весьма существенный для корреляции разрезов методом фациального и фациально-циклического анализа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог всему изложенному, повторим кратко основные выводы, которые могут быть сделаны на основании проведенных исследований.

1. Слоистость — явление сложное и многообразное. Прежде всего необходимо разграничивать *слоистость осадочных толщ*, выражающуюся в чередовании слоев и пластов разных пород, и *слоистость самой породы внутри одного пласта* (слойчатость). Эти два явления вызываются разными причинами, по-разному проявляются и требуют различных методов исследования; изучение их дает основание для решения многих вопросов геологии.

Причины возникновения слоистости осадочных толщ разнообразны, но всегда бывают связаны с *изменением общих условий седиментации*, слоистость же пород (слойчатость) обусловливается лишь «пульсацией» осадкообразующих процессов *при неизменных общих условиях седиментации* (например, изменение мгновенных скоростей постоянного течения). Проявляется это в многократном повторении в породе элементарных единиц слоистой текстуры — слойков, сходных по составу, форме, строению и условиям залегания. Слойки группируются в пачки, серии и группы серий. Все эти слоевые элементы образуют внутреннюю текстуру слоев и пластов пород.

2. Особенности слойков и их серий определяются действующим механизмом седиментации, сводящимся к двум основным процессам:

а) непосредственному выпадению осадка (из взвеси или раствора), причем создаются горизонтальные формы (или облекающие рельеф дна). При этом большое влияние (на строение, состав и характер чередования слойков) оказывают периодические и сезонные изменения условий осадконакопления;

б) перераспределению осадочного материала, главным образом в результате динамической активности среды отложения, создающего многообразие форм слоистых текстур.

3. *Образование различных форм слоистости обусловливается* преимущественно *воздействием физико-механических факторов седиментации*: силы тяжести, тенденции к сортировке компонентов осадка по весу и размеру, динамического состояния среды отложения (течений, волнений, их интенсивности, турбулентного характера движения и т. д.). То, что эти факторы действовали и в более древние геологические эпохи, позволяет сравнивать происхождение форм текстур древних и современных отложений.

4. Каждый признак слоистости (форма, размер, строение, условия залегания и соотношение друг с другом) отражает ту или иную особенность механизма формирования осадка. На основе понимания этих признаков разработана *единая морфологическая классификация*, охватывающая все многообразные формы слоистости пород. Такая классифика-

ция создает возможность для однотипного и совершенно объективного описания слоистых текстур.

При этом выделенные по форме типы слоистости отражают основное состояние среды отложения (течение, волнение, неподвижность). Подтипы, выделенные по размеру серий, определяются интенсивностью этого движения, виды обусловлены выдержанностью или изменчивостью фактора, образующего слойки, и т. д. Такая связь таксономических единиц предлагаемой классификации с характером среды отложения дает возможность перехода от определения морфологических типов слоистости к выделению ее генетических типов.

5. Каждый морфологический тип слоистости имеет в общем сходный механизм формирования (например, косая слоистость образуется течением). Но *детали этого механизма,* его тонкие особенности (характер изменения мгновенных скоростей, различие углов естественного откоса в разной среде и т. д.) *различны в зависимости от фациальной обстановки,* что вызывает различие и в признаках слоистости, особенно — косой (форма слойков, углы наклона слойков и т. д.). Именно поэтому можно говорить о слоистости породы как об одном из основных ее генетических признаков. Таким образом, *вопрос о возможности использования слоистости для определения происхождения породы принципиально решается положительно.*

6. В результате проделанной работы определены конкретные критерии различия слоистых текстур, сходных морфологически, но присущих разным генетическим типам отложений. Впервые дана подробная характеристика признаков генетических типов слоистости внутри основных морфологических типов и установлено значение каждого признака.

Слоистость охарактеризована в отложениях 30 генетических типов (главы VII, VIII, IX, X, XI). Понятно, что это сделано с разной степенью детальности, однако наиболее распространенные фациальные обстановки, в которых формируется большинство пород, переходящих в ископаемое состояние, охарактеризованы достаточно детально. Таким образом, поставленная задача решена и практически.

Для удобства пользования материалом характеристика слоистости разных генетических типов отложений представлена (несколько обобщенно) в виде сводных таблиц, приведенных в гл. XII. В таблицах перечислены многие признаки, так как слоистость — явление сложное. Почти любой из признаков может быть встречен в нескольких обстановках, и лишь их определенное сочетание дает основание для правильной трактовки.

7. Сопоставление всего материала позволило установить, что *каждый генетический тип отложений характеризуется* не одним каким-либо типом слоистости, а *совершенно определенным комплексом слоистых текстур.* В этом комплексе одни типы слоистости являются ведущими, определяющими фацию; другие, хотя и могут быть распространенными, но менее характерны вследствие своей полифациальности; третьи встречаются редко и вообще нехарактерны. Однако наличие некоторых типов слоистости, хотя и редко встречающихся, служит все же существенным диагностическим признаком. Иногда типично постоянное отсутствие в отложениях данной фации какого-либо типа слоистости. Поэтому неправильно сразу давать тому или иному морфологическому типу слоистости генетическое определение (например, слоистость речная, дельтовая и т. д.).

8. Наилучшим фациальным индикатором является слоистость косая, в меньшей степени — волнистая. Переходные типы слоистости — косоволнистая и пологоволнистая — очень полифациальны и поэтому менее надежны для диагностики фаций.

Горизонтальная слоистость, формирующаяся без перераспределения материала, испытывает наиболее сильное влияние сезонных и других периодических изменений условий седиментации, однозначно накладывающих свои черты на осадок, образующийся в различных фациальных обстановках. Поэтому она может быть использована не столько для фациального анализа, сколько для решения других специфических задач — корреляции разрезов, определения абсолютного времени образования толщи и т. д.

9. Слоистость в ряде случаев ярче характеризует фацию, чем другие признаки, так как возникновение ее всегда сингенетично седиментации и, таким образом, она полностью определяется условиями формирования осадка. В то же время другим признакам породы часто свойственны особенности, связанные с предшествующими условиями образования осадка или с его последующими изменениями. В частности, структура породы зачастую может определяться условиями, в которых формировались более ранние осадки. Например, если река размывает морские песчаники, то окатанность, размер, сортировка и другие структурные признаки переносимого ею осадка будут ближе к морским, чем к типичным речным, в то время как слоистость этого осадка будет все же типично речной.

10. В данной работе подчеркивается значение признака слоистости для фациального анализа, однако понятно, что все сказанное отнюдь не уменьшает важности всех остальных признаков. Генетическая расшифровка слоистости не заменяет, но существенно дополняет другие, лучше изученные ранее генетические признаки. В ряде глав были рассмотрены взаимные связи некоторых признаков породы и слоистости, в частности — *связи между слоистостью и структурой породы,* а также *между слоистостью и вещественным составом.* Структура и слоистая текстура наиболее тесно связаны между собой, особенно в кластогенных породах, где оба эти признака формируются под воздействием динамической активности среды отложения. Однако эта зависимость не прямая, а более сложная. Например, общеизвестно, что более сильное течение несет более грубый материал; с другой стороны, оно вызывает формирование более крупных песчаных валов и, следовательно, более мощных косослоистых серий. Но, если в речных отложениях погрубение осадка обычно связано с увеличением мощности серий и даже с некоторым изменением вида слоистости, то в отложениях донных морских течений в совершенно одном и том же песчаном материале может появиться вдруг косослоистая серия, в несколько раз большая, чем выше и ниже лежащие серии.

Примеры различных связей структуры и текстуры, приведенные во II части, показывают, что соотношение изменений текстуры и структуры также может служить фациальным признаком.

Если форма слагающих компонентов изменяется в зависимости от изменения вещественного состава, то это может сказываться и на характере текстуры. Таким образом, связь вещественного состава со слоистостью существует не непосредственно, а через признак структурный. Наиболее отчетлива эта связь в породах органогенных, где форма слагающих породу органических остатков зависит от их состава, вещественный же состав сам по себе не имеет связи с текстурными особенностями пород. Так, одинаковая волнистая слоистость встречается и в кварцевом песчанике и в известняке, если только они оба формировались волнением в одинаковых фациальных условиях прибрежно-морской зоны мелководья.

11. Особенно следует подчеркнуть, что *при фациальном анализе и определении генетического типа пород слоистые текстуры обязательно надо рассматривать на фоне изучения всей осадочной толщи и особен-*

ностей ее строения в целом. Диагностическим признаком фаций является не только наличие тех или иных текстур, но и порядок, в каком они следуют, а также их соотношения. Здесь изучение слоистости пород смыкается с изучением характера наслоения осадочных толщ. При этом обязательна увязка с остальными геологическими данными, учет масштаба явления, геологического времени, а иногда и фациальной обстановки, понимаемой более широко. Так, например, текстура отложений временных потоков гумидной зоны ближе к текстуре постоянных речных потоков той же зоны, чем к текстуре отложений временных же потоков, но в пустынных областях.

12. Слоистость пород имеет свою специфику также в зависимости от происхождения материала — кластогенного, органогенного или хемогенного. Характер слоистости кластогенных пород в основном зависит от физико-механических факторов и в первую очередь — от динамического состояния среды отложения, определяющего все разнообразие форм слоистых текстур.

Для формирования слоистости пород хемогенных или органогенных большое значение имеют химические процессы, проходящие в осадке, а также сезонные и другие периодические изменения условий осадконакопления, определяющие не столько изменение форм, сколько особенности строения и чередования слоевых элементов. Именно некоторая общность процессов седиментации в связи с происхождением осадка позволяет в таких разных породах, как, например, угли и известняки, находить некоторые общие текстурные черты, свойственные им как породам органогенным.

Для хемогенных и органогенных пород более, чем для кластогенных, характерно развитие диагенетической слоистости разных видов.

* * *

Итак, специально проведенное изучение слоистости пород показало большое значение этого признака для решения разнообразных вопросов геологии и в первую очередь для фациального анализа. Особенно важную роль может сыграть знание особенностей слоистых текстур при выяснении условий образования немых и, в частности,— континентальных отложений разного возраста.

Выводы, полученные в результате изучения текстуры породы, основываются прежде всего на объективном анализе фактов. Текстурный признак — наиболее простой, почти всегда выявляющийся уже в полевой обстановке; изучение его не требует специальной сложной камеральной обработки, и поэтому вид слоистости легко может быть определим при любых геологоразведочных работах.

Конечно, на данном этапе исследования вопрос о значении слоистости хотя и решен, но далеко не исчерпывающе и требует дальнейшей разработки и уточнения. Наблюдения над особенностями слоистости современных осадков в разных фациальных обстановках проводились неравномерно и не все фации охарактеризованы в этом отношении одинаково детально. Поэтому ближайшей задачей следует считать дальнейшее изучение по однотипной развернутой программе различных типов слоистости всех основных фаций в современных и четвертичных отложениях. Необходима постановка экспериментальных работ для уточнения механизма образования некоторых признаков. Сопоставление этих данных со слоистостью, наблюдающейся в ископаемых отложениях, позволит более уверенно восстанавливать обстановку их образования в древние геологические эпохи. Особое внимание следует уделить дальнейшему изучению слоистости пород (и других текстур) более дробных фациальных подразделений и связи их с полезными ископаемыми. Иногда, например, для

россыпей, слоистость, по-видимому, может оказаться даже поисковым признаком.

Самостоятельной проблемой является изучение слоистости осадочных толщ. В данном случае термин «слоистость» мы употребляем в широком понимании — как явление наслоения и напластования. В связи с этой большой проблемой возникает целый ряд подлежащих разрешению вопросов: о последовательности наслоения разных типов (в том числе трансгрессивной и регрессивной), о периодичности напластования разных порядков, зависимости слоеобразования от тектонической жизни региона, об особенностях слоистости в геосинклинальных и платформенных областях и многих других. И, если изучение слоистости осадочных пород теперь уже можно рассматривать как составную часть метода фациального анализа, то выявление различных закономерностей образования слоистости осадочных толщ может стать одним из новых методов изучения осадочных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия, № 5.

Апродов В. А. 1. Верхнепермские конгломераты в Городковском районе...— Сов. геология, 1949, сб. 39.

Апродов В. А. 2. Микрослоистость пермских мергелей в районе Верхне-Чусовских городков.— Сов. геология, 1949, сб. 40.

Апродов В. А. Геологическое картирование. М., Госгеолиздат, 1952.

Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных пород.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1927, **5**, № 3—4.

Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1930, **8**, № 1—2.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическая история развития Черного моря.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, **10**, № 1.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.

Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Сост. Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, П. П. Тимофеев, А. П. Феофилова, В. С. Яблоков, М., Изд-во АН СССР, 1956.

Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, 1958, № 11.

Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, 1958, № 5.

Барков А. С. Фиксация монолитов различных видов песка при неизмененной структуре. В кн.: «Труды Второй международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы», вып. 3. Москва — Ленинград — Новосибирск, ОНТИ, 1933.

Барковская М. Г. «Гиероглифы» полосы современного пляжа и их образование. В кн.: «К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород».— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 155, геол. серия, № 66.

Батурин В. П. О слоистости и законах седиментации кластических осадков.— Докл. АН СССР, 1941, **31**, № 2.

Бауков С. С. Закономерности вещественного состава горючего сланца Прибалтийского сланцевого бассейна.— Труды Ин-та геол. АН Эстонской ССР, 1958, **2**.

Белостоцкий И. И. Наблюдения над знаками ряби.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1940, **72**, вып. 2.

Белостоцкий И. И. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, **30**, № 4.

Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах.— Природа, 1942, № 1—2.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948.

Белоусов В. В. 1. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В. В. 2. Очередные проблемы общей геотектоники.— Сов. геология, 1954, сб. 41.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. 3. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Бирина Л. М. Описание некоторых типов слоистости в породах окской свиты южного крыла Подмосковного бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.

Боголюбова Л. И. К вопросу о степенях углефикации и стадиях углеобразования бурых углей.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 2

Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
Ботвинкина Л. Н. Сопоставление угольных пластов методом фациально-циклического анализа. В кн.: «Памяти академика П. И. Степанова». М., Изд-во АН СССР, 1952.
Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 139, угольная серия, № 4.
Ботвинкина Л. Н. Строение и формирование древних аллювиальных отложений в свитах C_2^5, C_2^6 и C_2^7 главной синклинали Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия, № 5.
Ботвинкина Л. Н. 1. Морские отложения. В кн.: «Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна». М., Изд-во АН СССР, 1956.
Ботвинкина Л. Н. 2. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.
Ботвинкина Л. Н. 3. Слоистость горных пород.— БСЭ, т. 39, изд. 2. М., 1956.
Ботвинкина Л. Н. 1. Изучение слоистых текстур. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Ботвинкина Л. Н. 2. Слоистость разных фациальных типов осадочных пород. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Ботвинкина Л. Н. 3. Текстуры, обусловленные жизнедеятельностью организмов. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Ботвинкина Л. Н. 4. Элементы полевого фациального анализа. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Ботвинкина Л. Н. К вопросу о связи речных отложений и угольного пласта с трансгрессией или регрессией.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 1.
Ботвинкина Л. Н. 1. Генетические типы слоистости. (Автореферат доклада, прочитанного 27.II 1959 г.).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, № 4.
Ботвинкина Л. Н. 2. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 6.
Ботвинкина Л. Н. 3. О выделении диагенетической слоистости.—Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 1.
Ботвинкина Л. Н. Слоистость как генетический признак осадочных пород. В кн.: «Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов по седиментологии». М., Госгеолиздат, 1960.
Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Яблоков В. С. Изучение текстур и условий залегания новейших аллювиальных и некоторых других отложений в низовьях р. Дон и на побережье Азовского моря.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия, № 5.
Бронгулеев В. В., Стихотворцева А. А. Происхождение карбонатных брекчий фаменского и турнейского ярусов хребта Большой Каратау (Южный Казахстан).— Сов. геология, 1958, сб. 3.
Брунс Е. П. 1. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
Брунс Е. П. 2. Литология ильинской свиты в Кузбассе. Автореферат.— Сов. геология, 1940, сб. 4.
Брунс Е. П. 3. О литологических исследованиях Кольчугинской свиты Кузбасса.— Сов. геология, 1940, сб. 4.
Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений Ферганы. В кн.: «Литологический сборник», т. 1. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
Брунс Е. П. Наблюдения над особенностями слоистости отложений. В кн.: «Методическое руководство по геологической съемке и поискам». М., Госгеолтехиздат, 1954.
Брунс Е. П. и др. О полевой номенклатуре осадочных пород угленосных отложений. (Опыт инструкции).— Разведка недр, 1941, № 3.
Булавин Б. П. О пластовом строении лёссовой толщи Приазовья. Автореферат доклада.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, **29**, № 3.
Булач М. Х. Об ориентировке белемнитов в юрских отложениях Южного Дагестана.— Геол. сб. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1951, вып. 1(4).
Бурачек А. Р. К методике измерений ориентировки гальки и косой слоистости.— Записки Всерос. мин. об-ва, 1933, **62**, вып. 2.
Бурачек А. Р. Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья.— Вопросы геологии Азии, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 156, геол. серия, № 67.
Бушинский Г. И., Феофилова А. П. Делювиальные, пролювиальные, аллювиальные и дельтовые отложения и их диагностические признаки. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Васильев Г. А. Четвертичные отложения оз. Эльтон и история их образования.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1955, вып. 30.
Вассоевич Н. Б. 1. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе (Майкопский округ).— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1935, вып. 52.
Вассоевич Н. Б. 2. О малоизвестных признаках для распознавания опрокинутого залегания от нормального.— Новости нефт. геол., 1935, № 7(17).
Вассоевич Н. Б. К методике геологических исследований областей развития флишевых отложений. В кн.: «Труды по вопросам нефтяной геологии». Баку, Азерб. ГОНТИ, 1939.
Вассоевич Н. Б. К вопросу об условиях образования флиша.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
Вассоевич Н. Б. 1. К изучению слоистости осадочных горных пород. В кн.: «Литологический сборник», т. 2. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948.
Вассоевич Н. Б. 2. Флиш и методика его изучения, ч. 1—2. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948—1949.
Вассоевич Н. Б. 1. Слоистость и осадочная дифференциация.— Докл. АН СССР, 1949, **66**, № 4.
Вассоевич Н. Б. 2. Слоистость и фации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
Вассоевич Н. Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.— М., Гостоптехиздат, 1951.
Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках).— Труды Львовск. геол. об-ва, геол. серия, 1953, вып. 3.
Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных горных пород. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. I. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. 1. К палеогеографии северо-восточного Кавказа в среднемиоценовую эпоху.— Геол. сб. ВНИГРИ, 1951, **1(4)**.
Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. 2. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слойков.— Там же, 1951.
Вассоевич Н. Б., Калинко М. К. Опыт коннексии флишевых отложений.— Азерб. нефт. хоз-во, 1939, № 6(210).
Вахрамеева В. А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
Вейхер А. А. 1. Опыт изучения осадкообразования в турбулентном потоке. В кн.: «Литологический сборник», т. 1. М.— Л., Гостоптехиздат, 1948.
Вейхер А. А. 2. Предварительное сообщение о результатах наблюдения осадкообразования в речном русле. В кн.: «Литологический сборник», т. 2. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948.
Великанов М. А. Гидрология суши. Изд. 3-е. М.— Л., ОНТИ, 1937.
Великанов М. А. Движение наносов. М., Изд-во Мин. речного флота СССР, 1948.
Великанов М. А. Динамическая структура руслового процесса.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1949, **13**, вып. 6.
Викулова М. Ф. Глинистые породы. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
Вознесенский А. Н. Ритмичное сложение толщи лёссовых пород, залегающих в северной части Причерноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1954, **95**, № 3.
Гатуев С. А. Явление «перистой» слоистости в известняках.— Природа, 1936, № 8.
Геккер Р. Ф. Положения и инструкции для исследований по палеоэкологии. Москва — Ленинград — Новосибирск, ОНТИ, 1933.
Геккер Р. Ф. Каратауское местонахождение фауны и флоры юрского возраста.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1948, **15**, вып. 1.
Геологический словарь, т. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Гильзен К. К. О слоистости донных осадков грунта глубоких озер (Ладожского и Онежского).— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1915, **51**, вып. 3; Изв. АН, серия 6, 1918, **12**, № 18.
Глушинский П. И. Результаты изучения богхедов и гумусовых углей Чарчыкского месторождения. В кн.: «Материалы к изучению углей Оленекского района». М.— Л., Изд-во Главсевморпути, 1951. (Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 24).
Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. В кн.: «Материалы для геологии России», т. I. СПб., 1869.
Горин В. А. О механизме образования некоторых видов косой слоистости в продуктивной толще Апшеронского полуострова.— Докл. АН Азербайджанской ССР, 1953, **9**, № 11.
Гриднев Н. И. Литология кайнозойских моласс Сурхан-Дарьинской депрессии. Ташкент, Изд-во АН Узбекской ССР, 1955.

Гроссгейм В. А. О значении и методике изучения гиероглифов (на материале кавказского флиша).— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
Гроссгейм В. А. К вопросу о донных течениях в Майкопском бассейне на территории северо-восточного Кавказа.— Геол. сборник ВНИГРИ, 1953, 2(5).
Гроссгейм В. А. Опыт создания терминологии для морфологического описания гиероглифов.— Геол. сб. ВНИГРИ, 1955, 3(6).
Грязнова Т. Е. Ориентировка песчинок, методы ее изучения и использование в геологии.— Вестник Ленингр. ун-та, 1949, № 2.
Грязнова Т. Е. Ориентированные структуры песчаников продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Геол. сб. ВНИГРИ, 1953, 2(5).
Гусев А. И. Некоторые моменты в осадкообразовании Майкопской толщи Северного Дагестана. В кн.: «Литологический сборник», т. 3. М.— Л., Гостоптехиздат, 1950.
Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Выделение генетических типов отложений как основа литогенетических исследований угленосных толщ.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, угольная серия, № 2.
Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М., Госгеолиздат, 1949.
Данилевский Н. Я. Исследования в Кубанской дельте.— Записки Русск. геогр. об-ва по общей геогр., 1869, 2.
Даргевич В. А. Ориентировка галек флювиогляциальных отложений Шапки-Кирсинского района Ленинградской области.— Вестник Ленингр. ун-та, 1949, № 8.
Даргевич В. А. Анализ ориентировки галек во флювиогляциальных отложениях Ленинградской области. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Л. Фонды Ленингр. ун-та, 1951.
Даргевич В. А. Ориентировка галек в некоторых озах Ленинградской области.— Вестник Ленингр. ун-та, 1952, № 7.
Даргевич В. А. Ориентировка галек в современном аллювии р. Лабы (Северный Кавказ).— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 1, литология.
Дзенс-Литовский А. И. Пересыпи и косы крымских соляных озер.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1933, 6.
Дзенс-Литовский А. И. Волнистая мелкоскладчатость и косая слоистость неогеновых известников степного Крыма — Сов. геология, 1938, 8, № 10.
Дзенс-Литовский А. И. Геологические условия образования донных иловых и галогенных отложений минеральных озер.— Докл. АН СССР, 1950, 72, № 6.
Дзенс-Литовский А. И. Палеогеографическая стратификация донных отложений озер и торфяных болот СССР.— Труды Лабор. озероведения АН СССР, 1957, 5.
Доскач А. Г. Геоморфологический очерк Кунядарьинской древне-аллювиальной равнины (Сарыкамышской дельты р. Аму-Дарьи).— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1940, вып. 35.
Доскач А. Г. О некоторых особенностях песчаного рельефа Западной Прикопетдагской равнины.— Проблемы физ. геогр., 1948, 13.
Егоров Е. Н. Наблюдения над динамикой подводных песчаных валов.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1951, 6.
Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости осадочных образований как генетический критерий и инструкция для его изучения. В кн.: «Первый Всероссийский геологический съезд». Доклады. Сокращенный текст.— Геол. вестник, 1923, № 4.
Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1926, 7, вып. 1.
Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. Л.— М., ОНТИ, 1935.
Жемчужников Ю. А. 1. Вводная статья. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация».— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940 вып. 163.
Жемчужников Ю. А. 2. К вопросу о косой слоистости красного девонского песчаника окрестностей ст. Сиверской.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья. 1940, вып. 163.
Жемчужников Ю. А. 3. Опыт морфологической классификации слоистости осадочных пород.— «Горняцкая правда» от 15 июня 1940 г., № 30(351), научно-техн. листок № 4—5.
Жемчужников Ю. А. 1. Общая геология ископаемых углей. Изд. 2. М., Углетехиздат, 1948.
Жемчужников Ю. А. 2. Раннеюрский тип угленакопления.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1948, 22, ч. 1.
Жемчужников Ю. А. Слой и пласт.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
Жемчужников Ю. А. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, № 3.
Жемчужников Ю. А. К вопросу о понятиях «структура» и «текстура» для осадочных пород. (По поводу статьи Ю. Г. Старицкого).— Записки Всес. мин. об-ва, 1956, 85, вып. 1.
Жемчужников Ю. А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962.

Жемчужников Ю. А., Брунс Е. П. Слоистость в породах ерунаковской подсвиты кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. Ископаемые угли. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.—Л., ГОНТИ, 1932.
Захаров С. А. Соотношение между направлением потока и ориентировкой гальки. Сообщения Таджикского филиала АН СССР, 1947, вып. 1.
Зеленов К. К. О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 155, серия геол., № 66.
Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1957, вып. 8.
Зенкович В. П. Берега Мезенского залива.— Ученые записки Моск. ун-та, вып. 48. 1940.
Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы. М.— Л., Изд-во «Морской транспорт», 1946.
Иванов А. А. Явления подводных оползней в отложениях артинского яруса.— Изв. главн. геол.-развед. упр., 1931, **50**, вып. 36.
Иванов Г. А. К методике наблюдений и вычерчиваний нормальных разрезов угленосных отложений.— Разведка недр, 1950, № 4.
Иванов Г. А. Методика фациально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геолого-разведочных работ. Материалы 2-го Угольн. геол. совещ.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 5.
Иванов Г. А. Закономерности строения, образования и изменения угленосных отложений (формаций). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Л., 1957.
Ивченко А. Ф. Слоистость в эоловых отложениях.— Ежегодник по геол. и мин. России, 1908, **10**, вып. 1—2.
Имшенецкий А. И. Изучение закономерностей образования русловых алмазоносных россыпей.— Сб. научно-техн. информ. Мин. геол. и охраны недр, 1955, № 1.
Иностранцев А. А. Геология. СПб., 1914.
Ишина Т. А. Фация и условия углеобразования нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
Ишина Т. А. Условия накопления осадков нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1955, вып. 3.
Калганов М. И. Атлас текстур и структур железистых кварцитов и богатых железных руд Курской магнитной аномалии и некоторых других месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Калинко М. К. О новых геологических измерительных приборах. Геол. сб. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, **3(6)**.
Канэко Сиро (Kaneko Shiro). Некоторые наблюдения косой слоистости.— Тисицугаку дзасси, Journ. Geol. Soc. Japan, 1958, **64**, № 756. Текст на японском яз. Русский перевод — в фондах Ин-та научной информации АН СССР.
Келлер Б. М. Верхнемеловой флиш на западном Кавказе.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 42, геол. серия, № 12.
Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104, геол. серия, № 34.
Келлер Б. М., Пущаровский Ю. М. Каменноугольный флиш бассейна р. Сакмары.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
Кимура Т. Фундаментальное изучение осадкообразования, ч. 5. Осадки с волнистой структурой.— Тисицугаку дзасси. Journ. Geol. Soc. Japan, 1954, **60**, № 711. Текст на японском яз. Резюме на англ. яз. Реф. журнал, Геология, 1956, № 8, реф. № 8548.
Кимура Т. Основы изучения осадконакопления, ч. 6. Осадки, образованные водоворотами.— Тисицугаку дзасси. Journ. Geol. Soc. Japan, 1955, **61**, № 71. Текст на японском яз. Резюме на англ. яз. Реф. журнал, Геология, 1956, № 2, реф. № 1710.
Кинд Н. В., Кухаренко А. А. К вопросу об ориентировке обломочных частиц в речном потоке.— Записки Всес. мин. об-ва, 1948, **77**, вып. 1.
Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
Кленова М. В. и др. Современные осадки Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Климова Л. Т. Методика и результаты изучения текстурных особенностей пород терригенной толщи в связи с палеогеографией нижнего карбона Куйбышевской области.— Новости нефт. техн., серия геол., 1960, № 5.
Колов С. Н. Наблюдения над косой эоловой слоистостью в районе трассы Главного туркменского канала.— Изв. АН Узбекской ССР, 1952, № 4.
Колотухина С. Е. К вопросу о генезисе табачковых песчаников свиты C_2^5 Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, 1948, **63**, № 3.

Колотухина С. Е. Об аллювиальном генезисе мощных песчаников среднего карбона северной окраины Донбасса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау (Южный Казахстан). В сб.: «Типы доломитовых пород и их генезис».— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
Коншин В. Д. Хемостратификация сапропелей некоторых озер среднего Урала.— Докл. АН СССР, 1947, **58**, № 8.
Конюхов И. А. 1. Подводные оползни в продуктивной толще Апшеронского полуострова.— Геол. сб. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1951, **1(4)**.
Конюхов И. А. 2. Характер косой слойчатости в породах продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— Геол. сб. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1951, **1(4)**.
Коперина В. В. Литология, стратиграфия и углепроявления верхней части угленосных отложений карбона Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
Коперина В. В. Состав и условия осадконакопления надкарагандинской, долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 4.
Кореневский С. М. К стратиграфии калиеносной свиты Калуш-Голынского района.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
Корженевская А. С., Бахвалова О. Н. Косая слоистость в мезозойских и четвертичных песках Латненского района.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
Королюк И. К. Подольские толтры и условия их образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 110, геол. серия, № 56.
Королюк И. К. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
Королюк И. К. Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов.— Труды Мурманской биол. станции, 1958, **4**.
Королюк И. К. Волнисто-слоистые пластовые строматолиты (stratifera) кембрия Юго-Восточной Сибири.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, **34**, № 3.
Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Сборник статей под ред. Ю. А. Жемчужникова.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений. Под ред. Б. Ф. Землякова. М.— Л., Госгеолиздат, 1940.
Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Крашенинников Г. Ф. Косая слоистость и некоторые другие наблюдения текстур в угленосной толще Челябинского бассейна.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
Крашенинников Г. Ф. Инструкция по изучению и описанию угленосных толщ. М.— Л., Гостоптехиздат, 1943.
Крашенинников Г. Ф. Строение угленосной толщи Коркинского буроугольного месторождения.— Материалы к познанию геологического строения СССР, 1946, вып. 3(7).
Кригер Н. И., Федотов В. С. Лёссовые породы бассейна средней Оки.— Докл. АН СССР, 1954, **96**, № 2.
Кузьмин А. М. Слой и наслоение.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, 1950, вып. 11.
Курдюков К. В. Основные вопросы изучения наземных дельт.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1957, № 21.
Кухаренко А. А. Пример реконструкции условий формирования галек по характеру ориентировки галек.— Научный бюлл. Ленингр. ун-та, 1947, № 21.
Кухаренко А. А. Ориентировка обломков в отложениях потоков.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1953, № 159, серия геол. наук, вып. 3.
Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М., Изд-во Моск. ун-та, 1955.
Ли П. Ф. О дальнейших направлениях литологических исследований в Донецком бассейне.— Записки Всес. мин. об-ва, 1939, **68**, вып. 4.
Личков Б. Л. Геосинклинали и великие наземные аллювиальные равнины.— Изв. АН СССР, отд. ест. и матем. наук, 1932, № 7.
Лобанова В. В. Вопросы петрографии калийных залежей Восточного Предкарпатья.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1956, вып. 32.
Логвиненко Н. В. О фациях угленосной толщи Донецкого бассейна.— Научные труды Харьковского горн. ин-та, 1952, **1**.
Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1953.
Ломоносов М. В. О слоях земных. М.— Л., Госгеолиздат, 1949.
Лопатин И. А. К ответам на вопрос о происхождении ложной слоеватости горных пород.— Записки СПб. мин. об-ва, 1873, кн. 8.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодичность в изменении климата прошлых геологических эпох и некоторые проблемы геохронологии.— Докл. АН СССР, 1956, **108**, № 4.
Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения земли. (Некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии).— Сов. геология, 1957, сб. 59.
Македонов А. В. Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций воркутской свиты и методы прогноза угленосности.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 5.
Максимова С. В., Осипова А. И. Опыт палеоэкологического исследования верхнепалеозойских терригенных толщ Урала.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1950, **30**.
Марков К. К. Ленточные глины и связанные с ними проблемы по исследованиям последних лет.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1927, **59**, вып. 1.
Маслов В. П. К вопросу о волноприбойных знаках.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, **11**, № 2.
Маслов В. П. К вопросу о первичных углах наклона пород вокруг рифовых тел.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 2.
Маслов В. П. Литологические черты среднего карбона района городов Ржев и Старица.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 3.
Маслов В. П. Геолого-литологические исследования рифовых фаций Уфимского плато.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 118, серия геол., № 42.
Маслов В. П. Некоторые разновидности речных знаков ряби и их происхождение.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, 1953, № 17.
Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1954.
Методы изучения осадочных пород. Под ред. Н. М. Страхова, т. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Миропольский Л. М. О микрослоистости среди отложений татарского яруса в районе дер. Водоливо — г. Мариинский посад — дер. Новинская Чувашской АССР.— Ученые записки Казанск. ун-та, 1944, **104**, геол., вып. 14.
Миропольский Л. М. О микрослоистости среди отложений татарского яруса.— Материалы к познанию геологического строения СССР, 1946, вып. 3(7).
Мордовский В. Т. Определение опрокинутости слоев в конгломератовых толщах.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1951, **26**, № 3.
Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1958, вып. 12.
Мушкетов И. В. Физическая геология. Денудационные процессы, т. 2. Изд. 3, М.— Л., ГИЗ, 1926.
Наливкин Д. В. Пески и течения.— Вестник Геол. ком., 1927, **2**, № 7.
Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. 2, М.— Л., Георазведиздат, 1933.
Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1 — 1955; т. 2 — 1956, М.— Л., Изд-во АН СССР
Неручев С. Г. Опыт изучения гидродинамических условий осадконакопления в акчагыльском бассейне Северо-Восточного Кавказа.— Геол. сб. Всес. нефт. научно-исслед., геол.-развед. ин-та, 1953, **2(5)**.
Нефедьева Л. П. Методика изучения фациальной изменчивости угольных пластов.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958, вып. 8.
Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений.— Вопросы теорет. и прикл. геологии, 1947, сб. 2.
Новожилов В. Н. Методы изготовления пленочных монолитов.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1951, **25**, сб. 2.
Обручев В. А. Кучевые пески как особый тип песчаных скоплений. В кн.: «Сборник в честь 70-летия проф. Д. Н. Анучина». М., 1913.
Обручев Д. В. Дельта девонской реки на Ловати.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
Орвику К. К. Пленочный монолит.— Ученые записки Тартуск. ун-та, 1948, вып. 4, геол. и геогр.
Осипова А. И. Некоторые типы известняков механического происхождения и условия их образования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи.— Изв. Геол. ком., 1888, **7**, № 7.
Паскин А. А. Гидрология и лоция рек. Л.— М., Речиздат, 1940.
Первольф Ю. В. Микростратиграфия иловых отложений соляных озер Крыма.— Бюлл. Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1940, № 6—7.
Первольф Ю. В. Илы и условия их образования в соляных озерах Крыма.— Труды лабор. озероведения АН СССР, 1953, **2**.
Перфильев Б. В. Микробы и жизнь озер. В кн.: «Озера Карелии». Л., Изд-во Бородинской биол. станции, 1930.
Перфильев Б. В. Изучение заиления водоемов и абсолютная геохронология.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1952, **84**, № 4.
Петров Н. П. Литология верхнеюрской соленосной формации юго-западного Гиссара.— Труды Ин-та геол. АН Узбекской ССР, 1953, вып. 9.

Половинкина Ю. И. и др. Структуры и текстуры горных пород, т. 2. Осадочные породы. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.
Попов В. В. Наблюдения над эоловыми формами рельефа. В кн.: «Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений». М., Изд-во АН СССР, 1957.
Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, ч. 1. Ташкент, Изд-во АН Узбекской ССР, 1954.
Попов В. М. Диагенетические нарушения слоистости и напластования в рудоносных породах джезказганской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 6.
Попов П. Г. Стратификация осадков Каспийского моря. В кн.: «Современные осадки Каспийского моря». М., Изд-во АН СССР, 1956.
Посыльный В. Я., Сальников Б. А. О цикличности строения третичных угленосных толщ Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1 и 2. Атлас. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
Радушев В. И. К вопросу образования косой слоистости аллювиальных отложений.— Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1958, **36**—**50**.
Разумовская Е. Э. Описание структур соляных пород Соликамска и систематическая таблица их свойств.— Труды Ломоносовск. ин-та АН СССР, 1936, 7.
Разумовская Е. Э. Некоторые наблюдения над косой слоистостью в песчаниках верхнего девона северной части Минусинской котловины.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
Разумовский Н. К. Спутник геолога. Л.— М., Геолразведиздат, 1931.
Ратновский И. И., Чочиа Н. Т. О первичных углах наклона пород. В кн.: «Литологический сборник», т. 1. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948.
Ремизов И. Н., Макридин В. П. О фациях верхнеюрских отложений горы Кременец у города Изюма.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, **27**, № 6.
Ренгартен Н. В. Литология, фации и минеральный состав верхней половины карагандинской свиты.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
Ритенберг М. И. Литологическая характеристика разреза ерунаковской подсвиты Байдаевской синклинали в Кузнецком бассейне. В. кн.: «Памяти академика П. И. Степанова». М., Изд-во АН СССР, 1952.
Ритенберг М. И., Тимофеева З. В. Аллювиальные фации свит C_2^5 — низов C_2^7 северной окраины Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия, № 5.
Россолимо Л. Л. Седиментация отложений в глубоком озере.— Труды Всес. гидро-биол. об-ва, 1949, **1**.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.
Рухин Л. Б. Литология. В кн.: «Спутник полевого геолога нефтяника», т. I. Л., Гостоптехиздат, 1954.
Рухин Л. Б. Замеры косой слоистости пород при полевых наблюдениях. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1, М., Госгеолтехиздат, 1957.
Рухина Е. В. Округленность галек в современном аллювии р. Лабы.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1950, № 102, серия геол. наук, вып. 1.
Рухина Е. В. Об особенностях слоистости и ориентировке гальки в некоторых типах четвертичных отложений.— Ученые записки Ленингр. ун-та, 1956, № 209, серия геол. наук, вып. 7.
Рябченков А. С. Новые данные о происхождении украинского лёсса.— Докл. АН СССР, 1954, **98**, № 4.
Ряста Х. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР.— Научные сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Эстонской ССР, 1957, **4**.
Самойлов И. В. Устья рек. М., Географгиз, 1952.
Сапожников Д. Г. Озеро Балхаш и его донные осадки.— Природа, 1954, № 2.
Саркисян С. Г. Пятый международный конгресс по седиментологии в Швейцарии. М., ГОСИНТИ, 1959.
Саркисян С. Г., Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Саркисян С. Г., Михайлова Н. А. Некоторые текстурные особенности пород терригенной толщи девона Башкирской и Татарской АССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, **31**, № 6.
Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. Ориентировка галек душетской свиты третичных отложений Грузии как критерий путей сноса терригенного материала.— Докл. АН СССР, 1949, **67**, № 3.
Семенович Н. И. Типы слоистости донных отложений Ладожского озера.— Докл. АН СССР, 1959, **127**, № 6.
Сёдзи. Основы изучения осадкообразования. Циклическая седиментация и рябь в искусственном водоеме.— Тисицугаку дзасси. Реф. журнал, Геология, 1957, № 1, реф. № 363.
Сидоренко А. В. Об изменении песков эоловыми процессами.— Докл. АН СССР, 1948, **62**, № 5.

Сидоренко А. В. Эоловая косая слоистость и ее палеогеографическое значение.— Изв. Туркменского филиала АН СССР, 1950, № 4.
Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 3.
Сидоренко А. В. Эоловые песчаные отложения и их диагностические признаки. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Славинская Е. А. Фации и условия угленакопления ашлярикской свиты Карагандинского бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. Статья 1. Средний карбон.— Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, 1953, вып. 22, № 2.
Смирнов Г. А., Свирщевский И. С. Палеогеографическое значение косой слоистости песчаников угленосной толщи в Кизеловском районе на Урале.— Докл. АН СССР, 1955, **100**, № 6.
Смирнов Г. А., Федорова Г. Г. Роль механического перераспределения частиц в осадках при диагенезе в образовании слоистости.— Докл. АН СССР, 1959, **129**, № 4.
Соколов Н. А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1884, **16**.
Сокольская А. В., Хмарский Н. З. Об аллювиальных отложениях в нижнем карбоне западных районов Донбасса.— Научные записки Днепропетровск. ун-та, 1957, **58**.
Сократов Г. И. К истории так называемого закона Вальтера о формировании слоистой структуры осадочных пород.— Докл. АН СССР, 1948, **62**, № 4.
Сократов Г. И. 1. Из истории русской геологии второй половины XIX века. (К 50-летию со дня смерти Н. А. Головкинского и 80-летию его теории).— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1949, **15—16.**
Сократов Г. И. 2. О так называемом законе Вальтера в формировании слоистых осадочных отложений и его русской предыстории.— Записки Ленингр. горн. ин-та, 1949, **15—16.**
Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1—2. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Спутник полевого геолога-нефтяника, т. 1—2. Под ред. Н. Б. Вассоевича. Изд. 2, М., Гостоптехиздат, 1954.
Страхов Н. М. 1. О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 1.
Страхов Н. М. 2. О сравнительно-литологическом направлении и его задачах.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, **20**, № 3—4.
Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 1. Черное море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
Страхов Н. М. Осадкообразование в Каспийском море. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». М., Изд-во АН СССР, 1954.
Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 15, ч. I — 1959; ч. II — 1960.
Талдыкин С. И. и др. Атлас структур и текстур руд. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Танатар И. И. Генетическая классификация структур и текстур горных пород.— Сов. геология, 1938, 8, № 12.
Твенхофел У. Х. и др. Учение об образовании осадков. Пер. со 2-го англ. изд. под ред. И. А. Преображенского. М., ОНТИ, 1936.
Теодорович Г. И. Микрослоистые известняки на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1941, **31**, № 8.
Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Тимофеев П. П. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия, № 5.
Тимофеева З. В. Наблюдения над конкрециями. В кн.: «Методы изучения осадочных пород» т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Тутковский П. А. Ископаемые пустыни северного полушария. М., 1910, Прил. к «Землеведению» за 1909 г.
Удинцев Г. Б., Лисицин А. П. Изучение слоистости современных морских отложений при помощи эхолота.— Докл. АН СССР, 1953, 88, № 5.
Ульст В. Г. 1. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига, Изд-во АН Латвийской ССР, 1957.
Ульст В. Г. 2. О признаках эоловой слоистости.— Изв. АН Латвийской ССР, 1957, № 2.
Федорович Б. А. Лик пустыни. М., Госкультпросветиздат, 1948.
Федорович Б. А. Происхождение и развитие песчаных толщ пустынь Азии.— Материалы по четвертичному периоду СССР, 1950, вып. 2.

Федорович Б. А. Происхождение песков северо-западной Туркмении.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 58. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 1953, № 10.

Феофилова А. П. К вопросу о причинах изменения пористости угленосных пород среднего карбона Донецкого бассейна. В кн.: «Памяти академика П. И. Степанова». М., Изд-во АН СССР, 1952.

Феофилова А. П., Яблоков В. С. Особенности строения песчаных толщ аллювиального генезиса в свитах C^5_2, C^6_2 и C^7_2 Центрального района Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия, № 5.

Фивег М. П. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения.— Докл. АН СССР, 1948, **61**, № 6.

Фивег М. П. О геологических особенностях формирования соляных толщ.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1952, вып. 23.

Фивег М. П. 1. Об условиях формирования верхнекамской соленосной серии.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та галургии, 1955, вып. 30.

Фивег М. П. 2. Условия образования месторождений калийных солей.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, **30**, № 3.

Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.

Формозова Л. Н. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, **26**, № 3.

Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья.— Труды. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 20.

Форш Н. Н. Наблюдения над формированием косослоистых песков в речной долине.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.

Хабаков А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. Л.— М., ОНТИ, 1933.

Хабаков А. В. Косая слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках Южного Урала.— Труды. Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.

Хабаков А. В. Симметричные волноприбойные знаки ряби, как показатель положения сторон берега бассейна.— Сов. геология, 1945, сб. 5.

Хабаков А. В. 1. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. В кн.: «Труды 2-го Всесоюзного географического съезда», т. 2. М., 1948; он же. В кн.: «Литологический сборник», т. 1. М., Гостоптехиздат, 1948.

Хабаков А. В. 2. Древние оползневые нарушения артинских слоев на Среднем Урале.— Докл. АН СССР, 1948, **61**, № 6.

Хабаков А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования.— Природа, 1951, № 4.

Хабаков А. В. 1. Наблюдения над ориентировкой обломочных зерен и первичных включений. В кн.: «Методическое руководство по геологической съемке и поискам». М., Госгеолтехиздат, 1954.

Хабаков А. В. 2. Наблюдения над особенностями и происхождением окраски осадочных пород. Там же.

Хворова И. В. Об эсловом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1949, **24**, № 2.

Хворова И. В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы.— Труды Палеонтол. ин-та АН СССР, 1953, **43**.

Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 155, геол. серия, № 66.

Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.

Хворова И. В. 1. Изучение текстурных знаков на поверхностях наслоения. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Хворова И. В. 2. Наблюдения над контактами. Там же.

Хворова И. В. 3. Подводнооползневые текстуры. Там же.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Холмс А. Основы физической геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1949.

Чернышев Н. И. Косая слоистость верхнепермских пород пермского Прикамья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, **35**, № 4.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шанцер Е. В. 1. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований.— Материалы по четвертичн. периоду СССР, 1950, вып. 2.

Шанцер Е. В. 2. Основные закономерности образования и строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и его положение среди других типов аллювиальных отложений.— Материалы по четвертичн. периоду СССР, 1950, вып. 2.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познаний закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, геол. серия, № 55.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Москва — Ленинград — Новосибирск, ОНТИ, 1934.
Швецов М. С. К вопросу о терминологии, классификации и о кратких характеристиках осадочных пород.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1938, **16**, № 4.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 2 М.— Л., Госгеолиздат, 1948.
Швецов М. С. О некоторых вспомогательных приемах изучения осадочных пород.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, **29**, № 1.
Швецов М. С. К вопросу о номенклатуре, терминологии и классификации осадочных пород. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Шипард Ф. П. Геология моря. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит. 1951.
Шостакович В. Б. Слоистые иловые отложения и некоторые вопросы геологии.— Изв. Всерос. геогр. об-ва, 1941, **73**, вып. 3.
Шостакович В. Б. Опыт геохронологического анализа иловых отложений Малинового озера в связи с поднятием побережья Белого моря.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1944, **76**, вып. 4.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1950.
Шульга В. Ф. [Реферат доклада о слоистости].— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, **29**, № 2.
Щукин И. С. Общая морфология суши, т. 2. Москва — Ленинград — Новосибирск, ОНТИ, 1938.
Эгамбердыев М. Э. О микрослоистости и следах подводного микрооползания в среднедевонских доломитах восточных предгорий Ауминзатау (Кызыл-Кумы).— Изв. АН Узбекской ССР, 1957, серия геол., № 2.
Эйгенсон М. С. О возможной природе палеоклиматических колебаний в течение четвертичного периода.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1957, вып. 13.
Эпштейн С. В. Наблюдения над формами рельефа, связанными с деятельностью ледников. В кн.: «Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений». М., Изд-во АН СССР, 1957.
Яворский В. И., Ли П. Ф. Красноярские песчаники Кузнецкого бассейна, их распространение и генезис.— Материалы по геол. Западной Сибири, 1948, № 60.
Яковлев С. А. Описание четвертичных отложений. В кн.: «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений», ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1954.
Яковлева С. В. Об упорядоченном расположении валунов в толщах основных морен.— Материалы Всес. научно-исслед. ин-та геол., 1955, вып. 9.
Яковлева С. В. Ориентировка валунов в основных моренах и ее значение для определения направления движения ледников.— Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1957, вып. 13.
Якубов Т. Ф. Песчаные пустыни и полупустыни Северного Прикаспия. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Almeida F. M. Botucatu — a triassic desert of South America.— C. R. 19-me session du Congres géol. internat. sect. 7. Alger, 1952.
Andersen S. A. Om Aase og Terrasser inden for Susaa's Vandomraade og deres Vidnesbird om Isafsmeltningens Foløb.— Danmarks geol. Untersøgelse, II Reihe, 1931, 54.
Antevs E. 1. Varved sediments: conditions of formation of the varved glacial clay.— Nat. Res. Council, reprint a. cirs. ser., 1930, № 92.
Antevs E. 2. A geological chronometer: the varved glacial clays give an accurate measure of the ages.— Canad. Min. Journ. 1930, **51**.
Andrée K. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung.— Geol. Rundschau, 1915, **6**.
Bagnold R. A. Physics of blown sand and desert dunes. London, 1941.
Bagnold R. A. The physics of blown sand and desert dunes. New York, 1943.
Bagnold R. A. Physics of blown sand and desert dunes. London, 1953.
Bailey E. B. New light on sedimentation and tectonics.— Geol. Mag., 1930, 67.
Bailey E. B. Sedimentation on relation to tectonics.— Bull. Geol. Soc. America, 1936, 47, № 11.
Banks M. R., Loveday I. L., Scott D. L. Permian varves from Wynyyard, Tasmania.— Papers a. Proc. Roy. Soc. Tasmania, 1955, № 89.
Barrell J. Relative geological importance of continental, littoral and marine sedimentation.— Journ. Geol., 1906, **14**.

Barrell J. Criteria for the recognition of ancient delta deposits.— Bull. Geol. Soc. America, 1912, **23**.
Barrell J. Rhythms and the measurement of geological time.— Bull. Geol. Soc. America, 1917, **28**.
Barrell J. Rhythms and the measurement of geological time.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1920, **4**, N 3.
Bass N. W., a. oth. Origin and distribution of Bartlesville and Burbank shoestring oil sand in parts of Oklahoma and Kansas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1937, **21**, N 1.
Bieber C. L. Current directions indicated by cross-bedding in deposits of early Mansfield age in Southwestern Indiana.— Proc. Indian Acad. Sci., 1952 (1953), **62**.
Blissenbach E. Geology of alluvial fans in semiarid regions.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, **65**, № 2.
Bokman J. Terminology for stratification in sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1956, **67**, № 1.
Brett G. W. Cross-bedding in the Baraboo quartzite of Wisconsin.— Journ. Geol., 1955, **63**, № 2.
Briart A. Sur la stratification entrecroisée.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, 1879—1880, 8.
Brinkmann R. Über die sedimentäre Abbildung epeirogenen Bewegungen, sowie über des Schichtungsproblem.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl., 1925, **24**.
Brinkmann R. Sedimentation und Schichtung. Vertragreferat.— Geol. Rundschau, 1930, **18**, H. 2.
Brinkmann R. Über die Schichtung und ihre Bedingungen.— Fortschz. Geol. u. Paleontol., 1932, **11**, (Deecka-Festschrift).
Brinkmann R. Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., Ser. 4, 1933, **32**.
Bruce E. L. Pre-cambrian iron formation.— Bull. Geol. Soc. America, 1945, **56**.
Bucher W. H. On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation.— Amer. Journ. Sci., ser. 4, 1919, **47**.
Bucher W. H. Key to papers publishen by an Institute for the study of modern sediments in shallow seas.— Journ. Geol., 1938, **46**.
Calkins F. C. «Band», «layer» and some kindered terms.— Econ. Geol., 1941, **36**, № 3.
Chapman F. Notes on the consolidated Eolian sands of Kathiawar.— Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1900, **56**.
Cloos H. Kreuzschichtung als Leitmittel in überfalteten Gebirgen.— Zs. prakt. Geol., 1914, 22.
Coaldrake J. E. The sand dunes of the Ninety-Mile Plain, South-eastern Australia.— Geogr. Rev., 1954, **44**, № 3.
Coleman A. P. Ice, ages recent and ancients. New York, 1926.
Collet L. W. Les lacs. Paris, 1925.
Corbett C. S. Cross-bedding and formation thickness determinations.— Journ. Geol., 1937, № 1.
Cox R. L. Ripple marks.— Rocks a. Minerals, 1955, **30**, № 1—2.
Dale T. N. Structural details in the Green Mountain region and in Eastern New York.— Bull. U. S. Geol. Survey. 1902, № 195.
Dapples E. S. The effect of macro-organisms upon near-shore marine sediments.— Journ. Sediment. Petrol., 1942, **12**, № 3.
Dienemann W. Das Oberschlesische Buntsandsteingebiet.— Jahrb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 1913, **34**.
Dylik J. Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane.— Biul. perygl. Lódzkie towarz. nauk, 1955, wydz, 3, № 2.
Dylik J. Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire.— Biul. perygl. Lódzkie towarz. nauk, 1956, wydz. 3, № 4.
Evans J. W. Mecanically formed limestones from Junagarth and other localities.— Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1900, **56**.
Evans O. F. The classification of wave-formed ripple marks.— Journ. Sediment. Petrol., 1941, **11**, № 1.
Evans O. F. Ripple marks as an aid in determining depositional environment and rock sequence.—Journ. Sediment, Petrol., 1949, **19**, № 2.
Ewald. R. Schichtung und Bankung des Buntsandsteins in ihrer Bedeutung für seine Stratigraphie und Palaeogeographie.— Steinbruch, 1920, **15**, M. 5, 6 u. 7.
Fayol H. Etudes sur le terrain houiller de Commentry, livre 1. Lithologie et stratigraphie. Saint-Etienne, 1887.
Fisk H. M., Mc Farlan E. Jr. Sedimentary framework of the modern Mississippi delta.— Journ. Sediment Petrol., 1954, **24**, № 2.
Foot R. B. On the geology of the Madura and Tinnevelly districts.— Mat. Geol. Survey India, 1883, **20**.
Forchhamer G. Geognostische Studien am Meeresufer.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. u. Paleontol., 1941, **3**.

Fox C. Coal of India. Natural history of indian coal.— Mat. Geol. Survey India, 1931, 57.
Frantzen W. Untersuchungen über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten mit Rücksicht auf die Entstehung derselben im Buntsandstein.— Jahrb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst., 1892, 12.
Geer E. H. de. Neue Fundorte von symmikten Ton im Balticum.— Naturwissenschaften, 1954, 41, № 2.
Geer G. de. A geochronology of the last 12, 000 years. In: «Internat. Geol. Congress», 11-th sess., Compte Rendu, fasc. 1—2. Stockholm, 1910—1912.
Geer G. de. Geologie und Geochronologie.— Geogr. Ann., 1931, H. 1.
Gilbert G. K. Lake Bonneville.— U. S. Geol. Survey Monitor, 1890, № 1.
Gilbert G. K. Ripple-marks and cross-bedding.— Bull. Geol. Soc. America, 1899, 10.
Gilbert G. K. The transportation of debris by running water.— U. S. Geol. Survey. Prof. Pap., 1914, № 86.
Gosselet J. Sur l'origine de la stratification entrecroisée.— Ann. Soc. geol. Nord, 1882, 9.
Grabau A. Types of cross-bedding and their stratigraphic significance.— Sci., n. s., New York, 1907, 25.
Grabau A. 1. Principles of stratigraphy. New York, 1913; New York, 1932.
Grabau A. 2. Early palaeozoic delta deposits of North America.— Bull. Geol. Soc. America, 1913, 34, № 3.
Grandet C. Observations sur la morphologie des dépôts de pente. (Région Saoura-Ougarta.— Trav. Inst. rech. Sahara, 1956, 14, № 1—2).
Gravenor C. P. The origin of drumlins.— Amer. Journ. Sci., 1953, 251, № 9.
Gray H. H. Thickness of bedding and parting in sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66.
Greensmith J. T. Sedimentary structures in the upper carboniferous of North and Central Derbyshire, England.— Journ. Sediment. Petrol., 1956, 26, № 4.
Hadding A. The pre-quaternary sedimentary rocks of Sweden. 3. The paleozoic and mesozoic sandstones of Sweden. Lund — Leipzig, 1929.
Häntzschel W. Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet.— Senckenbergiana, 1936, 18.
Häntzschel W. 1. Die Anwengung des Lackfilms in der Meeres-Geologie.— Natur u. Volk, 1938, 68, H. 3.
Häntzschel W. 2. Bau und Bildung von Gross Rippeln im Wattenmeer.— Senkenbergiana, 1938, 20, № 1/2.
Häntzschel W. 3. Senkrecht gestalte Schichtung im Watt-Ablagerungen.— Senkenbergiana, 1938, 20, № 1/2.
Häntzschel W. Die Sedimente im Gebiet der Innen-Jade.— Senkenbergiana, 1939, 21, № 1.
Häntzschel W. Zur Frage der Kennzeichen fossiler Watten-Ablagerungen.— Natur u. Volk, 1953, 83, № 8.
Häntzschel W. Lebensspuren als Kennzeichen des Sedimentationsraumes.— Geol. Rundschau, 1955, 43, № 2.
Heezen B. C., Ewing M. Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Bank earthquake.— Amer. Journ. Sci., 1952, 250.
Heim Alb. 1. Einige Gedanken über Schichtung.— Naturforsch. Ges. Zürich, Vierteljahrschr., 1909, 54.
Heim Alb. 2. Schichtung bei chemischen Sedimenten.— Eclogae geol. helv. 1909, 10.
Heim Alb. 3. La stratification des certains sediments chimiques.— Arch. Sci. phys. et natur. Géneve, 1909, 23.
Heim Arn. Über submarine Denudation und chemische Sedimente.— Geol. Rundschau, 1924, 15, H. 1.
Herrick C. L. The geology of the white sands of New Mexico.— Journ. Geol., 1900, 8.
Hobbs W. H. Guadix formation of Granada, Spain.— Bull. Geol. Soc. America, 1906, 17.
Hoppe W. Beitrage zur Geologie und Petrographie der Buntsandsteins im Oderwald. 1. Stratigraphie und Fossilführung. 2. Petrographie. 3. Schichtung und Bankung.— Notizbl. Verein f. Erdkunde u. Hessischen geol. Landedanst. zu Darmstadt, 1926 (für das Jahr 1925); 1928 (für das Jahr 1927); 1930 (für das Jahr 1929).
Hülsemann J. Grossrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse.— Senckenbergiana, 1955, 36, № 5—6.
Illies H. Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen-Messung und Auswertung.— Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 1949, № 19.
Illies H. Die paläogeographische Auswertung der Schrägschichtung.— Geol. Rundschau, 1951, 39, № 1.
Ingerson E., Ramisch I. L. Studies of unconsolidated sediments. 1. Quartz fabric of current and wind ripple marks.— Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt., 1954, 4, № 1—4.
Ingram R. L. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks.— Bull. Geol. Sos. America, 1954, 65, № 9.

Jewtuchowicz S. Ripple marki wodne jako kryterii w ocenie procesu sedymentacyjnego.— Czasopis geogr., 1952—1953 (1954), **23**, № 24.
Jewtuchowicz S. La structure du sandre.— Bull. Soc. sci. et lettres Lódz, 1953/1954, **4**.
Johnson D. W. Shore processes and shore-line development. New York, 1919.
Johnson W. A. The character of stratification of the sediments in the recent delta of Fraser-river.— Journ. Geol., 1922, **30**, № 2.
Jones D. J. Gypsumoölite dunes Great Salt Lake desert, Utaha.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, **37**, № 11.
Jüngst H. Paläogeographische Auswertung der Kreuzschichtung.— Geologie d. Meere u. Binnengewässer, 1938, **2**, H. 2.
Kayzer E. Lehrbuch der Geologie, v. 1—4. 8 Aufl. Stuttgart, 1923.
Keller W. D. Clay colloids as a cause of bedding in sedimentary rocks.— Jurn. Geol., 1936, **44**, № 4.
Keller W. D. Differential packing as a possible display oi bedding.— Journ. Sediment Petrol., 1939, **9**, № 3.
Kindle E. M. Cross-bedding and absence of fossils considered as criteria of continental deposits.— Amer. Journ. Sci., 1911, **32**.
Kindle E. M. Diagnostic characteristics of marine clastics.— Bull. Geol. Soc. America, 1917, **28**.
Kindle E. M. The rôle of thermal stratification in lacustrine sedimentation.— Trans. Roy. Soc. Canada, sect. 4, 3 ser., 1927, **21**.
Kindle E. M. A comparative study of different types of thermal stratification on lakes and their influence on the formation of mares.— Journ. Geol., 1929, **37**, № 2.
Kindle E. M. 1. The intertidal zone of the wash. England.— Nat. Res. Council Rept. of Commitee on sedimentation, 1930, № 92.
Kindle E. M. 2. Sedimentation in a glacial lake.— Journ. Geol., 1930, **38**, № 1.
Kindle E. M. Note on shallow-water sand structures.— Journ. Feol., 1936, **44**, № 7.
Kindle E. M. a. Edwards M. Literature of ripple mark.— Pan-Amer. Geologist, 1924, **41**.
Knight S. H. Cross-lamination in Casper and Tensleep sandstone.— Bull. Geol. Soc. America, 1932, **43**.
Kopstein H. W. Graded bedding in Harlech Dome.— Grönengen Geol. Inst. Publ., 1954, **81**; Ref.: Journ. Geol., 1956, № 1.
Korn H. Schichtung und absolute Zeit.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. u. Paleontol., 1938, B. 74. Abt. A, H. 1.
Krumbein W. C. a. Sloss L. L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, 1951.
Kuenen Ph. H. Geological interpretation af the bathymetric results In: «Snellius Expedition 1929—1930», v. 5, pt. 1. Leyden, 1935.
Kuenen Ph. H. 1. Marine geology. New York, 1950.
Kuenen Ph. H. 2. Turbidity current of high density. In: «Intern. Geol. Congress, 18th Session, Reports. London, 1950.
Kuenen Ph. H. 1. Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1951, **73**.
Kuenen Ph. H. 2. Properties of turbidity currents of high density.— Soc. Econ. Paleontol. a. Miner., Spec. Publ., 1951, № 2.
Kuenen Ph. H. 3. Turbidity flow, a significant geological phenomenon. In: «Proc. III Internat. Gongress Sediment.», Groningen-Wageningen, Netherlands, 1951.
Kuenen Ph. H. 1. Estimated size of the Grand Banks turbidity currents.— Amer. Journ. Sci., 1952, **250**.
Kuenen Ph. H. 2. Paleogeographic significance of graded bedding and associated features.— Proc. Koninkl. Nederl. akad. wet., Ser. B, 1952, **55**.
Kuenen Ph. H. Significal features of graded bedding.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1953, **37**, № 5.
Kuenen Ph. H. a. Carozzi A. Turbidity currents and sliding in geosynclinal basin of the Alps.— Journ. Geol., 1953, **61**, № 4.
Kuenen Ph. H., Menard H. W. Turbidity currents, graded and non graded deposits.— Journ. Sediment. Petrol., 1952, **22**, № 2.
Kuenen Ph. H., Migliorini C. J. Turbidity currents as a cause of graded beddings.— Journ. Geol., 1950, **58**, № 2.
Kupsch W. O. Drumlins with jointed boulders near Dollard, Saskatchewan.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, **66**, № 3.
Lahee F. H. Field geology. New York — Toronto — London, 1952.
Lamont A. First use of current-bedding to determine orientation of strata.— Nature, London, 1940, **145**, № 3687.
Leymerie A. Stratification strate, couche, feillet.— Bull. Soc. géol. France, 1838—1840, **11**.
Lombard A. Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris — Liège, 1956.
Lötze F. Steinsalz- und Kalisalzgeologie. Berlin, 1938.
Lowell J. D. Application of cross-stratification studies to problems of uranium exploration, Chuska Mountains, Arizona.— Econ. Geol., 1955, **50**, № 2.

Lucke J. K. Bottom condition in a tidal lagoon.— Journ. Paleontol., 1935, **9**, № 1.
Lüders K. Entstehung der Gezeitenschichtung auf den Watten im Jedebusen.— Senckenbergiana, 1930, **12**, № 4—5.
Lüders K. Sediments of the North Sea. In: «Recent marine sediments». London, 1939.
McKee E. D. 1. An investigation of the light-colored, cross-bedded sandstones of canyon de Chelly, Arizona.— Amer. Journ. Sci., 1934, **28**.
McKee E. D. 2. The Coconinosandstone — its history and origin.— Carnegie Inst. Wash. Publ., 1934, № 440.
McKee E. D. 1. Original structure in Colorado river flood deposits of Grand Ganyon.— Journ. Sediment. Petrol., 1938, **8**, № 3.
McKee E. D. 2. Structures in modern sediments aid in interpreting ancient rocks.— Carnegie Inst. Wash. Publ., 1938, № 501.
McKee E. D. Some type of bedding in the Colorado river delta.— J. Geol., 1939, **47**, № 1.
McKee E. D. Three types of cross-lamination in paleozoic rocks of Northern Arizona.— Amer. Journ. Sci., 1940, **238**, № 11.
McKee E. D. 1. Cambrian history of the Grand Canyon region.— Carnegie Inst. Wash. Publ., 1945, № 563(1).
McKee E. D. 2. Small-scale structures in the Coconinosandstone of Northern Arizona.— Journ. Geol., 1945, **53**, № 5.
McKee E. D. Experiments on the development of tracks in fine cross-bedded sand.— Journ. Sediment. Petrol., 1947, **17**, № 1.
McKee E. D. Classification and interpretation of crosslamination. (Abstract.)— Bull. Geol. Soc. America, 1948, **59**.
McKee E. D. Report on studies of stratification in modern sediments and in laboratory experiments.— U. S. Office Naval Res. Proj., 1953, Nonr. 164(00), № 081—123; Amer. Journ. Sci.; 1954, v. 252, № 6.
McKee E. D. Primary structure in some recent sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, **41**, № 8.
McKee E. D., Weir G. W. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, **64**, № 4.
Moore D. G. a. Scruton P. C. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, **41**, № 12.
Morawski Jan. Główne typy uwarstwienia skal osadowych.— Przegl. geol., 1954, № 10.
Naumann C. F. Lehrbuch der Geognosie. Leipzig, 1858.
Naumann E. Schichtung. In: «Handwörterbuch der Naturwissenschaften», Bd. 8. Jena, 1913.
Nipkow F. Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee.— Zs. Hydrol., 1920.
Otto G. H. The sedimentation unit and its use in field sampling.— Journ. Geol., 1938, **46**, № 4.
Packham G. H. Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones.— Amer. Journ. Sci., 1954, **252**, № 8.
Peithner Z. Über ein Vorkommen von Kreuzschichtung im tertiären Sandstein im Grenzgebiete Siebenbürgen.— Rumani Montan. Rundschau, 1919, **11**.
Pelletier B. R. Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, **69**, № 8.
Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New York, 1949.
Pettijohn F. J. Turbidity currents and graywackes. A discussion.— Journ. Geol., 1950. **58**, № 2.
Pettijohn F. J. 1. Paleocurrents of lake superior pre-cambrian quartzites.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, **68**, № 4.
Pettijohn F. J. 2. Sedimentary rocks. 2 ed. New York, 1957.
Philippi E. Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere.— Zs. Dtsch. geol. Ges., 1908, **60**, № 3.
Philippi E. Über Schichtbildung am Boden der heutigen und vorweltichen Meere.— Intern. Rev. Ges. Hydrobiol. u. Hydrogr., 1909, **6**.
Picard K. Zur Auswertung der Kreuzschichtung in fluviatilen Sedimenten.— Geol. Rundschau, 1953, **41**, Sonderbd.
Portmann J. P. L'orientation préférentielle des galets dans les moraines récentes du glacier de Moiry (Valais).— Gletscherkunde u. Glazialgeol., 1956, **3**, № 3.
Potter P. E., Glass H. D. Petrology and sedimentation of the pennsilvanian sediment in Southern Illinois: a vertical profile.— Illinois State Geol. Survey, Rept. investig., 1958, № 204.
Potter P. E., Nosow N. a. oth. Chester cross-bedding and sandstone trends in Illinois basin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, **42**, № 5.
Potter P. E., Olson J. S. Variance components of cross-bedding direction in some basal pennsylvanian sandstones of the Eastern Interior Basin. Geol. Appl.— Journ. Geol., 1954, **62**, № 1.
Potter P. E., Siever R. Regional crossbedding and petrology as source area indicators.— Science, London, 1955, **122**, № 3178.

Potter P. E. a. Siever R. Sources of basal pennsylvanian sediments in the Eastern Interior Basin. 1. Cross-bedding.— Journ. Geol., 1956, **64**, № 3, 4. 5.
Prager H. Die Perm-Trias Grenze nördisch des Kellerwaldes.— Zs. Dtsch. geol. Ges., 1932, **84**, № 5.
Reiche P. An analysis of cross-lamination: the Coconinosandstone.— Journ. Geol., 1938, **46**, № 7.
Reineck H. E. Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten bei Martinstein, Nake (D 77).— Neues Jahrb. Geol. u. Paläontol. Abh., 1955, **101**, № 1.
Rich J. L. Flow markings, groovings and intrastratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits illustration from silurian rocks of Wales.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1950, **34**, № 4.
Rich J. L. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, **62**.
Richter R. Forchammer zur Gezeitenschichtung.— Senckenbergiana, 1930, **12**.
Richter R. In den Bildern der Schrägeschichtung.— Senckenbergiana, 1932, **14**.
Richter R. Marken und Spuren in Hunsrück-Schiefer. 2. Schichtung und Grundleben.— Senckenbergiana, 1936, **18**.
Richter R. Marken und Spuren aus alten Zeiten, 1—2.— Senckenbergiana, 1937, **19**.
Richter R. Fluidal-Textur in Sediment-Gesteinen und über Sedifluktion überhaupt.— Hess. Landesanst. Rodenf., Wiesbaden. Notiz., 1952, H. 3.
Richter-Bernburg G. Isochrone Warven im Anhydrit des Zechstein.— Geol. Jahrb., 1957, **74**.
Robertson I. a. oth. The county between Wolverhampton and Oakengates.— Mem. Geol. Survey Engl. a. Wales, 1928.
Russel R. J., Russel R. D. Mississippi river delta sedimentation. In: «Recent marine sediments». Trask ed., 1939.
Russel R. J., Russel R. D. Mississippi river delta sedimentation. In: «Symposium on recent marine sediments». Tulsa, 1955. (Soc. Econ. Paleontol. Min., Spec. publ., № 4).
Sanderman L. A., Utterbach C. L. The radium content of varved clay.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, **34**, № 6.
Sauramo M. Studies on the quaternary varve sediments in Southern Finland.— Bull. Commis. géol. Finlande, 1923, **60**.
Sayles R. W. Seasonal deposition of aqueoglacial sediments.— Mem. Mus. Com. Zool., 1919, **47**, № 1.
Sayles R. W. Seasonal deposition in marine waters.— Engl. Nat. Res. Council, Rept. Com. sediment., 1923.
Schachl E. Das Muschelkalksalz in Südwestdeutschland.— Neues Jahrb. Geol. u. Paläontol. Abh., 1954, **98**, № 3.
Schachl E. Schichtfolge, Gesteinsausbildung und Genesis des Muschelkalsalzes in Südwestdeutschland.— Zs. Dtsch. geol. Ges., 1953 (1955), **105**, № 4.
Schmidt C. W. Wörterbuch der Geologie, Mineralogie und Paläontologie. Berlin — Leipzig, 1928.
Schmidt J. Kreutzschichtung in verschiedenen Ansichten.— Senckenbergiana, 1932, **14**.
Schmitt Ph. Zur Petrogenese des fränkischen Wellenkalkes.— Chemie der Erde, 1933, **9**, H. 3.
Schuchert C. Geochronology of the age of the Earth on the basis of sediments and life.— Bull. Natur. Res. Council, 1931, № 80.
Schütte H. Allgemeine Bericht über die Bodenuntersuchungen in der Jade-Keiserliche Werft. Wilhelmshafen, 1908.
Schütte H. Über Sedimentbildung an der Küste des norddeutschen Wattenmures.— Senckenbergiana, 1929, **11**.
Schwarzacher W. Cross-bedding and grain size in the lower cretaceous sands of East Anglia.— Geol. Mag., 1953, **90**, № 5.
Seibold E. Rezente Jahresschichtung in der Adria.— Neues Jahrb. Geol. u Paläontol. Monatschr., 1955, № 1.
Seibold E. Jahreslagen in Sedimenten der mittleren Adria.— Geol. Rundschau, 1958, **47**, № 1.
Semper M. Schichtung und Bankung.— Geol. Rundschau, 1916, **7**, № 1—2.
Shepard F. P. Submarine geology. New York, 1948.
Shotton F. W. Lower bunter sandstones of Worcestershire and Shropshire.— Geol. Mag., 1937, **74**, № 882.
Shrock R. R. Sequence in layered rocks. New York — London, 1948.
Smith A. L. Delta experiments.— Bull. Amer. Georg. Soc., 1909, **41**.
Smith H. T. Sand-dune stratification (Abs.).— Bull. Geol. Soc. America, 1942, 53, № 12.
Spurr J. E. False bedding in stratigrafied drift deposits — Amer. Geol., 1894, **13**.
Stamp L. D. Seasonal rhythm in the tertiary sediments of Byrma.— Geol. Mag., 1925, **62**.
Stewart H. B. Contorted sediments in modern coastal lagoon explained by laboratory experiments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1956, **40**, № 1.
Stocks Th. Erkundigungen über Art und Schichtung des Meerbodens mit Hilfe von Hochfrequenz-Echeloten.— Naturwissenschaften, 1935, **23**, Januar.

Stokes W. L. Primary lineation in fluvial sandstones — a criterion of current direction.— Journ. Geol., 1947, **15**, № 1.
Straaten L. M. van. 1. Features and genesis of Dutch Wadden sea sediments. In: «Proc. III Internat Congress Sedimentol». Netherlands, Amsterdam, 1951.
Straaten L. M. van. 2. Longitudinal ripple marks in mud and sand.— Journ. Sediment Petrol., 1951, **21**, № 1.
Straaten L. M. van. Current rips and dip currents in the Dutch Wadden Sea.— Proc. Koninkl nederl. acad. wet. Ser. B 1952, **55**, № 3.
Straaten L. M. van. Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psamitees du Condroz (devonian).— Geol. en mijnbouw, 1954, **16**, № 2.
Sykes G. The Colorado delta.— Amer. Geol. Soc., Spec. publ., 1937, № 19.
Sykes G. End of a great delta.— Pan-Amer. Geol., 1938, **69**, № 4.
Tallantire P. A. Studies in the post-glacial history of british vegetation. XIII. Lopham Little Fen, a late-glacial site in centre East Anglia.— Journ. Ecol., 1953, **41**, № 2.
Tallantire P. A. Old Buckenham mere. Data for the study of post-glacial history. XIII. New Phytologist, 1954, **53**, № 1.
Tanner W. F. Paleogeographic reconstructions from cross-bedding studies.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1955, **39**.
Terzaghi R. D. Compaction of the lime mud as a cause of secondary structures.— Journ. Sediment Petrol., 1940, **10**.
Thompson V. O. Originale structures of beach, bars and dunes.— Bull. Geol. Soc. America, 1937, **48**, № 6.
Trask P. D. a. oth. Recent marine sediments. A symposium. Tulsa, 1939.
Trowbrige A. A classification of common sediments and some criteria for identification of the various classes.— Journ. Geol., 1914, **22**.
Trusheim F. Zur Bildungsgeschwindigkeit geschichteter Sedimente im Wattenmeer, besonders solchen mit segräger Parallelschichtung.— Senckenbergiana, 1929, **11**, № 1—2.
Twenhofel W. H. Principles of sedimentation. New York, 1939; 2 ed. New York — London, 1950.
Twenhofel W. H., McKelvey V. E. The sediments of Little Long lake, Wisconsin.— Journ. Sediment Petrol., 1942, **12**, № 1.
Vail O. E. Lithological evidence of climatic pulsations.— Science, New York, 1917, **4**
Valentyne J. R. A laboratory study of the formation of sediment bands.— Amer. Jour Sci., 1955, № 9.
Virkkala K. On the bed structure of tille in Eastern Finland.— Bull. Commis. géol. Finlande, 1953, № 157.
Voigt E. Die Übertragung fossiler Wirbeltierleichen auf Zellulose-Filme, eine neue Bergungsmethode für Wirbeltiere aus der Braunkohle.— Palaeontol. Zs., 1933, **15**, № 1.
Voigt E. Die Lackfilmmethode, ihre Bedeutung und Anwendung in der Paläontologie, Sedimentpetrographie und Bodenkunde.— Zs. Dtsch. geol. Ges., 1936, **88**, № 4.
Voigt E. Die Konservierung geologischer und bodenkundlicker Profile mit Hilfe der Lackfilmmethode. Veröffentl. Reichsstelle f. d. Unterrichtsfilm zu d. Hochschulfilm, 1939, № C-236.
Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Th. 1—3. Jena, 1891—1894.
Walther J. Die Fauna der Solnhofenen-Plattenkalke. Jena, 1904.
Walther J. Allgemeine Paläontologie. Th. 1—3. Berlin, 1919.
Wetzel W. Sedimentpetrographie.— Fortschr. Min. u. Petrogr., 1923, **8**.
Wilder F. K. Some conclusion in regard to the origin of gypsum.— Bull. Geol. Soc. America, 1922, **33**.
Winkler A. Zum Schichtungs problem. Ein Beitrag aus den Südalpen. Neues Jahrb. Min., Geol. u. Paleontol., 1926, **53**, BB., H. 2.
Woodworth J. B. Original micaceous cross-bedding of strata by current action.— Amer. Geol., 1901, **27**.
Wurster P. Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern.— Geol. Rundschau 1958, 47, № 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Глава I. История изучения слоистости осадочных пород 6

1. Общие замечания 6
2. Первый период исследований — до 1926 года 7
3. Второй период исследований — с 1926 по 1945 год 13
4. Третий период исследований — с 1946 года 16

Глава II. Терминология : 18

1. Общие замечания 18
2. Основные термины и понятия 18
3. Группировка слойков 25
4. Термины, связанные с чередованием пород 26
5. Термины, связанные с сортировкой материала 27
6. Термины, связанные с расщеплением пород 28
7. Некоторые неприемлемые и неудачные термины 29

Глава III. Проявления слоистости : 30

1. Общие замечания 30
2. Проявление слоистости в связи с изменением компонентов слоя 33
3. Слоистость отчетливая, неотчетливая, скрытая, недоразвитая; слоеватость 35
4. Слоистость, определяемая по сортировке материала внутри слоя и по «упаковке» зерен 36
5. Слоистость, определяемая по смене внутренней текстуры слоя 43
6. Характер чередования слоев в разрезе; ритмичность 44
7. Влияние на слоистость последующих геологических процессов 51

Слоистость и стадии осадочного породообразования 51
Диагенетическая слоистость 53
Слоистость и конкреции 54
Слоистость и складчатость 56
Проявление слоистости на поверхностях выветривания 58

Глава IV. Причины появления слоистости и механизм ее образования 61

1. Причины непосредственные и отдаленные, внутренние и внешние . . . 61
2. Причины образования пластов, слоев и слойков 62
3. Механизм образования слоистости под влиянием различных физико-механических факторов 70

Основное деление слоистости по способу ее образования 70
Слоистость при движении среды отложения 72
Слоистость отвесного оседания 88
Особенности слоистости в зависимости от различных факторов седиментации 93

4. Механизм образования слоистости хемогенных отложений 103
5. Механизм образования слоистости органогенных отложений 108

Физико-механические факторы, обусловливающие формирование слоистости органогенных отложений 108

Химико-биологические факторы, обусловливающие образование слоистости органогенных отложений . . . 109
Биологические факторы, обусловливающие образование слоистости органогенных отложений . . . 109
6. Механизм образования некоторых сложных типов слоистости . . . 110
7. Причины и механизм возникновения плоскостей раздела слоев, слойков и их серий . . . 119
8. Выводы . . . 125

Глава V. Признаки слоистости и морфологическая классификация слоистых текстур . . . 126
1. Общие замечания; различные способы классификации . . . 126
2. Обзор существующих морфологических классификаций . . . 128
3. Признаки основных стратификационных элементов . . . 143
Слоевые единицы . . . 143
Признаки слоевых единиц (слойков и их серий) . . . 149
Границы раздела слоевых единиц . . . 151
Масштаб слоистости . . . 152
4. Основные принципы морфологической классификации . . . 154
Типы основные, переходные и сложные . . . 154
Типы, подтипы, виды и разновидности слоистости . . . 157
5. Классификация основных, переходных и сложных типов слоистости (слойчатости) . . . 158
Основные типы . . . 158
Переходные типы . . . 160
Сложные типы слоистости . . . 162
Примеры описания слоистости . . . 163
6. Классификация слоистости, обусловленной рельефом дна . . . 165
Наклонная слоистость . . . 165
Слоистость заполнения и облекания . . . 166
7. Неясная слоистость . . . 167
8. Классификация текстур с нарушенной слоистостью . . . 168
9. Классификация первично-неслоистых текстур . . . 171
10. Некоторые вторичные текстуры . . . 174
11. Определение типа слоистости в разных плоскостях разреза . . . 175
Таблицы морфологической классификации слоистых текстур (I—XIV) . . . 177

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Глава VI. Краткий обзор имеющихся генетических типизаций слоистости и основные принципы генетической классификации слоистых текстур. . . . 193

Глава VII. Слоистость континентальных субаэральных отложений . . . 203
1. Общие замечания . . . 203
2. Слоистость эоловых осадков, формируемая поступательным движением воздуха . . . 203
Особенности песчаных эоловых форм и механизм их образования . . 203
Слоистость дюн, барханов и других отложений пустынь . . . 210
Слоистость прибрежно-морских дюн . . . 222
Слоистость известковых и гипсовых дюн и барханов . . . 232
Общие характерные черты слоистости отложений, формируемых действием ветра . . . 234
3. Слоистость эоловых отложений, образовавшихся путем выпадения материала из воздушной взвеси . . . 237
Слоистость лёссов . . . 237
Слоистость эоловых пирокластических отложений . . . 238
4. Некоторые слоистые текстуры в элювии и коре выветривания . . . 239

Глава VIII. Слоистость континентальных субаквальных отложений . . . 240
1. Общие замечания . . . 240
2. Слоистость отложений текучих вод . . . 241
Слоистость речных отложений . . . 241
Слоистость отложений временных потоков, конусов выноса и сухих дельт (пролювий) . . . 269

Слоистость делювиальных отложений 278
3. Слоистость в водоемах с неподвижной средой отложения 279
Слоистость озерных отложений 279
Текстуры отложений застойных водоемов и болот 289
4. Слоистость ледниковых образований 295
Слоистость ледниковых образований, связанных с текучими водами 295
Текстуры образований, оставляемых ледником 309

Глава IX. Слоистость дельтовых отложений 311
1. Общие замечания 311
2. Слоистость современных и ископаемых отложений подводной части дельты 317

Глава X. Слоистость морских отложений 329
1. Общие замечания 329
2. Слоистость в прибрежной зоне мелководья 330
Слоистость отложений побережья — пляжей, бичей 331
Слоистость ваттов 340
Слоистость в прибрежной зоне волнений 352
Слоистость подводных валов, баров, пересыпей и кос 365
3. Слоистость в области действия течений 372
Слоистость в отложениях донных течений 373
Слоистость глубоководных осадков в области мутевых течений . . . 391
Слоистость отложений поперечных течений в крупных водоемах . . . 399
4. Слоистость отложений в зонах спокойной седиментации 399
Слоистость собственно морских отложений 399
Слоистость лагунных отложений 408

Глава XI. Текстуры нарушения первичной слоистости 411
1. Общие замечания 411
2. Нарушение слоистости в результате физико-механических процессов . . 415
Перемещение вязкого осадка под действием силы тяжести самого осадка 415
Нарушение слоистости в результате воздействия на осадок извне . . 422
Деформации слоистости, обусловленные изменениями влажности и температуры, замерзанием и оттаиванием 425
3. Деформации слоистости биогенного происхождения 427
Деформации слоистости, обусловленные деятельностью животных . . 427
Деформации слоистости, обусловленные деятельностью растений . . . 432

Глава XII. Особенности слоистости в различных фациальных обстановках и их определение; генетическая классификация слоистых текстур. 434
1. Основные положения генетической классификации 434
2. Связь комплексов типов слоистости с фациями 434
3. Косая слоистость и ее генетические типы 437
4. Волнистая слоистость и ее генетические типы 442
5. Горизонтальная слоистость и ее генетические типы 444
6. Выводы 447
Таблицы генетической классификации слоистых текстур (XV—XVIII) . . . 449

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Глава XIII. Особенности слоистости различных пород и некоторых полезных ископаемых 453
1. Общие замечания 453
2. Слоистость кластогенных пород 453
3. Слоистость органогенных пород 455
4. Слоистость хемогенных пород 457
Слоистость хемогенных карбонатных пород 457
Слоистость галогенных пород 458
Слоистость ангидрита и гипса 459
Выводы 459
5. Слоистость фосфоритов и фосфатизированных пород 460
6. Слоистость осадочных руд 460
7. Изучение слоистости пород россыпных месторождений 461

Глава XIV. Задачи, решаемые при помощи изучения слоистости 464
1. Определение генезиса пород (фациальный анализ) 464
2. Палеогеографические построения 465
3. Уточнение изменений палеоклимата 468
4. Установление абсолютного времени формирования осадочных толщ . . 469
5. Детализация элементов тектонического строения 470
6. Выявление связей генетических и морфологических типов слоистости с полезными ископаемыми 471
7. Дополнительные данные для инженерно-геологической характеристики пород 471
8. Расчленение и корреляция разрезов. 472

Глава XV. Методика изучения слоистости 474
1. Общие замечания 474
2. Работа в поле 475
Подготовка объекта для наблюдения 475
Зарисовки и фотографии 476
Описание слоистости 479
Замеры 482
Отбор образцов 488
Специальные наблюдения над механизмом образования разных видов слоистости 492
Особенности наблюдений в некоторых специфических толщах 493
3. Камеральная обработка фактического материала 495
Обработка образцов 495
Пересчет углов наклона 498
Составление различных диаграмм 500
Колонки слоистых текстур 509
Картотеки и эталонные коллекции 510
Альбомы иллюстраций 511
Экспериментальные работы 511
4. Обобщение материала 511
Механизм седиментации и генезис породы 512
Палеогеографические выводы 513
Сопоставление разрезов, корреляция, коннексия 514
Заключение 517
Литература 522

Ботвинкина Любовь Николаевна

Слоистость осадочных пород

Труды Геологического института,
выпуск 59

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Г. И. Носов*
Технический редактор *О. М. Гуськова*

РИСО № 15-32 В. Сдано в набор 20/IX 1961 г. Подписано
к печати 25/IV 1962 г. Формат 70×108/16. Печ. л. 34+3 вкл.
Усл. печ. л. 47,61(46,58+1,03). Уч. изд. л. 45,9 (44,8+1,1). Тираж 2000 Т-05719
Изд. № 5303. Тип. зак. 2413

Цена 3 р. 15 к.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-62 Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР.
Москва, Г-99. Шубинский пер., 10.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
144	Фиг. 65, 4 св.	изменяется	измеряется
235	29 сн.	Индекс волны —	Индекс ряби —
	Подпись к фиг. 196, 1 св.	типа В	типа Б
336	3—4 св.	...поднимающимся воздухом.	нарушенные поднимающимся воздухом.
340	27 сн.	фиг. 260	фиг. 206
386	17—18 сн.	Кажущееся... принято за проявление	За кажущееся... принято проявление
452	3 св.	Сложность	Слоистость
486	4 сн.	гл. XV,	гл. XII,

Цена 3 р. 15 к.