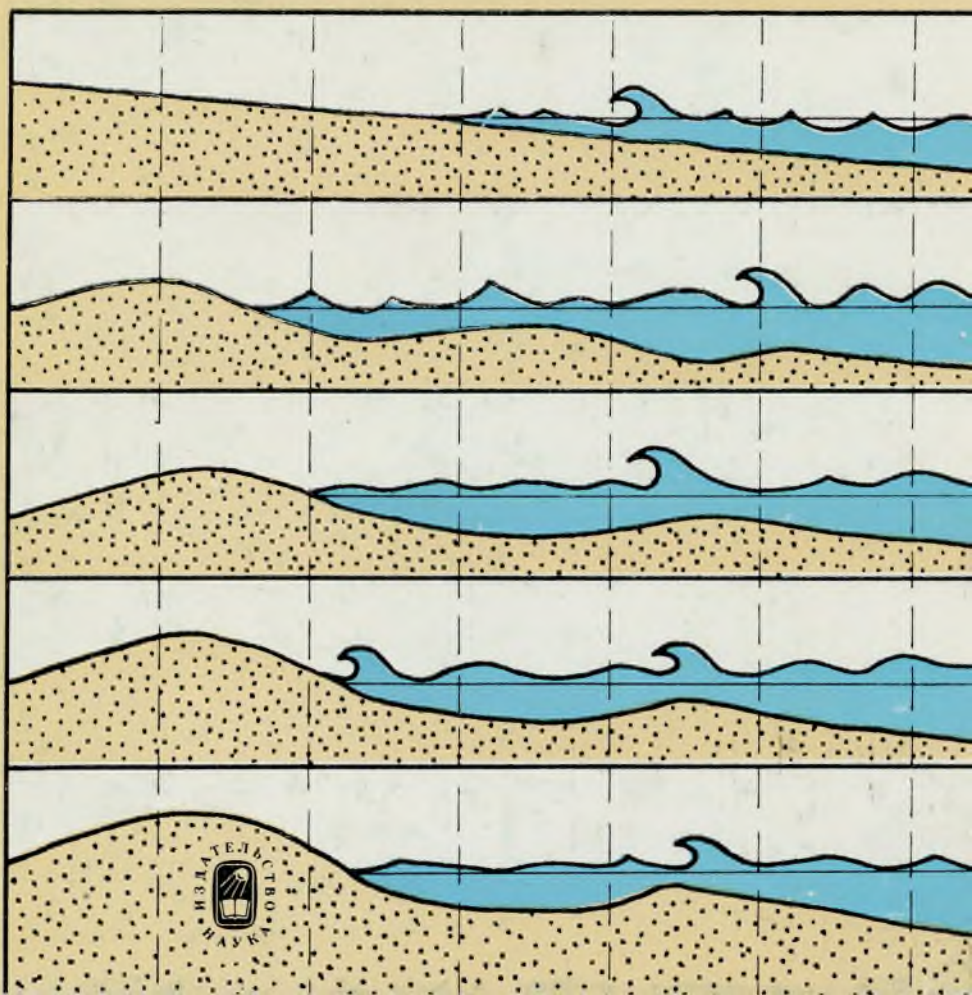


Ю.С.ДОЛотов

Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ОКЕАНОЛОГИИ, ФИЗИКИ АТМОСФЕРЫ И ГЕОГРАФИИ

Ю.С.ДОЛотов

Динамические обстановки прибрежно - морского рельефообразования и осадконакопления

Ответственный редактор
доктор географических наук
А. А. АКСЕНОВ



МОСКВА НАУКА 1989

Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления / Ю. С. Долотов — М.: Наука, 1989—269 с.— ISBN 5-02-003362-6

На основе результатов многолетних стационарных и региональных исследований автора, с широким использованием отечественной и зарубежной литературы, проанализированы и обобщены характерные особенности динамики водной среды, процессов формирования и преобразования рельефа, дифференциации и накопления осадочного материала, образования слоистости толщи отложений в прибрежной (верхней) части шельфов морей и океанов.

Книга рассчитана на специалистов, изучающих рельеф и осадки прибрежно-шельфовых областей современных и древних бассейнов, — геоморфологов, литологов, палеогеографов, геологов.

Табл. 2, ил. 43. Библиогр. 672 назв.

Рецензенты: *Ф. А. Щербаков и П. А. Каплин*

Dynamic relief-forming and depositional sedimentary environments in the near-shore marine area / Yu. S. Dolotov.— М.: Science, 1989—269 p.— ISBN 5-02-003362-6

Based on the results of the author's stationary and regional studies carried out for a long time with use of the native and foreign literary data, characteristic peculiarities of the hydrodynamics, processes of the relief-forming and relief-change, the sediment-differentiation and deposition and the laminae formation in the near-shore (upper) part of the continental shelves of seas and oceans had been analyzed and summarized.

The book represents interest for the specialists studying the relief and sediments of the continental shelf near-shore part in the recent and ancient basins — geomorphologists, lithologists, palaeogeographers, geologists.

2 tables, 43 figures. Bibliogr. 672 names.

Reviewers: *F. A. Shcherbakov, P. A. Kaplin*

Прибрежная, или прибрежно-шельфовая, область морей и океанов издавна привлекает к себе внимание специалистов разного профиля ввиду той важнейшей роли, какую эта область играет в жизни человечества, учитывая в первую очередь проблемы, связанные со строительством, судостроительством, рыболовством, поисками, разведкой и эксплуатацией полезных ископаемых на побережьях и в прибрежной полосе дна.

В связи с этим большое развитие, особенно в последние десятилетия, получили исследования процессов рельефообразования и осадконакопления, которые определяют условия формирования месторождений разнообразных осадочных полезных ископаемых, таких, как нефть, газ, россыпи редких минералов и т. д.

Прибрежная область, благодаря воздействию очень активных гидродинамических факторов, является наиболее динамичной по сравнению с другими областями морских и океанских акваторий. Именно здесь динамические обстановки, или среды, рельефо- и осадкообразования отличаются наибольшей энергией процессов, характеризующихся к тому же большим разнообразием, существенным изменением во времени и пространстве. По этой причине физические (динамические) параметры среды рельефообразования и седиментации (факторы, процессы и их результаты) в прибрежной области требуют особенно тщательного, детального изучения. Тем не менее в отечественной и зарубежной литературе, несмотря на обилие отдельных публикаций, до сих пор нет обобщающей работы, в которой были бы подробно проанализированы и суммированы данные об общих законах динамики среды формирования рельефа и накопления прибрежно-шельфовых отложений, ее специфике в различных физико-географических обстановках, в условиях проявления тектонических движений и колебаний уровня бассейна. Обобщение же таких закономерностей крайне необходимо для реконструкции динамических условий образования древних осадочных толщ различного возраста, для рациональных поисков и разведки полезных ископаемых.

Под обстановками (средами) осадконакопления (седиментации), а тем самым и рельефообразования, обычно принято понимать некоторые пространственные геоморфологические единицы, в которых происходит накопление осадков (Twenhofel, 1950; Петтиджон и др., 1976; Рейнек, Сингх, 1981) и которые характеризуются определенным комплексом физических, химических и биологических условий (Shepard, Moore, 1955; Krumbein, Sloss, 1963; Гулд, 1974; Градзинский и др., 1980). Под динамическими же областями седиментации Л. Б. Рухин (1947)

понимал районы, в пределах которых господствуют определенные динамические условия осаждения осадков, т. е. свойства среды отложения, в особенности характер ее движения.

Автором поставлена цель суммировать выявленные особенности динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления прибрежных областей акваторий морей и океанов. При этом рассматриваются все звенья единой цепи воздействия факторов и их результатов: проявление гидродинамических факторов среды (при различном ее энергетическом уровне); создаваемые этими факторами формы рельефа, характер и масштаб их преобразований; процессы перемещения и дифференциации осадков по крупности и удельному весу и соответствующее их распределение; формирование осадочной толщи с характерными текстурами в условиях непрерывного или прерывистого накопления осадков, с оценкой возможного перехода отложений в ископаемое состояние. Отметим сразу же, что поскольку в геологической летописи отпечатки оставляют в основном только обстановки, характеризующиеся итоговым накоплением осадочного материала, то в работе рассматриваются преимущественно области отмелых шельфов (отмелых аккумулятивных песчаных побережий). На основании обобщения имеющихся материалов автором предпринимаются попытки построить некоторые типизированные схемы (модели) рельефообразования и осадконакопления, характеризующие различные динамические обстановки.

Работа построена таким образом, что вначале анализируются общие динамические схемы процессов современного рельефо- и осадкообразования при постоянном уровне водного бассейна (глава первая), затем — некоторые специфические особенности этих процессов на фоне проявления различных геологических и климатических факторов в различных районах мира (глава вторая), далее — динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления при изменении уровня бассейна разного характера и масштаба (глава третья) и, наконец, суммируются некоторые особенности древних прибрежно-морских отложений и динамических условий формирования осадочных полезных ископаемых (глава четвертая).

В основу работы положен обширный фактический материал 25-летних исследований автора. К ним относятся в первую очередь результаты детальных стационарных работ на побережьях Балтийского (1961—1965, 1970—1980 гг.), Черного (1966—1968 гг.) и Азовского (1969 г.) морей, советско-кубинских стационарных исследований на атлантическом побережье Кубы (1975 г.) и международного эксперимента стран-членов СЭВ «Камчия-78» на черноморском побережье НРБ (1978 г.). В работе использованы и некоторые результаты региональных исследований автора: на побережьях Баренцева (1955 г.), Каспийского (1956 г.), Японского (1958 г.) и Азовского (1959 г.) морей, Индийского (1960—1961 гг.) и Тихого (1971 г.) океанов. Кроме того, нашли отражение и некоторые результаты наблюдений автора на средиземноморском побережье Испании (1986 г.) и Туниса (1987 г.).

Исследования, в ходе которых автором был собран материал, легший в основу работы, проводились Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР совместно с его Южным отделением, а также Отделом

географии АН Литовской ССР, Институтом океанологии АН Кубы, Институтом морских исследований и океанологии Болгарской Академии Наук и другими организациями.

В работе автор пытался обобщить основной массив литературных данных, накопленных по затрагиваемой проблеме как отечественных, так и зарубежных. Для возможности сопоставления этих данных в некоторых случаях в тексте параллельно даются русские и английские специфические термины. Причем в тех случаях, когда соответствующего русского термина не существует, приводится дословный перевод английского. Для удобства английские термины берутся в квадратные скобки.

Автор выражает искреннюю признательность своим коллегам по полевым исследованиям: В. И. Кирлису, Р. Б. Жаромскису, М. Г. Юркевич, З. А. Януконису, И. Ф. Шадрину, Н. А. Айбулатову, Ф. А. Шербакову, А. С. Ионину, В. С. Медведеву, Ю. А. Павлидису, В. А. Минкявичюсу, Т. Н. Морошкиной, Е. С. Васильеву, Р. А. Стаускайте, В. Л. Болдыреву, С. А. Мочякене, В. П. Бобрусу, М. И. Артюшенко, К. К. Орвику (мл.), Н. М. Кривоносовой, Р. Д. Косьяну, М. М. Вэйсону, С. А. Ефремову, В. С. Нишуку, В. Ф. Ткачеву, Л. Г. Гризик, Г. Г. Минееву, а также М. П. Нестеровой, В. П. Казаковой, З. Т. Новиковой — за обработку полученных материалов.

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

§ 1. МОРСКИЕ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ОБСТАНОВКИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ И ШЕЛЬФА, СПЕЦИФИКА ОБСТАНОВОК ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ

Среди обстановок осадконакопления обычно выделяют три основные группы: континентальные, морские и континентально-морские (Градзинский и др., 1980). В соответствии с таким делением получили название и три основные группы фаций, причем в переходную группу, называемую некоторыми авторами зоной борьбы суши и моря, входят лагунные, лагунно-морские, дельтовые и другие фации (Теодорович, 1958). Некоторыми зарубежными исследователями (Allen, 1982a; Лидер, 1986) выделяются четыре основные обстановки (среды) осадконакопления [sedimentary environments]: сухопутные (континентальные), береговые (прибрежные) или связанные с берегом [shore-related], мелководно-морские (шельфовые) и глубоководно-морские, причем каждой свойственны как специфическая комбинация агентов переноса осадков, так и определенный тип осадочных фаций.

Ю. П. Казанский (1983a) среды осадконакопления подразделяет на три группы (планетарные, провинциальные и зональные), причем среди провинциальных он выделяет континентальную и морскую; зональные же, по его мнению, располагаются на отдельных участках морского бассейна, а их классификация проводится им на основе представлений о так называемых ландшафтно-климатических и ландшафтно-динамических зонах (Попов и др., 1963). Эти зоны являются так называемыми областями седиментации, в которых формирование осадков (целиком или частично) происходит под влиянием динамики среды. Обычно, исходя из характера движения воды, выделяют три типа водной (морской) среды: колебательный, поступательный (с подтипами — устойчивый и прерывистый) и статический. Колебательные движения воды характеризуют зону, называемую волновой, устойчивые поступательные движения воды — течениями, прерывисто-поступательные — потоковую, статический режим — седиментационную.

В основу типизации зональных сред осадконакопления справедливо положены их параметры, наблюдающиеся в современных обстановках седиментации. По мнению Ю. П. Казанского (1983a), условия формирования осадков (их генетических типов) определяются конкретной комбинацией особенностей среды осадконакопления и источника осадочного материала.

Подразделение обстановки (зон) осадконакопления в морях и океанах обычно делается, исходя из удаленности от береговой линии и глубины, что определяет ту или иную динамичность среды седиментации в каждой зоне и подзоне. Так, Ю. П. Казанский (1983а) различает зоны: прибрежную (сочленение суши и моря), шельфовую, континентального склона и пелагическую; Э. Кросби (1974) выделяет неритовую, батияльную и абиссальную зоны.

Ю. П. Казанский (1983а) разграничивает две основные суперзоны морской (аллохтонной) седиментации: шельфовую и пелагическую, что, на наш взгляд, совершенно оправданно, поскольку работами последних лет обоснована специфичность наряду с пелагическим (собственно океанским) особого типа океанского седиментогенеза — осадочного процесса на материковых окраинах. Этот процесс отличается определяющим влиянием суши на процессы осадконакопления (Щербаков, 1980), активной динамикой среды седиментации (Лонгинов, 1973; Чистяков, Щербаков, 1984а; Щербаков, 1984). В связи с этим отмечаются формирование определенных типов осадков в зависимости от характера движения вещества в водной среде (Щербаков, 1982а), образование динамических аккумулятивных форм рельефа (Щербаков, Чистяков, 1983). Континентальная окраина является главнейшей областью накопления осадочного материала океанов (Чистяков, Щербаков, 1984б, 1985), областью так называемой лавинной седиментации (Лисицын, 1984). Она делится разными авторами на 3 или 4 части (зоны): шельф, континентальный склон и его подножие (Чистяков, Щербаков, 1984б), прибрежную и собственно шельфовую зоны, континентальный склон с подножием (Щербаков, Чистяков, 1983), верхнюю часть шельфа (береговую зону), внешний шельф, континентальный склон и его подножие (Лонгинов, 1980).

В литературе имеются довольно многочисленные классификации шельфов. В некоторых из них в основу положен в первую очередь батиметрический, а не динамический принцип. Так, например, выделяются зоны: литоральная, сублиторальная (с верхней и нижней подзонами), неритовая (с верхней и нижней подзонами), эпibatияльная (Справочник по литологии, 1983). Ряд исследователей, на наш взгляд, совершенно справедливо отделяет прибрежную часть шельфа от всей остальной. Так, В. В. Лонгинов и Н. В. Пыхов (1981) выделяют береговую зону и внешний шельф, А. А. Чистяков и Ф. А. Щербаков (1984а) — прибрежную зону и внешний шельф, В. П. Батулин (1947) — шельф прибрежный (с постоянным волновым воздействием) и открытый (с влиянием донных течений). А. Е. Смолдырев (1978) разграничивает прибрежные и собственно шельфовые осадки. Прибрежная зона (волновой аккумуляции) отделяется от остальной части шельфа и среди ландшафтно-геоморфологических зон (Чистяков и др., 1983). Дж. А. Черри (Cherry, 1966) различает на шельфе активную зону (с воздействием волн на дно) и неактивную, расположенную на большем удалении от берега.

Некоторые отечественные специалисты, исходя в основном из интенсивности динамических процессов, подразделяют шельф на три зоны: верхнюю (береговую), среднюю и нижнюю (Айбулатов и др., 1980; Айбулатов, 1982) или же на прибрежную (внутреннюю), центральную

(среднюю) и (внешнюю) периферическую (Гершанович, 1966). Близкие взгляды характерны и для ряда иностранных ученых. Так, в соответствии с характером среды седиментации Ч. Муэрсом (Moore, 1976) выделены три режима: прибрежный [nearshore regime], внутреннего шельфа [inner shelf regime] и внешнего шельфа [outer shelf regime]; они отличаются от океанского [oceanic regime], переходящего на континентальный склон. Б. Флемминг (Flemming, 1980) на шельфе Южной Африки различает прибрежную зону [nearshore zone], находящуюся в основном под воздействием волн, центральный шельф, испытывающий в основном влияние течений, и внешний шельф.

На наш взгляд, следует признать неудачной терминологию, использованную в некоторых отечественных справочных изданиях (Справочник по литологии, 1983): береговая зона (литораль) почему-то противопоставляется прибрежной зоне (подводному береговому склону).

В иностранной литературе классификация шельфа часто основывается на положении отметок высоких и низких приливов и отливов. Исходя из этого выделяются: супралиторальная, литоральная и сублиторальная (неритовая) зоны (Градзинский и др., 1980), подробно охарактеризованные в третьей главе. В. Т. Фролов (1984) к этим трем зонам седиментогенеза почему-то добавляет еще лагунную, на самом деле прямо не относящуюся к четкому ряду последовательно переходящих одна в другую приливо-отливных обстановок (зон).

Рассматриваемая в настоящей работе прибрежно-шельфовая, или прибрежная область морей и океанов (верхняя часть шельфа), является синонимом береговой зоны. Эта зона является сферой взаимодействия трех земных оболочек — гидросферы, литосферы и атмосферы, а также биосферы. Она характеризуется разнообразными и очень интенсивными процессами изменения рельефа и вещества литосферы, в основном под действием волн, специфичными формами рельефа и накоплением своеобразных толщ рыхлых отложений (Зенкович, 1962). Прибрежные отложения относятся к различным фациям, но в то же время — к одной динамической области седиментации, отличающейся сильными колебательными движениями вод (Рухин, 1947). В отличие от соседней нижележащей области шельфа здесь процессы перемещения рыхлого материала и его аккумуляции обусловлены волновыми процессами и действием сопутствующих им течений (Айбулатов и др., 1980; Айбулатов, 1982). Береговая зона отличается большой интенсивностью процессов перемещения осадочного материала, непрерывным его поступлением с суши, активной его дифференциацией (Долотов, 1971а; Лонгинов, 1973; Смолдырев, 1978), причем некоторые исследователи (Емельянов, 1980, 1984) рассматривают саму зону берег—море (литораль) и участки дна у ее нижней границы как своего рода барьерные (геохимические) зоны, характеризующиеся весьма интенсивными процессами гранулометрической и минералогической дифференциации осадков.

Специфической особенностью верхней, прибрежной, части шельфа считается также в целом «нормальное» распределение осадков на подводном береговом склоне — по убывающей с удалением от берега крупности (Леонтьев, 1963; Сафьянов, 1978; Айбулатов и др., 1980; Айбулатов, 1982).

В общем, прибрежная (береговая) зона морей и океанов вследствие поступления в нее осадочного материала с суши является важнейшей областью питания для нижележащих площадей дна и выполняет роль своеобразного фильтра этого материала (Лонгинов, 1973; Айбулатов и др., 1980; Айбулатов, 1982), поскольку более грубый материал задерживается здесь (Лонгинов, 1980; Емельянов, 1980), а более мелкий — выносится на большие глубины (Емельянов, 1980; Смолдырев, 1978).

В. В. Лонгинов и Н. В. Пыхов (1981) подчеркивают, что наиболее характерный, типичный для береговой зоны процесс разрушения волн и образования прибойного потока охватывает только верхнюю часть зоны и что трудно выделить какие-либо процессы, специфичные для ее нижней части. На наш взгляд, все-таки вполне правомерно выделение прибрежной (прибрежно-шельфовой, или береговой) зоны в качестве вполне самостоятельной крупной динамической обстановки рельефообразования и осадконакопления, обстановки, где изменения рельефа и состава осадков связаны с неперенным воздействием волн как непосредственным, так и связанных с ними течений или их прибойного потока. Критерий неперенности воздействия этого динамического фактора и является общим и обязательным для выделения рассматриваемой в настоящей работе прибрежной области шельфа.

В отношении же того, где проводить границу прибрежной (береговой) области, мнения очень разноречивы (Логвиненко и др., 1982), особенно относительно нижней (внешней) границы, которая, так же как и ширина области, значительно меняет свое положение в зависимости от силы волнения (Лонгинов, Пыхов, 1981).

Поскольку начало направленного воздействия волн на поверхность дна принято объяснять возникновением так называемой положительной асимметрии придонных волновых скоростей (обуславливающей возможность перемещения частиц в сторону уреза) по мере приближения к берегу волн открытого моря, то за внешнюю границу береговой зоны может приниматься глубина, равная 10—12-ти высотам волн (Лонгинов, Пыхов, 1981); эту границу предлагается проводить также по глубинам, равным $1/3$ длины волны наиболее крупных штормовых волн (Лонгинов, 1973), $1/4$ этой величины (Шепард, 1969) или $1/2$ (Зенкович, 1962) такой же длины волны. Предпринимались попытки проводить границу зоны и по некоторым литологическим критериям: по окончанию полосы сортированного осадочного материала (Лонгинов, Пыхов, 1981) или по началу полосы постоянного залегания илистых отложений, хотя их распространение в большой степени зависит от источников осадочного материала (Лонгинов, 1973). Иногда внешнюю границу прибрежной зоны пытаются устанавливать по морфологическим признакам: уклонам дна и обратимым его изменениям (Лонгинов, Пыхов, 1981), наличию деформаций рельефа и рифелей на поверхности дна (Шуйский, 1977). Интересна точка зрения Ю. Д. Шуйского (1977), считающего, что достаточно надежно эту границу можно проводить по глубине, на которой, согласно расчетам величин скоростей придонных волновых движений (исходя из параметров наиболее сильных волнений), возможно начало перемещения материала с характерной для данного подводного склона гидравлической

крупностью (с учетом поправки для песчаных побережий на направление и силу прибрежных течений). По мнению Ф. А. Щербакова и А. А. Чистякова (1983), нижнюю, внешнюю, или морскую [lower, outer, seaward], границу прибрежной зоны следует проводить там, где чисто волновые процессы перестают быть ведущим фактором рельефо- и осадкообразования. Однако установить это весьма трудно, и поэтому автором настоящей работы принимается иная точка зрения, о чем будет сказано дальше.

Конкретные величины глубин, характеризующих внешнюю границу прибрежной области, очень сильно отличаются в различных бассейнах, а если принимать за них глубины максимального воздействия волн (в том числе и малой повторяемости), то они могут достигать очень больших значений, например на Черном море: в западной его части — 85 м (Друщиц, 1981), в северо-западной — 88 м, в северо-восточной — около 100 м (Айбулатов, 1982). Г. А. Сафьянов (1978) на основе анализа массива фактических данных считает, что морскую границу береговой зоны в районах с интенсивным волновым воздействием следует проводить на глубине около 60 м, и в то же время, по его мнению, в умеренных и высоких широтах обоих полушарий по сути дела основная часть поверхности шельфа является береговой зоной. Близкой точки зрения придерживается и Н. А. Айбулатов (1985), считающий, что весь шельф является по сути дела зоной воздействия волн: верхняя ее часть — волнения любой силы, средняя — значительных и сильных волнений, нижняя — только сильных волнений.

Нет единого мнения и относительно того, где проводить внутреннюю, или обращенную к суше [inner, landward] границу прибрежной области, но все же большинство отечественных и зарубежных исследователей проводит ее по линии максимального заплеска наиболее крупных волн (Зенкович, 1962; Логвиненко и др., 1982; Friedman, Sanders, 1978). Такой точки зрения придерживается и автор настоящей работы.

§ 2. ТИПЫ РЕЖИМА ВОДНОГО ПОТОКА, ДОННЫХ ФОРМ И СЛОИСТОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

К важнейшим факторам, определяющим характер седиментационных процессов и распределение осадков в водной среде, обычно относят энергию этой среды, кинематическую энергию движения воды (Градзинский и др., 1980). Энергия водного потока, будучи ведущим фактором осадкообразования, определяет как гранулометрический состав осадков, так и возможность появления и характер возникающих на поверхности дна форм рельефа (Шванов, 1969). Процессы, обусловленные поступлением энергии из водной толщи и связанные с перемещением материала, вызываемым движениями воды в придонном слое, В. В. Лонгинов (1973) называет гидрогенными.

Вначале очень кратко рассмотрим типы динамических обстановок, которые могут встречаться в водной (морской) среде, существующие взгляды отечественных и зарубежных специалистов относительно зависимостей между типом режима водного потока (т. е. силой и характером динамического фактора, агента), способом переноса осадочного

материала в нем, возникающими донными формами рельефа и типами образующейся слоистости отложений.

С точки зрения динамических условий формирования толщи отложений, приводящих к возникновению определенных характерных их признаков, принято выделять среды с ламинарным, поступательным турбулентным и колебательным движениями (Рухин, 1947) или же неподвижную или слабо подвижную, умеренноподвижную и подвижную (Шванов, 1969).

За рубежом среди седиментологов широкое распространение получила так называемая концепция режима потока, согласно которой существует определенная последовательность возникновения форм рельефа на поверхности несвязного материала по мере увеличения скорости водного потока (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976). Обычно принято выделять (Friedman, Sanders, 1978) три типа такого потока: низший [lower-flow], переходный [transitional stage flow] и высший [upper-flow], причем термины «низший» и «высший» используются для отражения динамических условий с низшими (самыми низкими) и высшими (наиболее высокими) значениями придонных скоростей воды.

По мнению Д. Р. Симонса, Э. В. Ричардсона и С. Ф. Нордина (Simons et al., 1965), при низшем режиме потока по мере усиления его скорости после стадии с плоским дном [flat bed], когда только отдельные частицы приходят в движение, обычно последовательно возникают: рифели, или знаки ряби [ripples], затем рифели с песчаными волнами [ripples with sand waves] и, наконец, песчаные волны [sand waves] без рифелей. В то же время характер поверхности дна, последовательность возникновения определенных форм рельефа находятся в большой степени зависимости от крупности рыхлого материала (Allen, 1970; Davidson-Arnott, Greenwood, 1976).

При переходном режиме (от низшего к высшему) формируются так называемые размытые песчаные волны [washed-out sand waves], а в условиях высшего режима водного потока по мере увеличения его скорости дно сначала становится плоским [flat bed], когда многие твердые частицы на донной поверхности начинают двигаться (отмечается их массовое перемещение), а затем возникают так называемые антидюны (Simons et al., 1965).

В природных условиях при доминировании волнового воздействия в придонном слое воды обычно различают (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976) два типа динамических обстановок — режимы симметричного и асимметричного колебательных потоков [symmetric и asymmetric oscillatory flows regimes], которые сменяют друг друга при переходе от больших глубин к меньшим по мере приближения волн к берегу. При увеличении скорости потока (симметричных колебательных волновых движений) существует такая последовательность стадий: отсутствие какого-либо движения — рифели — плоское дно [plane bed]. Возрастание скоростей асимметричных колебательных движений воды в придонном слое приводит к тому, что вначале возникают рифели, затем мегарифели в форме полумесяца, или лунообразные [lunate megaripples] и, наконец, формируется плоская поверхность дна [plane bed]. Когда же в придонном слое водной толщи возникают и однонаправленные потоки воды [unidirectional

[flows], обусловленные течениями, то по мере увеличения скорости течения последовательность возникновения форм рельефа почти такая же, как и в случае асимметричных колебательных придонных движений воды, но должны образовываться мегарифели не в форме полумесяца, а простой формы. Наблюдения Н. А. Айбулатова (1963) в береговой зоне Черного моря также свидетельствуют о закономерном изменении интенсивности перемещения рыхлого материала и характера поверхности дна по мере усиления волнового режима, с переходом от фазы линейных микроформ типа волновой ряби к фазе трехмерных образований типа подводных барханов и, наконец, к гладкой фазе (плоского выровненного дна).

Более или менее общим правилом считается (Friedman, Sanders, 1978), что рифели, медленно мигрирующие вниз по потоку, обычно образуются при скоростях водного потока порядка 0,2 м/с и наличии мелкозернистого песка, который в верхней части слоя переходит в общее движение; с увеличением скорости потока примерно до 0,5 м/с рифели сменяются песчаными волнами. При еще больших скоростях придонных движений воды, обуславливающих быстрое перемещение твердых частиц, отмечается формирование ровных слоев, или покровов [flat sheets], или же — плоского (гладкого) дна [plane bed]. С дальнейшим возрастанием скорости потока, в условиях продолжающегося передвижения частиц вниз по потоку, возникают донные формы, называемые антидюнами [antidunes], для которых характерна миграция против общего направления водного потока [upcurrent].

Широко встречающиеся в природных условиях рифели обычно подразделяют (Градзинский и др., 1980) на три группы: рифели течений [current ripples], волновые рифели [wave ripples] и комбинированные рифели, или смешанного происхождения [combined-flow ripples].

Для рифелей течений характерно наличие крутого склона на стороне, обращенной вниз по течению (Шванов, 1969), т. е. их ярко выраженная асимметрия (Градзинский и др., 1980). Волновые рифели [wave, или oscillation ripples] могут быть симметричными или асимметричными; они отличаются параллельными прямолинейными или очень полого изогнутыми гребнями (Allen, 1982a). Рифели, связанные с совместным воздействием волновых колебательных движений и течений, отличаются или асимметричностью гребней, или их округлыми очертаниями (Füchtbauer, 1974).

В отношении динамических условий, которые приводят к формированию того или иного типа слоистости в водной среде, в литературе имеются очень разноречивые мнения. В наиболее общем виде существующие зависимости между характером водного потока, рельефа поверхности дна и образующейся слоистости, на наш взгляд, можно было бы суммировать таким образом.

Несмотря на очень большое разнообразие форм слоистости, их, видимо, следовало бы в первую очередь разделять на две большие группы: горизонтальную и наклонную [horizontal lamination и inclined stratification (inclined bedding)].

Плоскостная, или горизонтальная, параллельная слоистость [planar parallel lamination, или horizontal parallel lamination] формируется главным образом при относительно высоких скоростях колебательно-

го потока на плоской поверхности дна (Clifton, 1976). В то же время, как подчеркивается Г. Э. Рейнеком (Reineck, 1967), горизонтально-слоистые пески образуются и после того, как высоко турбулизирующая водная толща успокаивается и происходит осаждение взвешенного в ней материала; кроме того, этот автор считает, что при небольших скоростях движений воды в придонном слое не менее характерно формирование тонкой горизонтальной слоистости со слоями алевритового и глинистого материала [horizontal silty-clayer lamellae]. К этой же группе горизонтальной слоистости, очевидно, следует отнести и волнистую слоистость [wavy bedding], когда рифели захороняются тонким осадочным материалом (Градзинский и др., 1980).

К большой группе наклонной слоистости относятся главным образом различные виды косой, диагональной, или перекрестной, слоистости [cross-stratification, cross-bedding], создающиеся в различных динамических обстановках, но особенно характерно образование такой слоистости на склонах мигрирующих форм рельефа, с наклоном слоев, совпадающим с направлением потока воды (Градзинский и др., 1980). Среди типов слоистости данной группы польскими специалистами выделяются виды: пластовая, пластообразная, или плитообразная [tabular], мульдообразная, или желобообразная [trough], клиновидная, или клинообразная [wedge-shaped] и др.

Масштаб слоистости (мощность отдельных слоев и серий, а также их протяженность) целиком и полностью определяется размерами форм донного рельефа, которые они слагают. Так, в результате миграции рогообразных рифелей [cusped ripples] образуется мелкая мульдообразная косая слоистость [small-scale trough cross-stratification], при смещении рогообразных мегарифелей — слоистость того же типа, но крупная [large-scale trough cross-stratification] (Boothroyd, 1978). В результате перемещения довольно крупных мегарифелей в форме полумесяца [lunate megaripples] обычно формируется слоистость «передовой» части среднего масштаба [medium-scale foreset bedding] (Clifton, 1976). Миграция песчаных волн приводит к образованию крупных пластообразных косых серий [tabular cross-bed sets] (McLane, 1982).

Резкие изменения в динамических условиях и подаче осадочного материала приводят к формированию таких типов слоистости, как линзовидная [lenticular bedding] или флазерная [flaser bedding] (Reineck, 1967; Градзинский и др., 1980).

§ 3. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ, СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ В ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ

Выше отмечалось, что прибрежная (или прибрежно-шельфовая) область рассматривается как часть шельфа, которая испытывает неизменное воздействие волн разной степени интенсивности, и границы ее определяются пределами максимального проявления наиболее сильных штормовых регулярно из года в год повторяющихся волнений. При этом за верхнюю границу принимается обычно выделяемая так называемая линия макси-

мального заплеска наиболее крупных волн на пляже (Зенкович, 1962), а за нижнюю — нормальная волновая база [normal wave base, или fair weather base], т. е. внешняя граница воздействия этих же наиболее крупных волн, относящихся к регулярно повторяющимся волновым режимам. Иначе говоря, внешнюю (морскую) границу, на наш взгляд, следует проводить там, где придонные волновые движения достигают таких значений (при максимальных из года в год повторяющихся волнениях), что наряду с течениями эти движения становятся способными к рельефо- и осадкообразующему эффекту: сдвинуть или поднять вверх, в водную толщу, твердые частицы определенной крупности, создавая при этом эрозионные и аккумулятивные формы рельефа, обуславливая перемещение и перераспределение (дифференциацию) осадков и формирование определенных текстурных признаков отложений. Наша точка зрения, таким образом, отличается от упоминавшихся выше взглядов Ф. А. Щербакова и А. А. Чистякова (1983), считающих, что повсюду в прибрежной зоне (области) ведущая роль принадлежит волновым процессам и совпадает со взглядами Н. Г. Патык-Кары и К. В. Яблокова (1985), выделяющих зону преимущественного проявления неволновых факторов. Необходимо еще подчеркнуть, что даже при одних и тех же волновых параметрах это в общем не линия, а полоса, поскольку крупность донных осадков не бывает совершенно одинаковой, и движение частиц различной крупности начинается при разных скоростях придонных движений воды, не говоря уже об условиях меняющихся параметров волн (в течение даже одного и того же волнового периода).

В то же время необходимо сразу же подчеркнуть и то, что эпизодически проявляющиеся воздействия экстремальных волновых режимов (малой повторяемости), обусловленных ветрами ураганной силы и относящихся уже к разряду катастрофических, экстраординарных природных явлений, существенно расширяют прибрежную (в нашем понимании) область шельфа. В связи с этим Н. Г. Патык-Кара и К. В. Яблоков (1985) выделяют литодинамическую зону экстремального волнового воздействия. При этом расширение сферы влияния волн прослеживается как вниз по профилю, иногда до очень значительных глубин с захватом временами, по мнению некоторых специалистов (Айбулатов, 1985), чуть ли не всей ширины континентального шельфа внутренних морей, так и вверх по профилю, в надводной его части. Проявления подобных волновых воздействий будут рассматриваться отдельно, в следующей главе, поскольку они относятся к динамическим обстановкам, связанным с существенным изменением уровня водного бассейна.

Вначале проанализируем общий характер проявления основных гидродинамических факторов, действующих в прибрежной области отменных песчаных побережий, т. е. в обстановках, в которых и происходит формирование толщи прибрежных отложений. При этом анализ проводится в зависимости от общей энергии этих факторов, относительной роли волн и течений; анализируются также результаты их воздействия в разных частях профиля: характер создаваемых форм рельефа, дифференциации поверхностных осадков и слоистости в толще прибрежных отложений.

Когда волны открытого моря по мере приближения к берегу начинают

испытывать трение о дно, то волновые колебательные движения распространяются до самого дна, а орбиты, описываемые частицами воды, становятся эллиптическими. Чем ближе ко дну, тем они делаются более плоскими, а у самого дна частицы воды совершают колебательные движения в направлении луча волны параллельно донной поверхности. Благодаря тормозящему влиянию дна наблюдается деформация волн; асимметрии ее формы соответствует асимметрия волновых движений во всей толще воды. В придонном слое неравенство прямых (в сторону берега) и обратных (в сторону открытого моря) скоростей приводит к неравенству прямолинейных отрезков путей возвратно-поступательного движения частиц к берегу и в противоположном направлении. По мере продвижения волны к берегу придонные скорости могут уже оказаться достаточными для начала движения частиц, лежащих на дне, т. е. начинается воздействие волн на поверхность подводного берегового склона (профиля прибрежной области). Наряду с деформацией волны имеет место и трансформация (перераспределение) волновой энергии. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что в этой самой нижней части профиля прибрежной области волновые движения, как правило, еще не становятся главным гидродинамическим фактором, а им являются разного рода течения, в первую очередь дрейфовые (Долотов и др., 1982а).

По мере же дальнейшего продвижения волн к берегу, усиления их деформации и уменьшения глубин доминирующее положение постепенно переходит к волновым колебательным движениям воды ввиду существенного возрастания их скоростей при перераспределении энергии в водной толще меньшей мощности. Интенсивная деформация волн приводит к существенному гашению волновой энергии, однократному или многократному разрушению (разбиванию) волн, к высокой турбулентности водной толщи и общей высокой динамичности среды этой части прибрежной области. Здесь возникают различные волновые течения; в результате перестройки волн образуются так называемые волны перемещения. После же окончательного разрушения волн формируется плоский турбулентный поток воды — поток заплеска волн.

Приведенная самая общая и упрощенная картина динамики вод в прибрежной области свидетельствует об уменьшении роли волн и общей роли волн и течений по мере удаления от берега (Reineck, 1967; Градзинский и др., 1980).

Изменение общей энергии среды рельефообразования и осадконакопления, относительной роли отдельных гидродинамических факторов по профилю находит четкое отражение в типах донного рельефа, донных формах.

Так, в целом для прибрежной области признается характерным доминирование волновых рифелей, однако в то же время подчеркивается распространенность рифелей течений и комбинированных, созданных волнами и течениями (Davis, 1978). Характерной считается последовательная смена по направлению к берегу симметричных рифелей асимметричными (Komar, 1976а; Clifton, 1976; Friedman, Sanders, 1978), причем их асимметричность связывается как с асимметрией придонных волновых движений, так и с их сложным характером, образованием как с участием течений, так и волновых движений (Komar, 1976а).

Для участков подводного профиля, отличающихся наиболее интенсивными движениями вод, в зоне максимальной деформации и разрушения волн типичного отмелого побережья (при определенных условиях) характерно формирование крупных донных форм рельефа типа подводных валов и ложбин разного типа (в том числе прибрежных валов или баров, в непосредственной близости от уреза). В этой части прибрежной области в условиях очень высокой динамичности среды — разрушающихся волн и сопутствующих этому процессу плоских потоков воды и сильных течений — отмечается характерное образование подводных дюн и участков плоского дна (Davis, 1978). Некоторые исследователи (Friedman, Sanders, 1978) для высокодинамичных обстановок этой части профиля считают характерным образование крупных донных форм типа песчаных волн.

В условиях динамических обстановок прибойного потока (потока заплеска волн), отличающихся высокой энергией, на пляже создаются разнообразные формы рельефа, в том числе такие крупные, как штормовые береговые валы.

Изложенный материал свидетельствует о том, что ввиду отмеченной неоднородности прибрежной области как по проявлению гидродинамических факторов (течения, колебательные волновые движения, плоский поток заплеска волн), так и по строению ее отдельных участков вряд ли оправдано отнесение всей прибрежной области к единому генетическому типу волнового рельефа и волновых отложений (Щербаков, Чистяков, 1983; Чистяков и др., 1983).

В общем распределении поверхностных осадков по крупности также ощущается четкая зависимость от общего уровня энергии (динамичности среды и особенностей проявления гидродинамических факторов). Наиболее тонкий (часто алеврито-мелкопесчаный) материал характерен для наиболее глубоких и спокойных удаленных от берега частей прибрежной области (Ульст, 1970; Долотов и др., 1982а; Чистяков и др., 1983). В зоне разрушающихся волн, отличающейся высокой энергией процессов, отмечается сложная картина распределения осадочного материала по гранулометрическому составу. Наибольшая крупность его при плохой сортированности из-за высокого содержания крупных разностей осадков обычно прослеживается на дне у основания разрушающихся волн [plunge point of breaking waves] с уменьшением крупности материала как к берегу, так и в сторону открытого моря (Komat, 1976а). Считается (Miller, Zeigler, 1958), что наилучшая сортированность осадков характерна для зоны разрушения волн [breaker zone].

Не менее четкие зависимости существуют также между характером проявления гидродинамических факторов (течений, волновых колебательных движений, прибойного потока) и типом слоистости отложений. С усложнением движений водной толщи отмечается общий переход от доминирования тонкослоистых отложений к косой слоистости с широким диапазоном углов наклона слоев на подводном склоне (Рейнек, Сингх, 1981) и к специфической слоистости в области действия плоского потока заплеска волн.

§ 4. ОБЩАЯ СХЕМА ПОПЕРЕЧНОГО И ВДОЛЬБЕРЕГОВОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВОДЫ И РЫХЛОГО МАТЕРИАЛА НА ПОДВОДНОМ БЕРЕГОВОМ СКЛОНЕ ОТМЕЛОГО ПЕСЧАНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Выделить в природе отдельно поперечное (по отношению к береговой линии), перпендикулярное изобатам, и вдольбереговое перемещения воды и твердых частиц затруднительно, поскольку оба вида движения существуют даже при нормальном (поперечном к берегу) подходе волн (Лонгинов, Пыхов, 1981).

К поперечному перемещению принято относить (Сафьянов, 1978) движение воды и рыхлого материала под воздействием придонных волновых скоростей, векторы которых направлены под прямым углом к берегу. Волновой перенос (с положительной асимметрией волновых движений, обуславливающих перемещение материала в сторону уреза) по направлению соответствует лучу волны (Лонгинов, Пыхов, 1981), а направление преобладающего переноса масс песчаного материала волновым потоком совпадает с направлением переноса воды в придонном слое (Лонгинов, 1964). В то же время к поперечным перемещениям, безусловно, следует относить и компенсационный перенос (отток) нагонных (к берегу) вод (и соответственно перемещение осадочного материала) в придонном слое в сторону моря в виде противотечения и разрывного течения (Сафьянов, 1978), причем движения компенсационных струй часто захватывают всю толщу воды (Лонгинов, 1964).

Основным условием для развития вдольберегового перемещения воды и осадков в чистом виде является косой подход волн к берегу по всей ширине подводного берегового склона и возникновение течений, параллельных береговой линии (Лонгинов, 1963), что происходит только при непараллельности фронта волны и изобат, а также наличии вдольбереговой составляющей волнового переноса мористее зоны разрушения (Лонгинов, Пыхов, 1981).

Советские ученые отводят большую роль во взвешивании рыхлого материала и переносе в таком состоянии очень значительных масс песка действию волновых течений (Зенкович, 1946а, 1962; Кнапс, 1959; и др.). Зарубежными специалистами также обращается внимание на их большую роль (Котар, 1976в), причем отмечается, что скорости вдольбереговых течений могут превышать скорости волновых движений воды в поперечном направлении (Ингл, 1971; Hunter et al., 1979).

На основе имеющихся в литературе противоречивых сведений и высказываний, сделаем попытку суммировать современные представления о движении воды и осадочного материала прибрежной области отмелого песчаного побережья под влиянием волн и течений.

В целом считается, что в зоне трансформации волн (по нашей терминологии) мористее зоны их разрушения должен преобладать перенос воды и тонкозернистых осадков (во взвеси) в сторону открытого моря (Лонгинов, 1954), причем при затухании волнения отмечается постепенное осаждение взвешенного материала. В работе же Дж. Ингла (1971) приводятся сведения о том, что судя по природным наблюдениям, в этой зоне преобладает общий относительно медленный перенос

воды и осадков как в сторону уреза, так и параллельно береговой линии. Согласно В. В. Лонгинову (1963), направление и величина итогового перемещения твердых частиц в прибрежной зоне зависит от знака и величины так называемого суммарного импульса. Последний определяется скоростями придонных прямых и обратных волновых движений, а также временем их действия в той или иной точке профиля. Положительный суммарный импульс обуславливает перемещение материала определенной крупности к берегу, отрицательный — в обратную сторону. В рассматриваемой зоне по мере движения (и приближения) к зоне разрушения волн вначале отмечается увеличение переноса воды у дна в сторону берега в связи с нарастанием положительных суммарных импульсов, обуславливающих перемещение водных масс в этом направлении (Лонгинов, 1963), а соответственно и непрерывное увеличение интенсивности переноса песчаного материала в сторону уреза (Лонгинов, 1964). Однако этому итоговому перемещению противодействует поток компенсационных масс воды, направленный против луча волны в сторону открытого моря (Лонгинов, 1964). В конечном итоге с приближением к зоне разрушения (по мере возрастания роли компенсационного потока) это постепенно приводит к преобладанию отрицательных суммарных импульсов придонных волновых движений, обуславливающих перемещение воды и осадочного материала в море, несмотря на продолжающийся рост относительной высоты волны — отношения реальной высоты волны к глубине в точке измерения (Лонгинов, 1963). На значительную роль этого обратного потока [return flow] на участках дна мористее зоны разрушения акцентируют внимание и зарубежные специалисты (Swift, 1976a).

В случае взаимодействия прямого волнового переноса воды с компенсационным, направленным под углом к нему, образуются вдольбереговые течения и соответственно — полоса дна с четко выраженным вдольбереговым перемещением воды и рыхлого материала (Лонгинов, 1964). Возникая при косом подходе волн, эта зона подводного берегового склона отличается от расположенных ближе к берегу гораздо меньшей турбулентностью водной толщи, меньшими скоростями придонных движений и, следовательно, менее благоприятными условиями для перехода осадков во взвесь (Лонгинов, Пыхов, 1981).

Зона разрушения волн отличается очень высокой турбулентностью водной толщи, интенсивным взвешиванием более мелкого материала и выносом его из этой зоны как в сторону моря, так и к берегу, хотя более крупные частицы остаются на месте (Лонгинов, 1954; Miller, Zeigler, 1958; Айбулатов, Орлова, 1964; Ингл, 1971; Смолдырев, 1978). По мнению Дж. Ингла (1971), зона разрушения волн является своего рода «непропуском» для обмена относительно крупными твердыми частицами между зонами, расположенными от нее дальше в море и ближе к берегу.

В непосредственной близости от зоны разрушения в сторону уреза, как считает Дж. Ингл (1971), отмечается преобладание перемещения материала в сторону моря, объясняющееся им втягиванием, подтягиванием осадков к бурунной зоне (так же как и с морской стороны этой зоны). По мнению В. В. Лонгинова (1964), в случае косого подхода волн в полосе дна, располагающейся ближе к берегу по от-

ношению к каждой зоне разрушения волн, развиваются сильные вдольбереговые течения, достигающие скоростей порядка 1 м/с во всей толще воды. Здесь должна образовываться полоса с максимальной интенсивностью вдольберегового перемещения рыхлого материала, создающая своеобразный коридор между двумя соседними зонами разрушения. Интенсивность же поперечного волнового переноса к берегу на участках дна между этими зонами по сравнению с самими зонами резко уменьшается (Смолдырев, 1978). С этим связано и отмечающееся общее уменьшение крупности донных осадков в направлении уреза от зоны разрушения (Miller, Zeigler, 1964). По мнению В. В. Лонгинова (1964), в сторону берега прослеживается участок, характеризующийся затуханием вдольбереговых течений, что, возможно, следует объяснить изменением (усилением) относительной роли волнового переноса по сравнению с ролью вдольбереговых течений из-за перестройки волн в ложбине при переходе от ее оси к внутреннему (береговому) склону (Hunter et al., 1979). Дело в том, что после разрушения волны, как отмечалось, возникают так называемые волны перемещения (Ингл, 1971). С движением этих вторичных (или остаточных) волн в сторону уреза связано возрастание волновых скоростей в придонном слое воды и соответственно интенсивности перемещения песчаного материала в этом направлении.

Вместе с тем существует мнение (Лонгинов, 1964), что в целом для участков дна, располагающихся ближе к берегу от зоны разрушения волн, характерна наибольшая по сравнению с другими участками профиля дна роль в переносе песка вдольбереговых течений. Можно признать справедливой и точку зрения Дж. Ингла (1971), что эта, по его терминологии, приборная зона является главным образом областью транзита рыхлого материала. Она служит также и областью питания характерных для отмелых побережий разрывных течений (Лонгинов, 1964). Согласно природным наблюдениям Н. А. Айбулатова и Г. А. Орловой (1964), после окончательного разрушения волны вблизи уреза более крупный материал перемещался в сторону последнего, а более мелкий — в море. В результате компенсационного оттока нагонных вод от берега массы тонкого материала или возвращаются к одной из зон разрушения волн или же выносятся дальше в море от всех таких зон в зону трансформации волн (Miller, Zeigler, 1964).

В результате всего изложенного обнаруживается, что на подводном склоне отмелого песчаного берега (рис. 1) можно выделить 5 участков, характеризующихся разной относительной ролью основных гидродинамических факторов, определяющих динамические обстановки рельефообразования и осадконакопления: с одной стороны, волновых колебательных движений воды и, с другой — поступательных одноподвиженных водных потоков (течений, связанных с волнением). При этом другие виды течений, кроме волновых, в расчет не принимались.

Три участка дна, характеризующиеся большим влиянием волновых движений по сравнению с волновыми течениями и расположенные в приурезовой зоне (вблизи окончательного разрушения волн), на подводном валу, в районе частичного разрушения волн, и в нижней части зоны трансформации волн отличаются интенсивным вертикальным

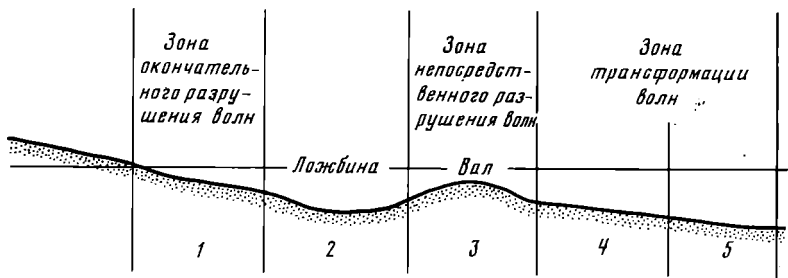


Рис. 1. Относительная роль воздействия волновых колебательных движений и волновых течений на различных участках профиля отмелого песчаного побережья
 1, 3, 5 — участки с преобладанием волновых колебательных движений воды; 2, 4 — участки с преобладанием поступательных движений воды (течений, связанных с волнением)

переносом (взвешиванием) донных осадков в условиях высокой турбулентности водной толщи и существенным горизонтальным волновым переносом воды и осадочного материала. Два участка подводного склона, отличающиеся большим воздействием волновых течений, чем волновых движений, характеризуются достаточно интенсивным горизонтальным переносом воды и осадков (в основном во взвешенном состоянии) в однонаправленном поступательном потоке.

Вдольбереговое перемещение рыхлого материала в природе осуществляется довольно часто и в существенно более крупных масштабах в виде вдольбереговых потоков наносов — итогового однозначного перемещения масс рыхлого материала, представляющего собой алгебраическую сумму отдельных их подвижек за длительный период времени (Зенкович, 1962).

Обычно поток наносов представляет собой природную систему разного масштаба, в которой (наиболее типичный случай — при питании за счет продуктов абразии) обычно можно выделить участок зарождения потока, отличающийся повышенной его емкостью (количеством рыхлого материала, способного перемещаться вдоль берега под воздействием волн и течений в единицу времени), участок транзита (переноса этого материала) и участок падения емкости потока наносов, сопровождающегося разгрузкой, аккумуляцией переносимого материала.

Наиболее четко особенности таких трех участков на отмелем побережье сформулированы в работе В. Л. Болдырева (1966). Судя по данным, приведенным в ней, можно считать, что для участка начала потока, повышенной емкости (размываемого) характерно: узкий пляж, значительные уклоны подводного склона, небольшое число валов (1—2), значительная крупность обломочного материала на дне и берегу (из-за расположения вблизи самого источника питания потока наносов и выноса тонких частиц) и отсюда довольно плохая сортированность, повышенное содержание более тяжелых минералов (таких, как рудные, гранат и др.) в условиях выноса более легких. Участок падения емкости потока (аккумуляции осадочного материала) по сравнению с размываемым участком обычно характеризуется более широким пляжем, увели-

чением числа валов (до 4—5), уменьшением общей крупности рыхлого материала и улучшением его сортированности, повышением содержания более легких из минералов тяжелой подфракции (таких, как амфиболы).

По мнению П. Д. Комара (Комар, 1976а), дифференциация осадочного материала по крупности в процессе вдольберегового перемещения объясняется изменением энергии волнения, неодинаковыми скоростями перемещения частиц различной размерности, что обуславливает селективность такого вдольберегового переноса (более крупные частицы переносятся недалеко от источника или остаются на месте, тогда как тонкий материал переносится с максимальными скоростями).

§ 5. ЗОНАЛЬНОСТЬ ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ

Теперь вкратце остановимся на существующих классификациях прибрежной области, разделении ее на зоны и подзоны.

В зарубежной литературе нижнюю, наиболее удаленную от береговой линии часть прибрежной области, находящуюся в сфере деятельности трансформирующихся волн, в целом ряде случаев называют *offshore* — зоной открытого моря, или внешней, причем обычно началом ее (со стороны берега) считают внешнюю границу зоны подводных валов (рис. 2, а, б, д). В то же время часто под термином «*offshore*» подразумевают зону, находящуюся уже за пределами прибрежной области, т. е. ниже по профилю, чем нормальная волновая база, которая является глубиной воздействия на дно максимальных из регулярно повторяющихся волнений (Reineck, Singh, 1973), а нижнюю (внешнюю) часть прибрежной области (в некоторых случаях глубже зоны разрушающихся волн) называют *shoreface*, т. е. зоной, обращенной к берегу, или фасадом берега (рис. 2, в, е).

Верхнюю часть прибрежной области, находящуюся в сфере деятельности разрушающихся волн и прибойного потока, обычно принято называть прибрежной зоной [*nearshore zone*] (см. рис. 2, а), или берегом [*shore*, или *beach*] (см. рис. 2, в, г, д). В этой зоне обычно выделяют две подзоны: предбрежье [*foreshore*] и тыльную часть берега [*backshore*] (см. рис. 2, г, д), причем некоторые исследователи (Brenninkmeyer, 1976) этим подзонам как элементам рельефа дают еще другие названия: соответственно тыльная часть берега [*backbeach*] и фасад берега, или предбрежье [*beachface*]; в этом случае всю нижележащую часть прибрежной области называют зоной, обращенной к берегу, или фасадом берега [*shoreface*] (см. рис. 2, д).

В соответствии с характером гидродинамического режима в верхней части прибрежной области шельфа обычно за рубежом принято выделять три подзоны (см. рис. 2, а, б, в, ж, з, и): 1) зону разбивания волн, зону бурунов, или бурунную [*breaker zone*], 2) прибойную зону [*surf zone*] с волнами перемещения [*translational waves*, или *bores*], образующимися в результате разрушения и перестройки волн открытого моря, и 3) зону заплеска, или потока заплеска волн [*swash zone*], причем между прибойной зоной и зоной заплеска иногда (Ingle, 1966) выделяют еще переходную [*transition zone*] (см. рис. 2, б).

Некоторыми иностранными специалистами (Градинский и др.,

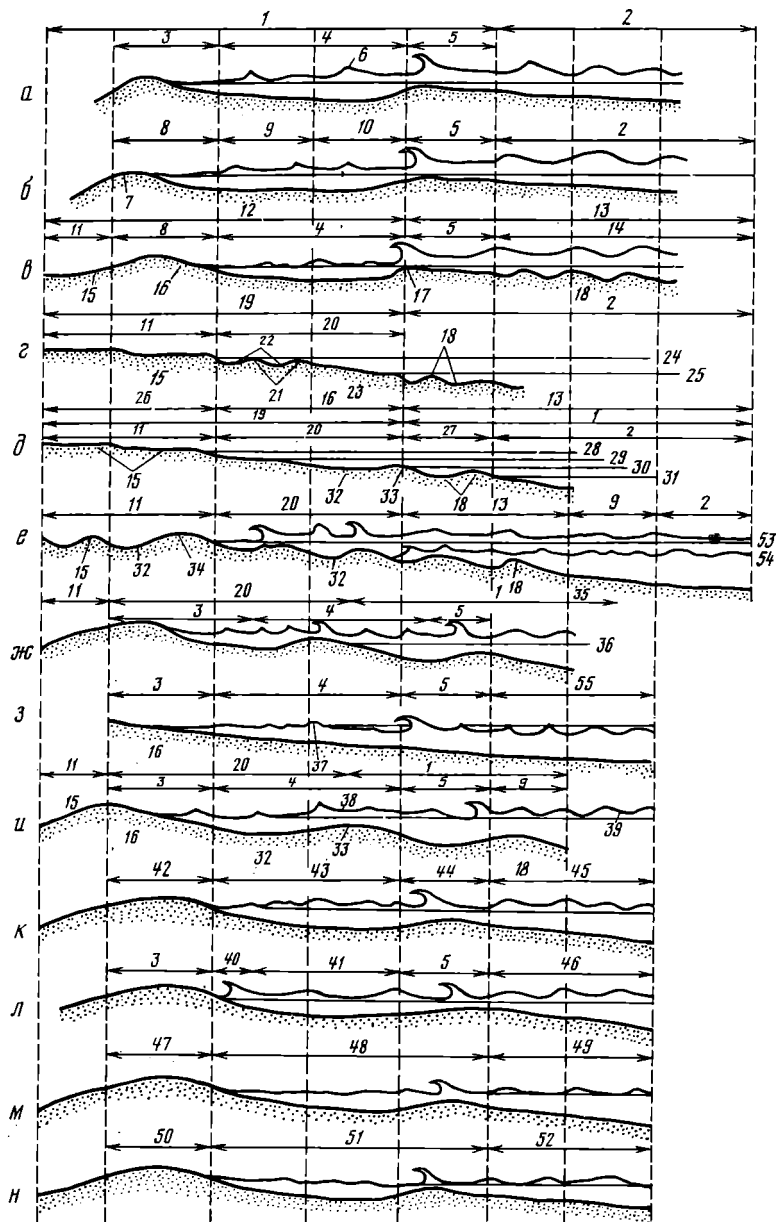


Рис. 2. Зональность прибрежной области морей и океанов

a — по Комару (Komar, 1976a); *б* — по Инглу (Ingle, 1966); *в* — по Фридману и Сандерсу (Friedman, Sanders, 1978); *г* — по Вольфу (Wolf, 1973); *д* — по Бренникмейеру (Brennikmeyer, 1976); *е* — по Рейнеку и Сингху (Reineck, Singh, 1973); *ж* — по Дэвису (Davis, 1978); *з* — по Эллиотту (Elliott, 1978); *и* — по Коста и Бэйкеру (Costa, Baker, 1981); *к* — по Р. Градзинскому и др. (1980); *л* — по Павлюк (Pawluk,

1980) предлагается подразделять прибрежную область на четыре зоны (см. рис. 2, к): 1) колебательных волновых движений, 2) разрушения волн, 3) поступательных движений воды (бурунов) и 4) потока заплеска; или же предлагается (Pawluk, 1986) выделять не четыре, а пять динамических зон (см. рис. 2, л): 1) первоначальной трансформации волн и деформации перестроенных волн [initial transformation and deformation of restored waves], 2) разрушения [breaking], 3) перестройки [restoration], 4) окончательного разрушения волн [final breaking], 5) потока заплеска [swash].

Советскими специалистами в последнее время в прибрежной области принято различать три зоны (или подзоны), отличающиеся одна от другой гидродинамическим режимом и особенностями отложений (Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1984а): 1) область подходящих с моря волн (внешняя подзона), 2) подзона начального разрушения (забуруни-

1986); м — по Ф. А. Щербакову (1983), А. А. Чистякову и Ф. А. Щербакову (1984а); ю — по Ф. А. Щербакову и др. (1978), Ю. С. Долотову (1982а); Dolotov (1982а, б, 1983), Ю. С. Долотову и др. (1982а)

1 — прибрежная зона [nearshore zone]; 2 — зона открытого моря [offshore]; 3 — зона заплеска (потока заплеска волн) [swash zone]; 4 — прибойная зона [surf zone]; 5 — зона разрушения (разбивания) волн, или бурунная [breaker zone]; 6 — бор (волна перемещения) [bore]; 7 — гребень бермы [berm crest]; 8 — зона прямого и обратного потока заплеска волн [zone of swash and backwash]; 9 — переходная зона [transitional zone]; 10 — прибойная зона [surf zone]; 11 — тыльная часть берега (пляжа) [backshore]; 12 — берег [beach]; 13 — «фасад» берега [shoreface]; 14 — зона волн мелководья [zone of shoaling waves]; 15 — берма [berm]; 16 — предбрежье [beach face]; 17 — вал в зоне разрушения волн [breaker bar]; 18 — подводные валы и ложбины [longshore bars and troughs]; 19 — берег [shore or beach]; 20 — предбрежье [foreshore]; 21 — береговые (пляжевые) валы [beach ridges]; 22 — межваловые (пляжевые) ложбины [beach swales]; 23 — терраса низкого прилива [low-tide terrace]; 24 — уровень высокого прилива [high-tide level]; 25 — уровень низкого прилива [low-tide level]; 26 — тыльная часть берега (пляжа) [backbeach]; 27 — прибрежье [inshore]; 28 — средний сизигийный уровень прилива [MHHW—mean higher high water]; 29 — средний уровень прилива [MHW—mean high water]; 30 — средний уровень отлива [MLW—mean low water]; 31 — средний квадратурный уровень отлива [MLLW—mean lower low water]; 32 — ложбина [runnel]; 33 — вал [ridge]; 34 — береговой (пляжевой) вал [beach bar]; 35 — волновая база (среднее положение) [wave base (fair weather)]; 36 — средний уровень отлива [MLT—mean low tide]; 37 — волна перемещения [translation wave (bore)]; 38 — одиночные волны, или валы [solitary waves and bores]; 39 — волны глубокого моря [deep water waves]; 40 — зона окончательного разрушения волн [final breaking zone]; 41 — зона перестройки волн [restoration zone]; 42 — зона потока заплеска волн; 43 — зона поступательных движений воды; 44 — зона разрушения волн; 45 — зона колебательных волновых движений; 46 — зона начальной трансформации волн и деформации перестроенных волн [zone of initial transformation and deformation of restored waves]; 47 — подзона действия прибойного потока; 48 — подзона разрушения (забурунивания) волн; 49 — внешняя подзона (подходящих с моря волн); 50 — зона действия потока заплеска волн (зона пляжа) — поле прибойного потока; 51 — зона интенсивной деформации, перестройки и разрушения волн, воздействия волн и волновых течений (зона подводных валов и ложбин) — поле волнений; 52 — внешняя зона относительно слабой деформации волн и воздействия в основном различных течений (внешняя зона подводного берегового склона) — поле течений; 53 — уровень высокой воды [HWL—high water level]; 54 — уровень низкой воды [LWL—lower water level]; 55 — зона постепенного роста волны, или зона мелководья [build-up or shoaling zone]

вания) волн и 3) подзона действия прибойного потока, формирующегося при полном разрушении волн (см. рис. 2, м).

Автором вместе с соавторами (Щербаков и др., 1978; Dolotov, 1982a; Долотов и др., 1982a), исходя из характера и интенсивности проявления гидродинамических факторов, особенностей процессов рельефо- и осадкообразования, общей динамики среды осадконакопления, также были выделены три зоны (см. рис. 2, н): 1) внешняя (относительно слабой деформации волн открытого моря и воздействия преимущественно разного рода течений), 2) средняя (сильной деформации, разрушения и перестраивания волн, интенсивного воздействия придонных волновых колебательных движений и различных течений в основном волнового генезиса, распространения подводных валов и ложбин) и 3) внутренняя (действия потока заплеска волн, сложного поступательного перемещения водных масс, зона пляжа).

Автором также были выделены три динамических типа современных прибрежно-морских отложений отмелого шельфа, соответствующие трем фациальным зонам (Долотов, 1982a; Dolotov, 1983, 1987b): 1) внешней зоне подводного берегового склона, 2) зоне подводных валов и ложбин, 3) зоне пляжа. Эти фациальные зоны отвечают проявлению определенного ведущего гидродинамического фактора, обуславливающего общую динамическую обстановку седиментации: соответственно полям течений, волнений и прибойного потока (Dolotov, 1982b).

Накопление осадочного материала в прибрежной области современных морей и океанов может происходить в разнообразных динамических обстановках, характер которых определяется энергией гидродинамических процессов и строением профиля подводного берегового склона. Материал об этих особенностях будет изложен в следующей главе. В последующих разделах дадим оценку общей динамики среды, процессов рельефообразования и осадконакопления в каждой из выделяемых трех зон на примере наиболее типичного отмелого аккумулятивного песчаного берега с подводными валами и ложбинами. На этих материалах были построены основные классификационные схемы автора, упомянутые выше. Многочисленные и разнообразные данные обобщены в основном в типизированных оригинальных схемах, представленных в виде блокдиаграмм. В предложенные же ранее названия зон вносятся некоторые изменения и уточнения с тем, чтобы они были применимы в возможно более широком диапазоне динамических обстановок, наблюдающихся в природных условиях, а также для реконструкции таких обстановок, существовавших в древних морях и океанах.

§ 6. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА, ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ТЕКСТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ ПРИБРЕЖНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ЗОН

Зона течений (трансформация волн открытого моря)

Внешняя зона прибрежно-шельфовой области в морях и океанах характеризуется действием в первую очередь различного рода течений (Долотов и др., 1982а). Они могут быть связаны с волнением (волновые), являются дрейфовыми или постоянными неволновыми течениями (Айбулатов, 1978). Скорости течений, достаточные для перемещения песчаного материала (0,4 м/с) были зафиксированы, например, на глубине 8 м в Балтийском море (Айбулатов и др., 1966а), причем в основном рыхлый материал в рассматриваемой зоне переносится во взвешенном состоянии.

Выше отмечалось, что в прибрежной области (в нашем понимании) не везде ведущая роль принадлежит волнению, а, по мнению некоторых зарубежных исследователей (Niedoroda, Swift et al., 1984), в нештормовых условиях только верхняя часть зоны подвергается воздействию придонных волновых движений, и можно считать, что лишь в этой ее части доминируют волновые процессы. В ходе штормовых волнений благодаря высоким волновым скоростям у дна в движении может вовлекаться материал песчаной размерности во всей зоне, однако, по мнению указанных авторов, в средней и нижней ее частях все же в целом доминирует воздействие течений. Вместе с тем в периоды эпизодических сильных штормовых волнений на некоторых участках зоны отмечается их значительное воздействие на поверхность дна и донные отложения.

В целом же по сравнению с двумя другими рассматриваемая зона характеризуется наиболее однородным и мелким материалом (Куприн и др., 1971; Щербаков и др., 1975, 1978; Долотов и др., 1982а.) Основная форма переноса осадков во взвеси обуславливает в целом хорошую сортированность донных отложений (Долотов и др., 1982а). В нижней части зоны с увеличением глубины, а следовательно уменьшением общей динамичности среды осадконакопления на общем фоне тонкозернистых осадков, отмечается уменьшение содержания (в виде слойков) более крупного песчаного материала и, напротив, возрастает число слойков илистого; часто обнаруживается интенсивная биогенная переработка осадков с формированием своеобразных биотурбационных текстур (Allen, 1967), что является результатом длительных периодов со спокойной (в динамическом отношении) обстановкой. В общем для зоны характерно (Roer et al., 1979) формирование плаща горизонтальных или пологонаклонных серий параллельных слойков [parallel laminated sheet] (рис. 3.).

Рифели на поверхности дна небольшого масштаба, как считают некоторые исследователи (Chowdhuri, Reineck, 1978), обнаруживаются во всех частях рассматриваемой зоны. Х. Э. Клифтон же с соавторами (Clifton et al., 1971) считают ее в основном областью распространения фаций асимметричных рифелей [asymmetric ripple facies], а в верхней части — так называемых внешних грубых фаций лунообразных мегари-

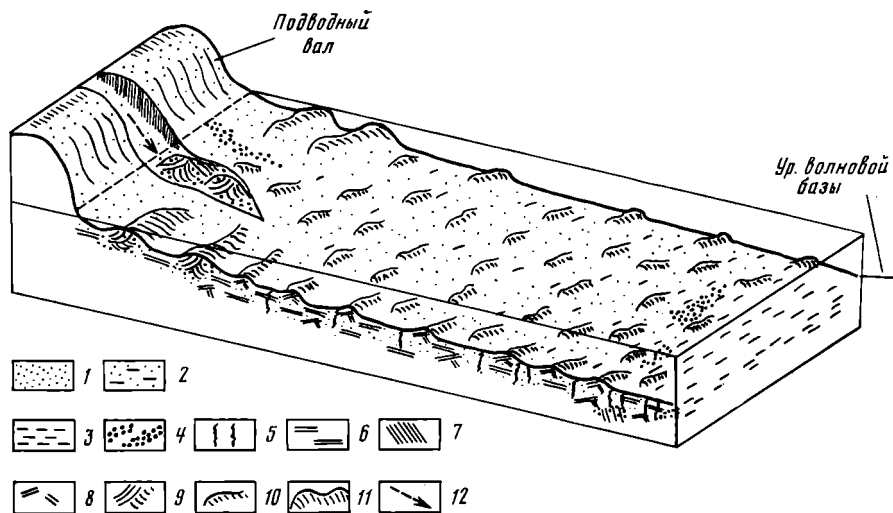


Рис. 3. Характер рельефо- и осадкообразования в зоне течений (трансформация волн открытого моря)

1 — песок; 2 — алеврит; 3 — ил; 4 — грубозернистые отложения: в виде полос на поверхности дна, линз в осадочной толще и тел некоторых мегарифелей и дюн; 5 — биотурбация осадков; 6 — горизонтальная и пологонаклонная параллельная слоистость [horizontal and low-angle parallel lamination]; 7 — косая разнообразная слоистость [cross-bedding]; 8 — мелкая мульдообразная косая слоистость [small-scale trough cross-stratification]; 9 — крупная мульдообразная косая слоистость [large-scale trough cross-stratification]; 10 — рифели; 11 — мегарифели; 12 — направление стока отточных вод в виде разрывного течения

фелей [lunate megaripple outer rough facies]. Возможно, что происхождение мегарифелей (а также дюн) в верхней части рассматриваемой зоны связано с переносом в сторону открытого моря осадочного материала, вплоть до грубого, отточными водами из зоны разрушения волн (часто в виде разрывных течений). Этот процесс осуществляется по каналам стока (см. рис. 3), которые неоднократно меняют свое положение в плане, приводя к накоплению достаточно крупного материала в виде крупных линз в толще отложений или полос на донной поверхности. В процессе формирования и перемещения этих мегарифелей образуется косая типичная слоистость с наклоном слойков в сторону моря [cross-bedding].

Часто ориентировка рифелей зависит от направления преобладающего волнения (Rudowski, 1970) и соответственно связанных с ним течений. Вследствии миграции этих микроформ рельефа формируется косая слоистость [cross-lamination] (см. рис. 3) разного типа в зависимости от симметричности или асимметричности рифелей и их генезиса. Рифельные текстуры были зафиксированы во внешней зоне подводного склона Черного моря на глубинах от 5 до 9 м (Долотов и др., 1982б; Долотов, Жаромскис, 1982). Согласно терминологии иностранных авторов

(Semeniuk, Johnson, 1982), текстуры следует отнести к мелкой кривой слоистости [small-scale trough cross-strata].

Эпизодическое воздействие сильных штормовых волнений четко прослеживается в нижней части рассматриваемой зоны течений как в толще осадков (в виде линз грубозернистого материала среди тонкозернистого), так и на донной поверхности (в виде полос крупного материала) (см. рис. 3).

Для зоны, за исключением чаще всего верхней ее части, обычно характерны и биотурбационные текстуры (Chowdhuri, Reineck, 1978; Айбулатов и др., 1986), причем обнаруживается чередование параллельно-слоистых [parallel-laminated] и биотурбированных песков (Elliott, 1978), что отражает смену этапов доминирования гидродинамических или биогенных процессов в зависимости от энергии среды.

Общие особенности динамических условий внешней зоны подводного берегового склона (зоны течений) обуславливают, по всей вероятности, и широкую распространенность градиционной слоистости, характеризующейся ритмами с более крупными или тяжелыми частицами внизу (Аксенов, 1972). Последнее связано с очень характерным для зоны последовательным выпадением из взвеси материала все уменьшающейся крупности при переходе от штормовой к спокойной динамической обстановке.

Волновая зона (интенсивной деформации и разрушения волн)

В наиболее типичном случае на подводном склоне отмелого аккумулятивного берега зона интенсивной деформации и разрушения волн характеризуется одним-двумя или целой системой подводных валов и ложбин [bars and troughs, ridges and runnels]

В зависимости от характера рельефа дна и интенсивности волнового режима (параметров волн) может иметь место однократное и сразу полное разрушение волн или же процесс гашения волновой энергии разделяется на несколько этапов с многократным частичным разрушением волн, причем в промежутках в ходе перестройки их отмечается возникновение вторичных волн, или волн перемещения [translational waves], о которых упоминалось выше. С процессами интенсивной перестройки и разрушения волн связана высокая турбулентность водной толщи, что способствует взвешиванию большого количества рыхлого материала и возникновению сильных волновых течений, которые могут достигать здесь 1—1,5 м/с (Долотов и др., 1982а). Значительные величины скоростей движения воды в придонном слое, безусловно, определяют характерный перенос твердых частиц и волочением, а неустойчивость режима перемещения масс воды — скачками (сальтацией). Из-за наличия больших скоростей придонных движений воды для рассматриваемой зоны характерно образование участков дна с плоской поверхностью [plane beds] (Allen, 1967), а также интенсивный вынос только мелкого материала в сторону моря или берега, тогда как наиболее грубый материал остается на месте (Miller, Zeigler, 1958). В зоне разрушения волн образуются характерные чередующиеся гребни и ложбины —

очевидно, результат гидравлических ударов о дно при опрокидывании волновых гребней (Косьян, 1988). Широкое распространение в зоне валов и ложбин имеют рифели (Айбулатов, 1963).

Типичной особенностью рассматриваемой зоны следует признать большую мобильность форм рельефа. По наблюдениям на Балтийском море, за четыре года плановое положение валов и ложбин менялось более, чем на 150 м, а глубины изменялись на некоторых участках до 4 м и более (Долотов, Жаромскис, 1982; Долотов и др., 1982а).

Морской склон подводного вала [bar face] открыт воздействию деформирующихся волн и в зависимости от интенсивности волнового режима отличается различным характером рельефа поверхности дна, одна из двух основных типов донных форм (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976): рифелями или плоским (выровненным) дном (рис. 4.). Рифели с гребнями, располагающимися, в общем, перпендикулярно направлению распространения волн, образуются в условиях относительно спокойного динамического режима; при усилении же его в результате размыва рифелей создается плоская поверхность.

Когда волны не испытывают разрушения над подводным валом, то на его морском склоне образуются симметричные или слабо асимметричные (с более крутым склоном в сторону берега) небольшие волновые рифели [oscillation ripples] и происходит формирование (см. рис. 4) мелкой рифельной косои слоистости [small-scale ripple cross-stratification] (Davidson-Arnott, Greenwood, 1974). Рифельные текстуры распространены здесь довольно широко (Гижеевски и др., 1978б). Когда же волны разрушаются над подводным валом, то в условиях очень динамичной обстановки на морском склоне вала могут возникать мегарифели в форме (см. рис. 4) полумесяца, или лунообразные [lunate megaripples] с крутым наклоном в сторону берега (Davidson-Arnott, Greenwood, 1974). Очевидно, с созданием таких форм рельефа в условиях асимметричных колебательных движений воды связано образование мутьеобразной косои слоистости [trough cross-stratification] (Greenwood, Mittler, 1979). Более типичным для таких условий, видимо, все же следует считать появление участков выровненного плоского дна.

Таким образом, для морского склона подводного вала признается характерным (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976) формирование толщи осадков с перемежающимися сериями (группами) слоек [interbedded sets]: мелкомасштабной рифельной слоистости [small-scale ripple cross lamination] и плоской слоистости с незначительными углами наклона [low angle plane bedding] в сторону моря, что приводит к образованию плоско-рифельной слоистости [plane-to-ripple bedding] (Campbell, 1967). Считается также типичным общее увеличение роли плоской слоистости по направлению к вершине подводного вала (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976).

На морском склоне подводных валов на побережьях Балтийского и Черного морей автором отмечалась слоистость, связанная, по всей вероятности, с формированием, перемещением и срезанием рифелей на поверхности дна: серии (нередко сложнопостроенные) косых, часто слабо выпуклых слоек с частым изменением направления и угла их наклона (местами крутого), а также крупности материала по профилю

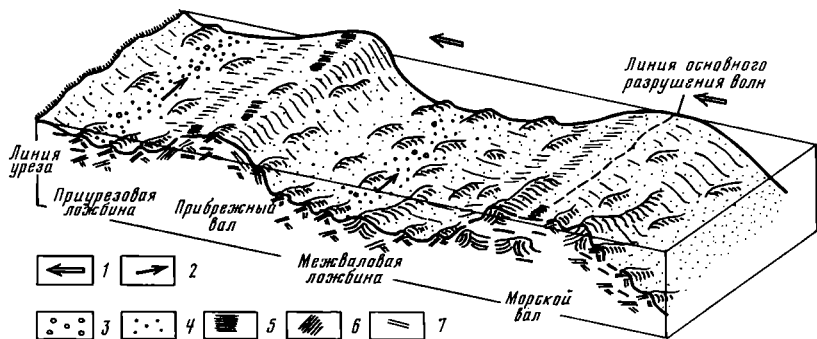


Рис. 4. Особенности рельефообразования и осадконакопления в волновой зоне (интенсивной деформации и разрушения волн)

1 — направление волновых колебательных движений; 2 — направление течений (волновых); 3 — галька; 4 — гравий; 5 — плоские участки [plane beds] на поверхности и в толще отложений; 6 — плоская слоистость с крутым наклоном слоев [high-angle plane bedding]; 7 — плоская слоистость с пологим наклоном слоев [low-angle plane bedding]. Остальные обозначения — см. рис. 3

(Долотов и др., 1982а,б; Долотов, Жаромскис, 1982). И. И. Шурко (1961) считает, что для морского склона вала в условиях смены волнений разной силы и направления характерно образование тонкой слоистости.

Вершина, или гребень подводного вала [bar crest], нередко оказывается областью наиболее интенсивного движения водной толщи, поскольку здесь нередко происходит полное или частичное разрушение волн, поэтому образующиеся донные формы в основном обусловлены результатами этого процесса, а также взаимодействием волновых движений с поступательными потоками воды (течениями), направленными в сторону моря и пересекающими гребень вала (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976). При разрушении волн очень сильные асимметричные колебательные (волновые) потоки воды, направленные к берегу, в одних случаях приводят к формированию плоской поверхности дна [plane beds] и горизонтальной плоской слоистости [sub-horizontal plane-bedding], а в других — при достижении донной фазы движения рыхлого материала, отличающейся очень высоким уровнем энергии, приводят к образованию мегарифелей и благодаря их перемещению к формированию толщи отложений с мульдобразной косою слоистостью [trough cross-stratification] (см. рис. 4). Необходимо при этом подчеркнуть, что мегарифели могут возникать как при преобладании воздействия асимметричного волнового потока, обуславливающего общий перенос воды и осадков, а соответственно наклон образующихся слоев в сторону берега, так и при однонаправленном оттоке вод (в виде течения) и рыхлого материала через гребень вала, приводящем к формированию серий слоев с наклоном в сторону открытого моря (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976; Greenwood, Mittler, 1979). В результате в условиях интенсивного волнового режима создаются серии чередующихся групп слоев (почти горизонтальных и наклонных, косых), причем частая смена

направления и изменение величины наклона этих слоев, а также серий, свидетельствуют о значительных флуктуациях гидродинамического режима (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976). В период же слабой волновой деятельности на поверхности гребня вала обычно создаются довольно мелкие рифели и соответственно рифельная слоистость (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976) (см. рис. 4), о чем свидетельствует в частности, наблюдавшееся на Балтийском море типичное выклинивание отдельных серий осадков рифельного типа в толще отложений подводного вала (Долотов и др., 1982а). Для отложений вершины вала обычно признается характерное сочетание трех типов слоистости, связанных с образованием плоского выровненного дна, дюн (или мегарифелей) и мелких рифелей (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976; Allen, 1982b).

На береговой (бережной) склон подводного вала [bar lee] в результате разрушения волн на вершине вала переносится большое количество осадочного материала, происходят его сваливание (скатывание) под действием силы тяжести [gravitational avalanching] вниз по крутому склону и накопление у подножия склона (Davidson-Arnott, Greenwood, 1974, 1976; Allen, 1982b). По мере увеличения глубины на склоне отмечается постепенное уменьшение влияния придонных волновых колебательных движений, общей динамичности среды (в результате перестройки волн после их разрушения на гребне вала с характерным образованием волн перемещения). В связи с этим прослеживается переход от плоской слоистости [plane bedding] к плоскостной косой слоистости среднего масштаба [medium-scale planar cross-stratification] или косой слоистости мегарифелей [megaripple cross-bedding], а также сначала возрастание относительной роли, а затем (к основанию берегового склона) и переход полностью к мелкой рифельной косой слоистости [small-scale ripple cross-stratification] (см. рис. 4) в условиях слияния рифельных полей склона вала с полями рифелей ложбины (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976; Greenwood, Mittler, 1979).

На литовском побережье Балтийского моря (Долотов др., 1982а) в условиях преобладания подачи осадочного материала на сторону уреза на береговых склонах подводных валов наблюдалось формирование косых серий слоев — иногда с крутым падением и изменением их направления, в ряде случаев выпуклых или вогнутых очертаний. Часть их, особенно у основания склона, безусловно обязана своим происхождением рифелям (небольших размеров), а некоторые, почти горизонтальные серии, возможно, связаны с участками выровненного плоского дна (в верхней части склона). Подобный характер слоистости отмечался и в других районах Балтийского моря (Гижеевски и др., 1978б).

На дне межваловых и приурезовой ложбин [troughs] преобладающим гидродинамическим фактором, определяющим динамическую обстановку осадконакопления, становятся вдольбереговые волновые течения. Это объясняется тем, что при режимах волнения значительной силы существенная часть волновой энергии теряется при прохождении волн над подводным валом, и у его основания, на дне ложбины, донные формы, связанные с колебательными движениями воды (в основном волновые рифели), развиты слабо. Правда, в связи с дальнейшей перестройкой волн, ближе к берегу они получают большее развитие (Davi-

dson-Arnott, Greenwood, 1974). По мнению же П. Д. Комара (Komar, 1976a), для поверхности дна ложбин часто характерна комбинация волновых рифелей и рифелей течений.

В периоды сильных волнений скорости вдольбереговых течений в ложбинах могут достигать 0,50—0,75 м/с и более, что препятствует выпадению тонкого материала из взвеси, однако в спокойной динамической обстановке он постепенно осаждается (Davidson-Arnott, Greenwood, 1974). Некоторыми зарубежными исследователями для отложений ложбин признаются типичными: присутствие тонкозернистых компонентов, общая плохая сортированность осадков (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976), диапазон крупности от тонких фракций до гальки (Greenwood, Mittler, 1979). По нашим наблюдениям (Долотов и др., 1982a), для дна ложбин в отличие от валов, чаще всего сложенных мелким и хорошо сортированным материалом, характерен разнородный и часто грубозернистый, гравийный и галечный материал.

Основными характерными формами рельефа дна ложбин считаются рифели и дюны, мегарифели (Allen, 1982b), испытывающие перемещение главным образом под действием течений (Greenwood, Mittler, 1979). Большое распространение имеют мелкие рифели, созданные вдольбереговыми течениями (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976; Рейнек, Сингх, 1981). С ним связано формирование мелкой рифельной слоистости [small-scale ripple lamination] (см. рис. 4) (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976; Greenwood, Mittler, 1979). Рифели на поверхности дна и текстуры рифельного типа в толще отложений ложбин были зафиксированы на болгарском побережье Черного моря (Долотов и др., 1982a, б), а также на побережье Балтийского моря (Гижеевски и др., 1978a, б), а в последнем случае — наряду с беспорядочной или градационной слоистостью. Последние два типа слоистости, по-видимому, следует связывать: первый — с разгрузкой материала при резком затухании динамичности среды, второй — наоборот, с очень постепенным и последовательным осаждением все более мелких частиц в условиях медленного затухания волнового режима, как и в зоне течений. С волновыми рифелями, по мнению некоторых исследователей (Davidson-Arnott, Greenwood, 1974), связано образование мультобразной (мелкой) и клиновидной косоугольной слоистости [small-scale trough и wedge-shaped cross-laminations]. На дне ближайшей к берегу ложбины на Балтийском море в толще отложений была зафиксирована сложная картина изменений направления и угла наклона слоев, а также крупности осадков (Долотов и др., 1982a; Долотов, Жаромскис, 1982), что, видимо, объясняется сложностью системы движений воды, связанной с ее нагоном к берегу и оттоком в сторону моря в этой приурезовой части подводного берегового склона.

Динамической обстановкой, несколько отличающейся от обстановки в зоне типичных морских подводных валов и ложбин, характеризуются прибрежный, ближайший к урезу, вал и дно приурезовой ложбины (Долотов и др., 1982a; Долотов, Жаромскис, 1982), однако в строении слагающих их толщ осадков имеется много общего.

Прибрежный вал (в иностранных работах чаще всего для его обозначения применяется термин «ridge») в отличие от морского может

выходить из-под уровня моря, а затем присоединяться к полосе суши, наращивая ее, и вообще отличается чрезвычайно большой мобильностью. В условиях особенно ярко выраженного однонаправленного перемещения вала в сторону уреза на морском его склоне наклон слоек формирующихся серий (в сторону моря) обычно пологий, однообразный (см. рис. 4). Близ вершины вала отмечается частое чередование серий слоек с разным направлением и различным наклоном, связанное с неоднократным изменением положения вала, а следовательно, динамической обстановки. Очень крутое падение слоек в сторону уреза отмечалось на береговом склоне вала (см. рис. 4), где происходит сваливание материала ко дну приурезовой ложбины (в зарубежной литературе для ее обозначения чаще всего используется термин «gippe!»).

На дне последней, вблизи основания прибрежного вала, скапливается более крупный осадочный материал, поскольку мелкий выносятся сильными вдольбереговыми течениями. Здесь также проследивается значительная крутизна падения слоек (в сторону берега), уменьшающаяся по направлению к урезу. Частое изменение величины угла наклона слоек опять-таки свидетельствует о большой изменчивости гидродинамического режима.

В толще отложений как прибрежного вала, так и приурезовой ложбины неоднократно фиксировались очень типичные для таких участков рифельные текстуры (см. рис. 4).

Наблюдения на побережье Южной Испании (Dabrio, 1982) за мигрирующими в сторону уреза прибрежными подводными валами также выявили некоторые особенности строения рельефа и толщи отложений таких участков: присутствие на поверхности близ вершины вала асимметричных волновых рифелей и участков выровненного плоского дна (свидетельство интенсивного гидродинамического режима), косую слоистость с крутым наклоном слоек [high-angle cross-bedding] на береговом склоне. В итоге были выявлены два типа фаций: косослоистые пески, связанные с рифелями течений и волновыми (в основном на дне ложбин), и косослоистые пески, характеризующиеся наклоном слоек в сторону берега и поверхностями перерыва в осадконакоплении (размыва) [discontinuity surfaces] (на валу, при его миграции через ложбину).

Систему валов и ложбин часто пересекают каналы разрывных течений [rip currents], направленных в сторону открытого моря и являющихся одним из основных путей оттока нагонных вод от берега. Благодаря высоким скоростям этих течений на дне каналов в ходе волнений образуются крупные формы рельефа типа лунообразных мегарифелей и дюн (Greenwood, Mittler, 1979). Для участков дна с разрывными течениями (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976) характерно явное доминирование однонаправленного потока воды (волновые придонные колебательные движения играют здесь явно подчиненную роль); по мере увеличения скорости течения с удалением от берега мегарифели преобразуются в дюны, но после прохождения зоны разрушения волн скорости резко падают, и материал, переносимый разрывными течениями, выпадает на дно. В результате миграции донных форм в каналах, образуемых такими течениями, формируются типичные косослоистые серии осадков [cross-

bedded units]. Отложения, сформировавшиеся в этих каналах, характеризуются значительной крупностью материала и наклоном слоев в сторону открытого моря. Они существенно отличаются от осадков, слагающих подводные валы и дно ложбин (Roniewicz, 1984).

Если говорить о зоне валов и ложбин в целом, то, как мы видели, валы и ложбины отличаются между собой особенностями гидродинамического режима и соответственно процессов рельефо- и осадкообразования. К тому же, по нашим наблюдениям (Долотов и др., 1982а), они нередко сложены осадочным материалом различной крупности.

Зона потока заплеска волн (пляжевая)

Прибойный поток, т. е. движение воды, возникающее между зоной разрушения [breaker zone] и верхним пределом заплеска волн [swash zone], характеризуется сложным и неоднородным строением (Зенкович, 1962). Даже после окончательного разрушения волны в нижней части зоны потока длительное время движения воды могут еще носить волновой характер в виде так называемой одиночной волны [solitary wave]. На пологих песчаных пляжах прибойный поток часто имеет сложную структуру: одновременно возникает 2—3 потока, направленных в сторону суши, а между ними вода стекает в море, так что громадные объемы воды движутся в противоположных направлениях, и имеются зоны со спокойной водной толщей. В силу особенностей режима потока заплеска волн перенос рыхлого материала в значительной степени осуществляется способом перекачивания (волочения), а также сальтации (скачков) наряду с переносом частиц во взвешенном состоянии (Логвиненко, 1980).

Участки самой верхней части подводного берегового склона с таким неупорядоченным режимом воды и, в общем, составляющие прибойную зону [surf zone], по терминологии зарубежных авторов, можно считать своего рода переходной зоной (вернее подзоной) между зоной разрушения волн [breaker zone], с одной стороны, и зоной действия потока заплеска волн [swash zone], или зоной прямого и обратного потока [swash flow and backwash flow, zone of swash and backwash], с другой стороны. Некоторые особенности этой переходной подзоны были рассмотрены в предыдущем разделе главы. Здесь же остановимся на характеристике пляжевой зоны — сферы действия потока волнового заплеска, представляющего собой пульсирующий плоский турбулентный поток воды, образующийся в результате окончательного разрушения волн (волн перемещения [translation waves]) у линии уреза на заключительном этапе развития прибойного потока (Гуделис и др., 1966). Подчеркнем, что именно этот поток (поток заплеска волн) и характеризуется регулярной сменой по направлению движений воды вверх по склону пляжа (прямой поток [wave-run up, или swash]) и вниз по склону (обратный поток [wave-run off, или backwash]). Зарубежные исследователи (Градзинский и др., 1980) нижнюю границу пляжа также проводят там, где волны перемещения превращаются в поток заплеска. Наиболее характерная особенность заплеска — существование динамической обстановки с высокой энергией движения водной толщи при больших скоростях потока и малой его глубине, обуславливающей плоскую поверхность, на которой происходит движение воды.

В самом общем виде, по современным представлениям (Miller, Zeigler, 1958; Логвиненко, 1976, 1980; Сперанский, 1976; Долотов и др., 1982а), картина распределения скоростей потока воды, перемещения и распределения рыхлого материала на поверхности профиля пляжа выглядит так.

Вверх по профилю односклонного песчаного пляжа отмечается общее уменьшение скоростей как прямого, так и обратного потоков заплеска. В связи с этим в том же направлении должна уменьшаться и общая крупность поверхностных осадков. В прямом потоке по мере уменьшения его скорости сначала выпадают самые крупные и тяжелые частицы, а затем — более мелкие. В обратном потоке в верхней части профиля сначала в движение вовлекаются только мелкие и легкие частицы, но по мере увеличения скорости водного потока — все более крупные и тяжелые. Часть материала, выносимого к зоне разрушения волн, опять вовлекается в движение с новым прямым потоком, но некоторые (более мелкие частицы) безвозвратно выносятся из пляжевой зоны в сторону открытого моря благодаря различным компенсационным движениям водной массы. В связи с такими общими особенностями воздействия потока заплеска волн на твердые частицы, в целом максимальная крупность частиц должна быть характерной для участков поверхности близ линии окончательного разрушения волн (в типичном случае на урезе), а минимальная — для самой верхней части односклонного профиля пляжа.

Тяжелые частицы, переносимые высоко по склону в прямом высоко-турбулизированном потоке волнений значительной силы, с уменьшением скорости этого потока также оседают на поверхности профиля. Однако обратным потоком, не обладающим еще достаточными скоростями в верхней части склона, они не могут перемещаться обратно, вниз по склону, что иногда приводит к концентрации тяжелых частиц (Сакс, 1978).

Н. В. Логвиненко (1980) разделяет пляж на две части: надводную (субаэральную) и подводную (субаквальную). Надводный пляж им подразделяется еще на три зоны: верхний пляж (со штормовым валом), средний (с валами или без них) и нижний пляж (приурезовая зона, обычно с небольшим валом). Из подводной же части, выделяемой им, к рассматриваемой нами зоне действия потока заплеска волн можно отнести лишь зону свала, тогда как упоминаемую Н. В. Логвиненко, «зону знаков волн» и плоских небольших валов (очевидно, имеются в виду прибрежные валы) в ложбине между урезом и первым морским подводным песчаным валом лучше относить к зоне интенсивной деформации и разрушения волн.

Автором было предложено более детальное подразделение пляжа на три подзоны, исходя из интенсивности воздействия потока заплеска волн различной силы, а следовательно, характера и интенсивности рельефо- и осадкообразующих процессов (Долотов и др., 1982а; Долотов, Жаромскис, 1982). Были выделены части пляжа, формирующиеся в основном под воздействием как волнений — слабых и сильных, в фазу затухания последних (нижняя часть), средних, умеренных (средняя часть) и сильных (верхняя часть), так и в значительной степени эоловых процессов (только верхняя часть пляжа).

Кратко охарактеризуем эти отдельные подзоны пляжа в основном

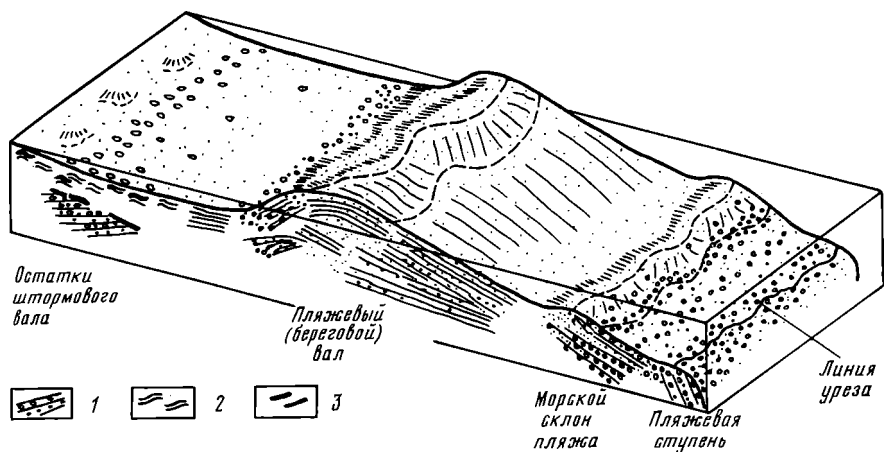


Рис. 5. Рельефообразование и осадконакопление в пляжевой зоне (потока заплеска)
 1 — линзовидная и клиновидная слоистость [lenticular и wedge-shaped cross-strata];
 2 — тонкая извилистая слоистость эолового происхождения; 3 — слои, обогащенные
 тяжелыми минералами. Остальные обозначения — см. рис. 3 и 4

по результатам исследований автора на Балтийском, а также на Черном морях, привлекая материал отечественных и зарубежных специалистов.

В самой нижней части профиля пляжа (в штилевую погоду ниже уреза) нередко отмечается пляжевая ступень, или берма, в виде небольшого валика и свала в месте встречи последней разрушающейся волны с обратным потоком заплеска (рис. 5). Из-за выноса более мелких частиц в сторону моря характерно наличие грубого материала (крупнозернистого песка, гравия и гальки). По наблюдениям на Балтийском море, здесь часто формируется серия параллельных слоев с крутым наклоном до 30° в сторону моря [high-angle cross-bedding] в обратном потоке заплеска при большой крупности материала. Подобный же характер слоистости в процессе формирования пляжевой ступени наблюдался и на побережье Средиземного моря (Dabrio, 1982). На наибольшую крупность отложений этого участка профиля пляжа по сравнению с другими как характерную особенность указывает Н. В. Логвиненко (1980).

Для морского склона пляжа, выше штилевого уреза (см. рис. 5), на Балтийском море характерны небольшие валы из галечного и песчано-гравийного материала (часто фестончатой формы) или уступы размыва, фиксирующие различные положения линии уреза. Большая общая крупность материала на поверхности (вплоть до гальки), — есть, очевидно, результат выноса более мелкого материала вниз и вверх по склону. В толще отложений отмечаются линзы гальки и крупнозернистого песка обычно с сериями слоев, имеющими пологий наклон к морю [low-angle plane bedding], главным образом фиксирующие положения максимального воздействия потока заплеска волнений, в общем, незначительной силы.

Среднюю часть пляжа нередко образует пляжевый (береговой) вал [beach ridge] часто фестончатых очертаний. Морской склон и вершину вала (см. рис. 5) на Балтийском море обычно слагает средне- и мелкозернистый песок, хорошо отсортированный в прямом и обратном потоках заплеска волнений достаточно большой силы, в связи с чем здесь отмечается и более высокое общее содержание тяжелых минералов по сравнению с нижней частью профиля пляжа. Характерна тонкая параллельная слоистость с выдержанными слойками и четким пологим наклоном в сторону моря [также low-angle plane bedding].

Береговой склон пляжевого вала (см. рис. 5) находится под воздействием в основном максимальных прямых потоков заплеска умеренных волнений. Материал, его слагающий, отличается значительным диапазоном размерности зерен и большей общей крупностью, чем на морской стороне вала. Действие максимальных заплесков волн обуславливало формирование валов, хорошо различимых в толще пляжевых отложений в виде линзовидных тел. Эти линзы характеризуются падением слойков в сторону суши и укрупнением материала с удалением от вершины вала к его основанию (по мере того как поток заплеска, видимо, набирал скорость, сбегая вниз по береговому склону). В разрезе отложений этой части пляжа пачки слойков образуют своеобразный веер, который, по мнению некоторых исследователей (Ульст, Вейнбергс, 1975), считается характерным для пляжей полного профиля (двухсклонных). В толще осадков по контакту с более грубым материалом, часто маркирующим поверхности размыва, фиксируются слойки, обогащенные тяжелыми минералами, — результат сепарации материала в максимальных потоках заплеска умеренных волнений.

В целом интенсивное шлихование песчаного материала достаточно протяженными и мощными потоками заплеска волн на поверхности профиля пляжа в средней его части обуславливает значительно большее общее содержание тяжелых минералов, чем в нижней части.

Верхняя часть пляжа, выше основания берегового склона пляжевого вала (см. рис. 5), подвергается воздействию потока заплеска воды в условиях штормовых волнений, сопровождающихся большим нагоном воды к берегу. Свидетельство тому — полосы гальки на поверхности пляжа и остатки штормовых валов, сложенных в основном грубым гравийно-галечным материалом и захороненных в толще отложений. Образование подобных валов в верхней части пляжа в периоды сильных волнений отмечалось как на Балтийском, так и на Черном морях. Верхняя же часть осадочной толщи обычно сложена мелким песчаным материалом со следами эоловой переработки — извилистых слойках, обогащенных тяжелыми минералами.

Рельеф и отложения самого верхнего участка профиля пляжа, у подножия дюнного вала, формируются в основном под воздействием субаэральных эоловых процессов. По наблюдениям на Балтийском море, поверхность здесь часто характеризуется отдельными буграми и холмиками, отчасти закрепленными растительностью. Основную массу отложений составляет наиболее мелкий и хорошо сортированный по сравнению с другими участками профиля материал, однако из-за эпизодического поступления (в ходе сильных волнений) грубого материала

отмечается достаточно большой диапазон крупности. Большая интенсивность эоловой переработки отложений в условиях в основном однородного мелкозернистого материала определяет активную его сепарацию по удельному весу с формированием повышенных концентраций тяжелых минералов, чему способствует и дополнительное их поступление при подмыве волнами подножия и склона дюнного вала. В результате в верхней части профиля отмечается максимальное для пляжа содержание тяжелой подфракции. Слоистость в толще отложений определяется главным образом деятельностью ветра: отмечается характерное чередование тонких, иногда извилистых слоев, отличающихся разным направлением и наклоном, неодинаковым содержанием тяжелой подфракции (обедненных и обогащенных тяжелыми минералами).

На хорошую сортированность материала верхней части профиля пляжа и тонкую слоистость отложений как результат существенного воздействия эоловых процессов обращалось внимание и в зарубежной литературе (Davis, 1978). На обогащение осадочного материала тяжелой подфракцией в результате указанных выше процессов неоднократно акцентировалось внимание в отечественной и зарубежной литературе (Аксенов, Петелин, 1964; Линчюс, 1965; Рейнек, Сингх, 1981).

Общее строение береговых аккумулятивных форм

Процессы рельефо- и осадкообразования, обусловленные в первую очередь тем или иным проявлением гидродинамических факторов в каждой из трех рассмотренных зон прибрежной области, в конечном итоге в условиях достаточно длительного нарастания суши приводят к формированию геологического тела — современной надводной аккумулятивной террасы, которая в то же время принадлежит к одному из многих типов береговых аккумулятивных форм и находится под воздействием лишь субаэральных факторов.

Большую часть этих аккумулятивных образований составляют отложения пляжевого типа (Щербаков, Павлидис, 1964; Щербаков, 1983), но поскольку внешний край береговых аккумулятивных форм может неуклонно смещаться в сторону моря (при непрерывной устойчивой аккумуляции) или же в глубь суши и обратно в море (при смене размыва, в ходе перестройки, и аккумуляции), в разрезе отложений аккумулятивной террасы обычно должны найти отражение все эти этапы развития.

Так, В. Г. Ульст (1970) среди песчаных, гравийных и галечных отложений террас выделяет два типа фаций: пляжа и подводного берегового склона. Последующие более длительные исследования советских ученых (Щербаков, 1971, 1983; Щербаков, Чистяков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1983, 1984а) позволили детализировать строение современных береговых аккумулятивных форм разного типа.

Было выявлено (в основном по данным, собранным на побережье Азовского моря), что в осадочной толще любой аккумулятивной формы можно обнаружить три зоны, связанные с тремя специфическими гидродинамическими обстановками и соответственно тремя элементами рельефа и тремя генетическими типами отложений прибрежной области. Зоне трансформации волн отвечает толща алевритовых песков; зоне

разрушения волн — отложения валов и ложбин, в основном размерности мелкозернистого песка с присутствием алевритовых частиц и косой слоистости; зоне пляжа — в основном песчаные и галечные отложения при отсутствии частиц алевритовой размерности и с типичной слоистостью пляжевого типа. Эти отложения определяют элементарный ритм, и в условиях постоянного нарастания (выдвижения) берега в море, сопровождающегося уменьшением глубин, указанные три зоны (фации) сменяют одна другую снизу вверх. Верхняя часть толщи мелкозернистых отложений, слагающих аккумулятивные террасы, подвергается интенсивной переработке эоловыми процессами.

Среди зарубежных работ подобного рода следует привести в качестве примера результаты изучения береговых аккумулятивных форм типа кос (Friedman, Sanders, 1978). Этими авторами в осадочной толще различаются две обстановки осадконакопления: зона хорошо сортированных песчаных осадков с плоской слоистостью [planar stratification], имеющей пологий наклон в сторону моря, соответствующая предбрежью, или фасаду берега [beachface], и зона хорошо отсортированных песков с почти горизонтальной слоистостью, относимых к отложениям пляжевой ступени, или бермы [berm].

§ 7. ХАРАКТЕР ДИНАМИКИ СРЕДЫ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ХОДЕ ВОЛНЕНИЙ

Основные факторы изменения рельефа и состава осадков

В результате длительных стационарных исследований на побережьях Балтийского и Черного морей выявлена четкая зависимость направленности и интенсивности процессов изменения рельефа и дифференциации осадочного материала в ходе волнений, с одной стороны, от особенностей ветро-волнового режима, а с другой — от условий поступления и общего баланса рыхлого материала в прибрежной области (Долотов, 1967, 1971a; Dolotov, 1986b; Долотов и др., 1982a).

Один из двух гидродинамических так называемых активных факторов — это направление волн, подход волн к берегу (изменения в направлении волн и течений в ходе волнового цикла, диапазон этих изменений и результирующее направление).

Второй фактор — сила волнения (изменение ее в ходе шторма, относительная роль волн с различными параметрами, т. е. структура штормового волнения, длительность отдельных фаз, и общая энергия волнения, а также волновых течений).

Необходимо подчеркнуть, что оба эти фактора обуславливают только тенденцию или возможность проявления того или иного рельефообразующего, а тем самым и осадкообразующего эффекта волн и течений. Самый важный вопрос — как расходуется их энергия. Последнее же целиком зависит от третьего фактора — количества осадочного материала, находящегося в поле деятельности волн и течений рассматриваемого и смежного участков побережья, возможности и условий его поступления со дна и с соседних участков берега. А это, в свою очередь, определяется как результатами предшествовавших волнений,

так и развитием прибрежной области за более длительный отрезок времени. При достаточном количестве осадочного материала на том или ином участке энергия волн и течений расходуется на его перемещение, при дефиците — в основном на размыв отложений.

Во время волнений отмечается непрерывное изменение динамических условий, определяющих характер и интенсивность процессов преобразования рельефа и дифференциации осадочного материала. Каждая из фаз волнения (усиления, стабилизации и затухания) отличается специфическим гидродинамическим режимом в прибрежной области: параметрами волн, характером оттока вод и системы прибрежных течений, положением и устойчивостью зоны разрушения волн, характером и интенсивностью обмена водами и рыхлым материалом между различными участками дна (Dolotov, 1975, 1982a; Долотов и др., 1982a).

Динамическая обстановка в фазу усиления (развития) волнения

В фазу усиления волнения (Долотов и др., 1982a), при значительных в целом параметрах волн, часто отмечается высокий нагон воды к берегу (возрастающий по мере развития волнения), что приводит к компенсационному ее оттоку как в сторону моря в виде разрывных течений, так и параллельно береговой линии в виде вдольбереговых течений (Долотов, Кирлис, 1969; Долотов, 1977; Dolotov, 1982a), причем именно к этой фазе приурочены максимальные скорости и наибольшее развитие течений обоих типов (Долотов, Кирлис, 1969). Благодаря неустойчивости режима волнения, изменению в положении зоны разрушения волн и значительному градиенту нагона вод имеет место интенсивный обмен водами и осадочным материалом, с одной стороны, между различными участками подводного берегового склона, с другой — его верхней частью и пляжем (Лонгинов, 1963; Айбулатов и др., 1966a; Долотов и др., 1968a; Долотов, Кирлис, 1969; Кирлис, 1971; Долотов, 1977; Dolotov, 1982a).

Общее превышение обратных скоростей потока заплеска волн над прямыми (Долотов, Кирлис, 1969) обуславливает вынос материала за пределы зоны пляжа в сторону моря (Jankevičiute, 1961; Лонгинов, 1963; Кирлис, 1967) — в приурезовую ложбину или дальше, разрывными течениями — в зону валов и ложбин (Долотов, Кирлис, 1969), или за зону разрушения волн (рис. 6), причем расстояние, на которое этот материал выносится, возрастает при увеличении силы волнения (Зорин, 1977). Наличие больших скоростей придонных движений воды (Айбулатов и др., 1966a) при тенденции движения вод и осадочного материала в сторону моря создает обстановку, обуславливающую общий дефицит рыхлого материала и размыв верхней части подводного берегового склона и пляжа.

Так, в зоне подводных валов и ложбин (зоне разрушения волн) в условиях общего размыва преобладает тенденция к понижению поверхности дна (см. рис. 6). Сильные течения, временами достигающие 1 м/с, существенно углубляют дно ложбин (Кирлис, 1964; Айбулатов и др., 1966a; Долотов, 1967); характерно срезание верхних частей подводных валов и их выполаживание (Долотов, 1967); отмечается размыв ранее

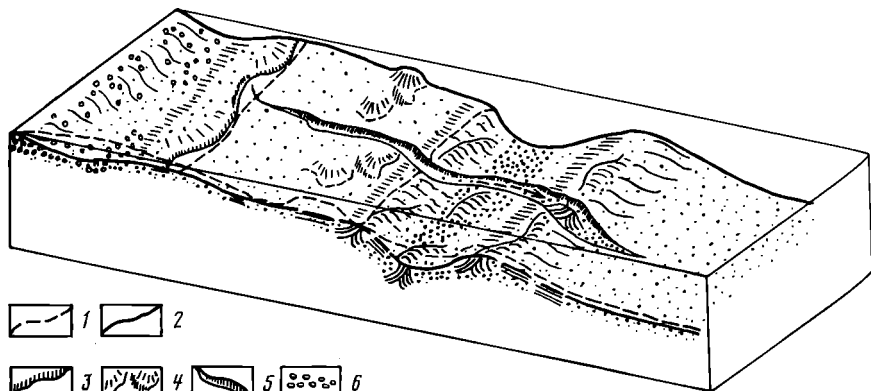


Рис. 6. Особенности рельефо- и осадкообразования в фазу усиления (развития) волнения

1 — положение профиля и береговой линии до начала фазы; 2 — положение профиля в конце фазы; 3 — положение береговой линии в конце фазы; 4 — бугры и рытвины на дне; 5 — канал стока разрывного течения; 6 — линзы галечного материала в пляжевой толще. Остальные обозначения — см. рис. 3 и 4

образованного прибрежного вала (Авельо Суарес и др., 1976). При значительных параметрах волн на подводном склоне наблюдается образование различных рытвин и бугров (Зенкович, 1962). Типичным считается формирование мегарифелей, причем часто на участках действия разрывных течений (Рейнек, Сингх, 1981). Образованные ранее мелкие рифели при сильном волнении, когда скорости придонных движений воды достигают 0,6—0,8 м/с, не сохраняются, а исчезают (Кутырев, 1968).

На пляже обычно четко прослеживается превышение площадей размыва над площадями намыва (Долотов, Кирлис, 1969; Кирлис, 1971). Образование пляжевых валов, вероятно, происходит в основном лишь в начале рассматриваемой фазы волнения (Логвиненко и др., 1971а), а затем отмечается интенсивный размыв поверхности морского склона пляжа (Долотов и др., 1968а), тенденция к общему выравниванию профиля (Шуляк, Болдырев, 1966; Долотов и др., 1968а; Долотов, Кирлис, 1969). Береговая линия, как правило, имеет неровные очертания с чередованием выступов и бухточек (см. рис. 6). Вместе с тем отмечались случаи срезания выступающих участков (Авельо Суарес и др., 1976) и выравнивание контура берега (Кирлис, 1971).

В результате существенного углубления дна ложбин и выноса более мелких частиц здесь должно происходить значительное увеличение общей крупности отложений (Долотов др., 1982а), и вообще для подводного склона характерно формирование толщи более грубозернистых отложений (Kumar, Sanders, 1976). Высокий энергетический потенциал динамической обстановки в зоне валов и ложбин обуславливает большую интенсивность сепарации мелкозернистых осадков по удельному весу, о чем свидетельствует возрастание содержания тяжелых минералов

(Долотов и др., 1968а). Благодаря мощному потоку заплеска крупный материал выносится на верхнюю часть поверхности пляжа (Зорин, 1977).

Интенсивные движения вод в придонном слое в зоне валов и ложбин в фазу усиления (развития) волнения, по всей вероятности, способствуют формированию отложений с плоской слоистостью [plane bedding] и песков с серией параллельных слоев [parallel laminated sand], что признается типичным для условий сильного волнового режима (Davidson-Arnott, Greenwood, 1974, 1976; Greenwood, Mittler, 1979; Allen, 1982b). В межваловых ложбинах, по наблюдениям на Балтийском море (Гижеевски и др., 1978б), формируется беспорядочная или градационная слоистость грубозернистых донных осадков. Крупнозернистые отложения отмечены в нижней части штормового ритма зоны валов и ложбин (Шурко, 1961). Образование мегарифелей в каналах стока разрывных течений должно приводить к формированию характерной крупной косой мультислойной слоистости [large-scale trough cross-bedding] (см. рис. 6).

Для морского склона пляжа, его толщи, образованной в рассматриваемую фазу (см. рис. 6), характерен пологий наклон слоев [low-angle plane bedding] грубозернистого материала в сторону моря (Долотов и др., 1982а), что связано с выносом более мелкого материала в море в результате превышения скоростей обратного потока заплеска над скоростями прямого. В случае формирования штормовых пляжевых валов образуются линзовидные тела, сложенные крупным материалом; впоследствии они могут быть погребены отложениями более сильных волнений и сохраниться в осадочной толще пляжа (Долотов и др., 1978; Dolotov, 1982а).

Особенности динамики среды рельефо- и осадкообразования в фазу стабилизации волнового режима

Фаза стабилизации волнового режима также характеризуется значительными параметрами волн, обычно высоким градиентом нагона вод и интенсивным их оттоком. В результате и в этих условиях имеется явная тенденция переноса вод и осадочного материала в сторону моря (Долотов, Кирлис, 1969; Долотов, 1977; Dolotov, 1982а). Однако относительно устойчивый режим волнения, относительное постоянство положения зоны разрушения волн и градиента нагона вод приводят к тому, что поперечный обмен водами и осадочным материалом между пляжем и подводным склоном и между отдельными участками последнего уменьшается (Долотов, Кирлис, 1969; Кирлис, 1971). На дне характерна локализация струй течений по валам и ложбинам, преимущественно вдоль береговой линии (Айбулатов, 1959; Айбулатов и др., 1966а; Долотов и др., 1968а), причем в межваловых ложбинах они часто имеют характер мощного руслового потока. Разрывные же течения, как правило не наблюдаются (рис. 7).

На подводном склоне при наличии высоких скоростей движений воды отмечаются понижение поверхности, продолжение размыва валов и ложбин (Долотов и др., 1968а; Долотов, Кирлис, 1969; Авельо Суарес и др., 1976). На пляже до достижения его профилем состояния динамического

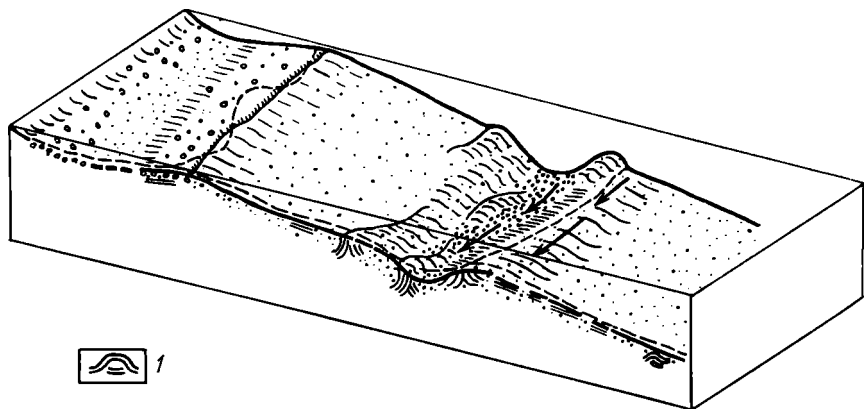


Рис. 7. Характер рельефообразования и осадконакопления в фазу стабилизации волнового режима

1 — слоистость небольших повышений и понижений — хаммоки [hummocky cross-stratification]. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 5 и 6

равновесия имеет место превышение скорости обратного потока над скоростями прямого и также продолжение размыва (Долотов, Кирлис, 1969; Шуляк, Болдырев, 1966; Логвиненко и др., 1971а). Рассматриваемая фаза волнения обычно характеризуется чередованием аккумулятивных выступов и бухточек размыва (Долотов, Кирлис, 1969), но прослеживается четкая тенденция к срезанию выступов (Авельо Суарес и др., 1976), выравниванию плановых очертаний берега и профиля пляжа (Долотов, Кирлис, 1969).

В условиях продолжающегося размыва и интенсивного выноса более мелких частиц в зоне валов и ложбин отмечались случаи (на валах) очень значительного общего укрупнения рыхлого материала и уменьшения содержания тяжелых минералов при выносе как легких, так и тяжелых частиц и случаи (в ложбинах) возрастания процентного содержания тяжелой подфракции, когда выносились, по всей вероятности, лишь легкие мелкие частицы (Долотов и др., 1968а).

В рассматриваемую стадию относительно стабильного режима волнения создается выдержанная на значительном протяжении профиля поверхность устойчивого размыва, четко прослеживающаяся в толще пляжевых отложений в виде хорошо выраженного слоя отмытых (в условиях длительного слихования) концентратов тяжелых минералов или более грубого материала (Долотов и др., 1978; Dolotov, 1982a). По мнению Ф. А. Щербакова и Ю. А. Павлидиса (1964), в толще пляжевых отложений в периоды стабилизации режима формируются границы серий слоев, причем они как раз и фиксируются прослоями отмытого крупного (гравийного или ракушечного) материала, и прослой, обогащенные тяжелыми минералами, т. е. серийные швы. Ввиду сходства динамического режима фазы стабилизации волнения с режимом фазы усиления в толще отложений в основном формируются типы слоистости, характерные для сред, отличающихся высокой энергией (см. рис. 7).

Общие результаты проявления штормовых волнений

В зарубежных работах при анализе результатов воздействия волнений (и связанных с ними течений) на поверхность подводного склона и донные осадки обычно не принято выделять стадии волнового режима, а говорится в целом о результатах проявления штормовых волнений. Остановимся кратко на наиболее интересных сведениях по этим исследованиям с учетом того, что основная работа гидродинамических факторов часто приходится именно на две эти фазы, отличающиеся наибольшей энергией. Интересны результаты воздействия волн и течений во время обеих этих стадий в целом.

По справедливому утверждению Р. Д. Крейсы (Kreisa, 1981), сильные штормы, обладающие высокой энергией, хотя и редки, но их результаты имеют большую вероятность сохраниться в геологической летописи.

Одно из наиболее существенных их проявлений — расширение сферы деятельности гидродинамических факторов: волн и связанных с ними течений. Это обусловлено увеличением глубины воздействия волн на дно по сравнению с глубиной нормальной волновой базы [fair weather base] (Reineck, Singh, 1972; Kreisa, 1981), а тем самым расширением прибрежной области.

Большая интенсивность придонных движений водных масс при действии крупных волн приводит к значительному размыву песчаных отложений на подводном склоне (Friedman, Sanders, 1978), к взвешиванию большого объема песка (Зенкович, 1962; Reineck, Singh, 1972; Kreisa, 1981; Friedman, Sanders, 1978; Davis, 1978), причем этот мелкий материал имеет тенденцию выноситься в основном в сторону открытого моря, на большие глубины, захватывая подводный склон очень значительного протяжения (La Fon, 1981; Kreisa, 1981; McLane, 1982; Niedoroda et al., 1984), или попадает в сферу деятельности сильных волновых течений, развивающихся в зоне, прилегающей к урезу (Davis, 1978). На участках, с которых происходит вынос более тонкого материала, отмечается существенное обогащение донных отложений более крупным материалом, остающимся на месте, вплоть до значительных глубин, в зоне трансформации волн (Friedman, Sanders, 1978). Эти остаточные грубозернистые отложения [lags] могут быть гравийными, содержать галечный и ракушечный материал (Friedman, Sanders, 1978) или же представлять собой в основном хорошо отмытые ракушечные слои (Brenner, Davies, 1973; Allen, 1982b). Последние иногда образуют своеобразную мостовую, или отмостку [pavement] плотно уложенных раковин (Kreisa, 1981).

На меньших глубинах очень крупные волны, по мнению Х. Е. Клифтона (Clifton, 1976), должны обуславливать образование участков плоского выровненного дна [plane bed] или мегарифелей. Вынесенный же на большие глубины материал, в основном песчаной размерности, образует более грубозернистые прослои (песчаные или песчано-алевритовые мощностью, как правило, в несколько сантиметров) среди илистых осадков (Reineck, Singh, 1972; Рейнек, Сингх, 1981; Allen, 1982b), причем переслаивание песчаных и илистых отложений прослеживается часто до глубин в несколько десятков метров. На приглубых

участках берега перемещение в штормовых условиях галечного пляжевого материала вниз по крутому подводному склону приводит к формированию галечных прослоев среди илистых осадков (Щербаков, 1983).

Характер штормовых отложений на том или ином участке подводного склона в целом зависит от общей динамичности среды (энергии гидродинамических процессов), крупности осадков, направления штормового переноса воды, расстояния от берега и глубины (Johnson, 1978).

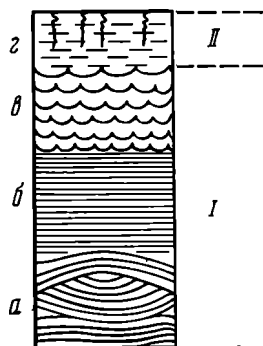


Рис. 8. Типы донных отложений, формирующихся в ходе волнений и в периоды между волновыми циклами

I — штормовые отложения; II — штилевые осадки

a — слоистость небольших повышений и понижений [hummocky cross-stratification]; *b* — тонкая плоская параллельная слоистость [plane parallel laminae]; *v* — мелкая мульдообразная (рифельная) косая слоистость [small-scale trough cross-bedding]; *z* — илистые биотурбированные осадки

По мнению Дж. Аллена (Allen, 1982b), штормовые отложения, представляющие собой грубозернистые осадки незначительной мощности, имеют большую протяженность. К наиболее характерным особенностям отложений, сформировавшихся в штормовых условиях, Р. Д. Крейса (Kreisa, 1981) относит: их резкий нижний контакт с подстилающими осадками, частый их облик как остаточных образований (контрастирующий с соседними слоистыми отложениями), уменьшение их мощности в сторону открытого моря и некоторые другие. Этот автор считает, что слоистость, образующаяся в штормовых условиях, в общем горизонтальная. Вместе с тем признается характерной (Dott, Bourgeois, 1982) очень специфическая косая слоистость с чередованием небольших возвышений, или холмиков [hummocks], и понижений [swales] (рис. 8, *a*); слоистость [hummocky cross-stratification] формировалась в условиях быстрой смены размыва и аккумуляции.

Процессы рельефообразования и осадконакопления в ходе затухания волнения

В стадии затухания волнового режима благодаря уменьшению волновых параметров и градиента нагона вод отмечается уменьшение и компенсационного оттока нагонных вод, так что преобладает движение воды и осадочного материала в сторону берега (Долотов, Кирилс, 1969; Долотов, 1977; Dolotov, 1982a; Niedoroda et al., 1984), в том числе и на участках, располагающихся дальше в море от зоны разрушения волн (Лонгинов, 1963). Существует общая тенденция к возврату материала, вынесенного с пляжа и приурезовой зоны (Niedoroda et al. 1984). Неустойчивостью волнового режима и положения зоны разрушения волн объясня-

ется интенсивность обмена водами и осадочным материалом между различными зонами.

Из-за резкого уменьшения крутизны волн (Кирлис, 1964) при их разрушении отмечается значительно меньшая турбулентность вод, чем в предыдущие фазы, а тем самым характерно и меньшее размывающее воздействие воды на рыхлый материал, лежащий на дне (Долотов и др., 1982а). В условиях общего поступления материала на сторону берега с нижележащих участков профиля подводного склона (из зоны трансформации волн) в зоне разрушения волн (подводных валов и ложбин) отмечается общее повышение поверхности, нарастание валов в высоту, заполнение межваловых и приурезовой ложбин мелким песчаным материалом, нередко формируется прибрежный вал (рис. 9), причем наблюдается его смещение в сторону уреза и причленение к берегу (Зенкович, 1962; Dabrio, 1982). Для более спокойных по сравнению с предыдущими стадиями волнения динамических условий рассматриваемой фазы характерно формирование волновых рифелей на поверхности дна (Рейнек, Сингх, 1981; McLane, 1982), в том числе на дне ложбин (Allen, 1982b), а также в приурезовой зоне (Логвиненко, 1980; Sherman, Greenwood, 1984).

На склоне пляжа прямые скорости потока заплеска волн превышают скорости обратных (Кирлис, 1967; Долотов, Кирлис, 1969). Явному преобладанию процесса аккумуляции рыхлого материала на пляже (Лонгинов, Леонтьев, 1951; Jankevičiute, 1961; Шербаков, Павлидис, 1964; Шуляк, Болдырев, 1966; Кирлис 1967, 1971; Долотов и др., 1968а; Логвиненко, 1976, 1980) способствует сохранение скоростей прямого потока, достаточных для интенсивного перемещения материала вверх по склону пляжа, в зону его отложения (Кирлис, 1965, 1968; Долотов и др., 1982а). Во многих случаях происходит формирование пляжевых валов (Кирлис, 1981; Юркевич и др., 1982). Плановые очертания береговой линии, с одной стороны, имеют тенденцию к выравниванию, но прослеживается и противоположная тенденция — к нарастанию аккумулятивных выступов, что вызвано интенсивной подачей материала со дна (Кирлис, 1971).

Для стадии затухания штормового волнения характерно осаждение материала, в основном песчаного и алевритового, находившегося в первые две стадии во взвешенном состоянии в водной толще (Friedman, Sanders, 1978), практически, вероятно, по всему профилю подводного берегового склона (см. рис. 9). Этот процесс отложения взвешенных частиц на дне идет по убывающей (со временем) крупности (Аксенов, 1972; Шуйский, 1977; Allen, 1982b). Крупность осаждающегося материала уменьшается и с удалением от береговой линии (Allen, 1967). Этот материал прикрывает сверху крупнозернистые так называемые остаточные отложения (см. рис. 9), сформированные при вымывании более мелких осадков в течение двух предыдущих фаз волнения (Friedman, Sanders, 1978; Kreisa, 1981). В условиях характерной подачи мелкого рыхлого материала в сторону уреза, в зоне валов и ложбин, отмечалось общее уменьшение крупности осадков (Долотов и др., 1968а; Логвиненко и др., 1971б) и местами — уменьшение по сравнению с предыдущими фазами волнения содержания тяжелой подфракции в обстановке разблвнения и прикрытия сверху отмытых ранее отложений (Долотов и др., 1968а).

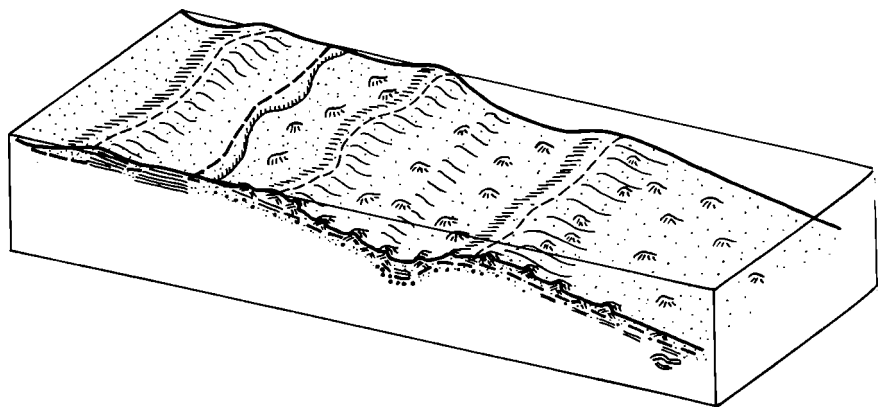


Рис. 9. Особенности рельефообразования и накопления осадков в фазу затухания волнения

Условные обозначения — см. рис. 3, 4 и 6

В результате быстрого осаждения частиц из взвеси в процессе затухания штормового волнения на том этапе, когда еще сохраняются достаточно высокие придонные скорости, на поверхности подводного склона нет еще или очень мало ритмичных донных форм (типа рифелей) и формируется толща отложений с тонкой плоской параллельной слоистостью [plane parallel laminae] (Kumar, Sanders, 1976; Reineck, Singh, 1972; Seibold, 1963). Серии таких же плоских слоев [flat laminae] (см. рис. 8, б) перекрывают слоистость небольших возвышений дна и ложбин [hummocky cross stratification], а их, в свою очередь, на последующем этапе затухания шторма перекрывают отложения с рифельной кривой слоистостью [small-scale ripple cross-beddings] (см. рис. 8, в), связанной с появлением на поверхности дна симметричных волновых рифелей (Dott, Bourgeois, 1982). Рифельные текстуры, обусловленные воздействием волн и сопутствующих им течений, в рассматриваемую фазу волнения неоднократно прослеживались (см. рис 9) в зоне валов и ложбин (Kumar, Sanders, 1976; Гижеевски и др., 19786; Allen, 1982b).

В относительно спокойной динамической обстановке фазы затухания на пляже происходит отложение однородных тонких слоев, в основном мелких осадков, с пологим наклоном слоев (low-angle plane bedding) в сторону моря (Долотов и др., 1978, 1982а; Dolotov, 1982а). В Карибском море при затухании волнового режима отмечалось накопление на пляже тонкозернистого материала с образованием клиновидной слоистости [wedge-shaped laminae], с сериями слоев, сужающимися в направлении верхней части пляжа [Terwindt et al., 1984]. По наблюдениям Н. В. Логвиненко (1976), в потоке заплеска затухающих волн, кроме тонких слоев мелкого песка, образующихся при выпадении мелких твердых частиц из взвеси водной толщи потока, ниже формируются слои, состоящие из более крупного материала, переносимого сальтацией и волочением.

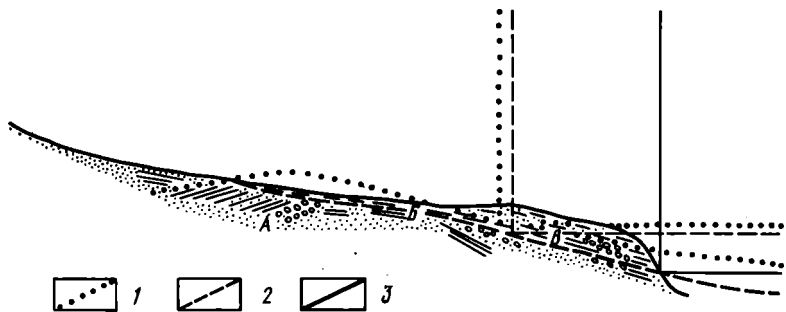


Рис. 10. Формирование толщи пляжевых отложений в различные фазы волнения
А — слоистость, образованная в фазу усиления (развития); *Б* — поверхность устойчивого размыва, созданная в фазу стабилизации; *В* — слоистость, сформированная в фазу затухания

1 — профиль и уровень моря в фазу усиления; 2 — то же, в фазу стабилизации; 3 — то же, в фазу затухания. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4 и 6

В результате волнений достаточно большой силы на пляже формируется сложно построенная толща отложений, в которой запечатлены результаты воздействия потока заплеска в течение трех основных стадий прошедшего волнения (рис. 10), охарактеризованные выше. Предлагаемая схема, основанная на наших детальных стационарных исследованиях в основном на Балтийском море, в общих чертах сходна с существующими схемами (Щербаков, Павлидис, 1964; Logvinenko, Remizov, 1964; Логвиненко, 1980; Рейнек, Сингх, 1981), однако интерпретация процесса формирования пляжевой слоистости в значительной степени отличается от наиболее полной схемы, приводимой в работе Ф. А. Щербакова и Ю. А. Павлидиса (1964). Наша схема учитывает закономерности процессов, выявленные непосредственно в ходе различных фаз волнений, чего в других работах не было.

Основные типы преобразований рельефа и дифференциации осадочного материала в ходе волнений

Как было показано выше, от одной фазы к другой существенно меняется общий характер динамической обстановки в прибрежной области, так что структурой волнения (продолжительностью и особенно относительной ролью каждой из фаз) в большой мере определяется итоговое проявление воздействия волн (и потока их заплеска), а также течений во время того или иного волнового цикла (Долотов и др., 1982а; Dolotov, 1986b).

От соотношения длительности фаз зависит, преобладают ли и сохраняются после прошедшего волнения следы размывающего действия волн, волновых течений и потока заплеска волн на стадиях усиления и стабилизации, или же они затушевываются и в итоге доминируют результаты воздействия волнового режима в фазу затухания, благоприятствующего аккумуляции материала (Айбулатов и др., 1966а, б; Долотов, 1967). Длительностью отдельных фаз определяется количество материала,

вынесенного из верхней части подводного берегового склона на нижележащие участки дна (в фазы усиления и стабилизации) и количество материала, возвращенного обратно (в фазу затухания), т. е. составляющие приходо-расходные статьи баланса рыхлого материала (Долотов, 1967).

Вместе с тем не меньшее значение имеет и направление волн, поскольку различия в подходе волн к берегу создают разнообразие условий перемещения и нового поступления материала со дна, а также в соседних участках берега (Долотов, 1977; Dolotov, 1975, 1982a), что в конечном виде тоже существенно влияет на общее количество и баланс осадочного материала на подводном склоне и пляже (Долотов и др., 1982a).

В результате длительных повторных наблюдений на Балтийском и Черном морях выявлено, что как на подводном береговом склоне, так и на пляже рельефо- и осадкообразующие процессы могут происходить в обстановке общей аккумуляции осадков или общего размыва дна и пляжа (Айбулатов и др., 1966a; Долотов, 1967, 1971a, 1977; Долотов, Кирлис, 1969; Долотов, Стаускайте, 1970; Dolotov, 1975, 1982a). Иначе говоря, в ходе волнений наблюдаются два типа изменений рельефа, гранулометрического и минералогического состава осадочного материала (Долотов и др., 1982a). В этой связи необходимо подчеркнуть, что разделение обстановок осадконакопления на две категории с преобладанием отложений осадков или доминированием процессов эрозии в различных природных средах признается типичным (Рейнек, Сингх, 1981).

В ходе тех штормовых волнений, при которых волны в основном подходят под прямым углом к берегу (поперечных волнений), а фаза затухания имеет большую продолжительность (и при обязательном условии — значительных запасах рыхлого материала), ведущим процессом, определяющим особенности итоговых преобразований рельефа и изменений состава осадков, становится процесс поступления мелкого материала с нижележащих на вышележащие участки дна (в сторону уреза) (Долотов, 1967, 1977; Dolotov, 1975, 1982a). Этот процесс, как было показано выше, характерен для фазы затухания волнений, влияние которой в данном случае максимально. Вдольбереговое перемещение материала при поперечных волнениях осуществляется в виде отдельных его подвижек в противоположных направлениях (миграций), вследствие чего возможна компенсация материала, вынесенного в каком-то одном направлении (Долотов, 1971a).

В результате в целом за волновой цикл рассматриваемого типа в верхней части подводного берегового склона (в зоне валов и ложбин) создаются благоприятные условия для накопления осадочного материала (Долотов, 1967, 1971a, 1977; Кирлис и др., 1971b; Долотов, Стаускайте, 1970; Dolotov, 1982a). Такая обстановка приводит к общему повышению и выполаживанию профиля в зоне валов и ложбин, к нарастанию валов в высоту и заполнению ложбин мелкими осадками, к общему повышению поверхности дна и на участках, располагающихся непосредственно ниже по профилю, в зоне трансформации волн (рис. 11,а). Условия преобладания процессов аккумуляции материала в зоне подводных валов и ложбин в ходе поперечных волнений отмечались и на побережье Австралии (Chappell, Eliot, 1979).

Необходимо, однако, подчеркнуть, что в некоторых случаях, при дли-

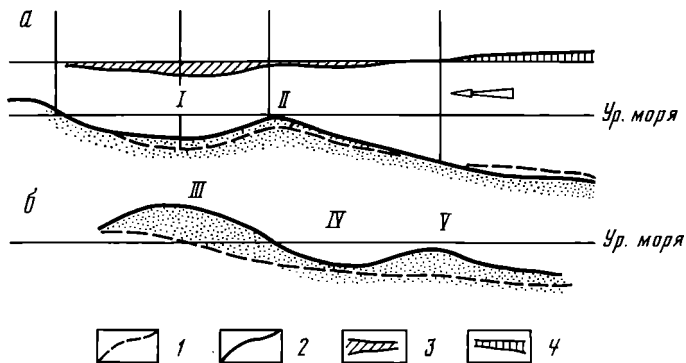


Рис. 11. Рельфо- и осадкообразование во время волнений с условиями общей аккумуляции

а — на подводном береговом склоне; *б* — на пляже и в приурезовой части дна; I — ложбина; II — морской вал; III — пляжевый (береговой) вал; IV — приурезовая ложбина; V — прибрежный вал

1 — положение профиля до волнения; 2 — то же, после волнения; 3 — уменьшение крупности отложений; 4 — увеличение крупности осадков. Остальные обозначения — см. рис. 4

тельном преобладании поперечных волнений и поступлении осадочного материала в сторону уреза, может наступить момент, когда в прибрежной области будет наблюдаться истощение запасов этого материала и возникает его дефицит (Долотов и др., 1968а, б).

В ходе волнений рассматриваемого типа с условием общей аккумуляции в верхней части подводного берегового склона, в зоне валов и ложбин, как правило, отмечается общее уменьшение крупности донных осадков (см. рис. 11,а) и увеличение содержания наиболее мелких фракций — 0,1—0,25 и <0,1 мм (Долотов, 1967, 1971а, 1977; Кирлис и др., 1971в), что особенно четко выражено на дне ложбин, интенсивно заполнявшихся мелкими осадками (Долотов, 1971а, 1977). В зоне трансформации волн участки, непосредственно примыкающие к зоне валов и ложбин, тоже испытывали влияние поступления мелкозернистого материала с нижележащих участков профиля. Здесь имели место транзит или отложение этого материала, причем в последнем случае также отмечалось некоторое уменьшение крупности осадков. На больших глубинах — участках, испытавших размыв, зафиксировано некоторое возрастание общей крупности донных отложений на фоне уменьшения содержания двух мелких фракций (Долотов, 1971а).

В условиях «разбавляющего» влияния подачи мелкого материала в сторону уреза прослеживается уменьшение общего содержания тяжелых минералов в зоне валов и ложбин (особенно значительное на дне ложбин) и часто — общее выравнивание содержания тяжелой подфракции по поверхности профиля зоны (Долотов, Стаускайте, 1970; Долотов, 1971а, 1975). В зоне трансформации волн на прилежащих к зоне валов и ложбин участках дна, характеризующихся общей акку-

муляцией осадочного материала, также отмечалось уменьшение содержания тяжелых минералов, тогда как на больших глубинах, на участках с итоговым размывом дна, напротив, их увеличение (Долотов, Стаускайте, 1970).

В результате воздействия волн и течений в динамической обстановке волновых циклов рассматриваемого типа после их окончания обычно отмечалось повышенное содержание более легких минералов тяжелой подфракции типа амфиболов и пироксенов, причем иногда их содержание возрастало до 50% (Стаускайте, 1963-1964; Долотов, Стаускайте, 1970; Долотов, 1971а). Отмечалось и присутствие слюды (даже на подводных валах), что признается характерным (Doyle et al., 1968) для условий аккумуляции осадков. В то же время после прошедших волнений фиксируется значительно меньшее содержание более тяжелых минералов — типа рудных и особенно граната (Стаускайте, 1963-1964; Долотов, Стаускайте, 1970). Указанный состав тяжелой подфракции, с вполне определенным относительным содержанием более легких и более тяжелых компонентов, считается характерным именно для аккумулятивных участков (Ульст, 1963).

При волнениях, которые отличаются в основном косым подходом волн к берегу, небольшой продолжительностью стадии затухания и, напротив, значительной ролью двух других (стадий усиления и стабилизации), ведущим процессом, обуславливающим конечные результаты волнения, становится процесс размыва дна и выноса материала из верхней части подводного берегового склона в сторону открытого моря, на нижележащие участки профиля, а также на смежные участки берега (Долотов, 1977; Dolotov, 1975, 1982а; Кирлис и др., 1971 б,в, 1972). Этот процесс, как было показано выше, особенно характерен для стадий усиления и стабилизации волнения, а в короткую заключительную фазу затухания результаты деятельности волн и течений во время этих двух первых фаз не успевают затухеиваться. В ходе волнений рассматриваемого типа велика роль продольных сил (вдольбереговых течений), и в отличие от условий действия поперечных волнений вдольбереговое перемещение материала происходит преимущественно в одном направлении. Вследствие этого вынос его на соседние участки из верхней части подводного берегового склона не может компенсироваться ни за счет поступления с других участков, поскольку очень мала роль подвижек в направлении, противоположном общему вдольбереговому перемещению, ни с местных участков дна, ввиду того что мала роль поперечных сил, а фаза затухания непродолжительна (Долотов, 1967, 1971а).

В целом в ходе таких волнений в верхней части подводного склона создаются условия общего размыва дна (Долотов, 1967, 1971а; Долотов, Стаускайте, 1970). Усилению этого процесса в большой степени могут способствовать результаты предшествовавших волнений — вынос из зоны валов и ложбин значительного количества рыхлого материала, обусловивший создание его дефицита в этой части подводного берегового склона перед началом волнения рассматриваемого типа (Долотов и др., 1982а). Размыв и понижение поверхности профиля (рис. 12,а), с некоторым увеличением его расчлененности, как правило, отмечается почти повсеместно в зоне валов и ложбин и на участках зоны трансформа-

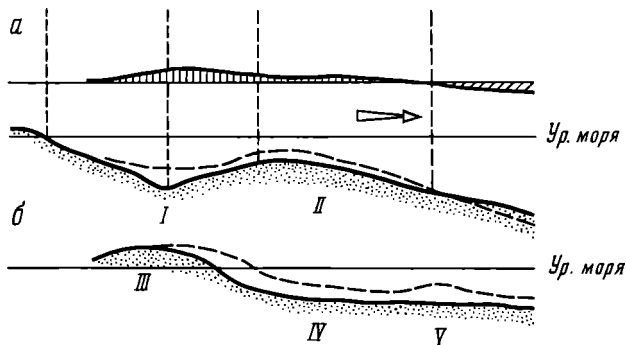


Рис. 12. Рельефо- и осадкообразование во время волнений с условиями общего размыва

Условные обозначения — см. рис. 4 и 11

ции волн, непосредственно примыкающих к внешнему морскому валу; при этом происходит размыв вершинных частей подводных валов и часто существенное углубление ложбин (Долотов, 1967, 1971а; Долотов, Стаускайте, 1970). Сходные результаты воздействия косых волнений были зафиксированы у побережья Австралии (Chappell, Eliot, 1979). Размыв поверхности дна на значительном протяжении профиля приводит к тому, что за время волновых циклов рассматриваемого типа общее количество рыхлого материала в верхней части подводного склона (зоне валов и ложбин) обычно уменьшается (Долотов, 1967, 1971а).

В ходе волнений с условиями общего размыва в зоне валов и ложбин прослеживаются общее укрупнение осадков (см. рис. 12,а) и сокращение содержания наиболее мелких фракций (Долотов, 1967, 1971а, 1977; Кирлис и др., 1971в), причем особенно существенное на дне ложбин, где признаки размыва выражены наиболее ярко; в зоне же трансформации волн характер изменений гранулометрического состава осадков целиком определялся характером изменений рельефа — понижением, повышением или общей устойчивостью положения профиля (Долотов, 1971а).

В динамической обстановке, обуславливающей общий размыв, в зависимости от интенсивности движений воды в придонном слое может отмечаться возрастание или уменьшение содержания тяжелой подфракции, причем это было обнаружено как в ходе лабораторных экспериментов (Волков, 1965), так и в природных условиях при анализе результатов волнений рассматриваемого типа (Долотов, Стаускайте, 1970). Увеличение содержания тяжелых минералов на подводном склоне имеет место, когда при каких-то оптимальных скоростях движения воды выносятся только легкие мелкие твердые частицы, уменьшение же — в тех случаях, когда в силу больших скоростей движений воды выносятся все мелкие частицы, как легкие, так и тяжелые (Долотов, Стаускайте, 1970; Долотов, 1971а, 1977). Интенсивная сепарация мелкозернистого материала по удельному весу с увеличением содержания тяжелой подфракции особенно четко прослеживается на поверхности подводных валов (Долотов, Стаускайте, 1970; Долотов, 1977).

Вследствие преобладания в ходе волнений рассматриваемого типа условий общего размыва и выноса мелких и более легких частиц происходит обогащение отложений зоны валов и ложбин тяжелыми минералами с большим удельным весом (типа граната и особенно рудных), как правило, наряду с уменьшением относительной роли более легких минералов тяжелой подфракции (типа амфиболов и пироксенов) и практическим отсутствием слюды (Стаускайте, 1963-1964; Долотов, Стаускайте, 1970; Долотов, 1971а, 1977). Такое соотношение более легких и более тяжелых компонентов группы минералов тяжелой подфракции считается типичным для условий размыва (Ульст, 1963).

Необходимо подчеркнуть, что в зоне пляжа характер изменений рельефа и состава отложений находится в особенно сильной зависимости от структуры волнения (длительности отдельных его фаз), и на основании результатов длительных природных наблюдений установлено, что и здесь можно выделять два типа динамических обстановок, обусловленных различными волновыми режимами (Долотов и др., 1982а).

Когда наибольшее значение имеет фаза затухания волнения (при максимальной ее продолжительности или когда она больше двух других вместе взятых), то в приурезовой части подводного склона и зоне потока заплеска волн отмечается увеличение общего количества рыхлого материала (Долотов, Кирлис, 1969) при его подаче со дна в сторону уреза при условии его достаточного количества на дне местного и смежных участков. При этом объем материала, отложившегося на поверхности пляжа во время фазы затухания, превосходит объем материала, размываемого во время фаз усиления и стабилизации, а такие циклы волнения принято называть периодами, или циклами аккумуляции (Кирлис, 1967).

За время действия волнений рассматриваемого типа прослеживается общее повышение профиля пляжа, а временами — заполнение мелким материалом приурезовой ложбины и формирование прибрежного вала как показателя значительного количества осадочного материала в верхней части подводного берегового склона (см. рис. 11,б), о чем может свидетельствовать и формирование пляжевого вала (Долотов и др., 1968а). Обычно происходит выдвижение береговой линии в сторону моря и ее выравнивание (Кирлис, 1967; Долотов и др., 1968а).

После окончания волнений рассматриваемого типа, как правило, отмечалось уменьшение общей крупности материала на урезе; в пляжевых отложениях среди тяжелой подфракции наблюдалось явное преобладание более легких минералов типа амфиболов и пироксенов (Стаускайте, 1963—1964).

В тех случаях, когда в ходе волнений бывают отчетливо выражены фазы усиления и стабилизации волнового режима или хотя бы одна из них, а фаза затухания непродолжительна или, несмотря на достаточную длительность, относительная ее роль невелика, в зоне потока заплеска волн (и в приурезовой части подводного склона) отмечается явное доминирование результатов процесса размыва как следствие воздействия потока заплеска в фазы усиления и стабилизации (Долотов, Кирлис, 1969). Объем рыхлого материала, размываемого в эти две первые фазы волнения, превосходит объем материала, отложенного в фазу затухания, и эти циклы принято считать периодами или циклами размыва (Кирлис, 1967).

К концу волнений рассматриваемого типа обнаруживается существенный размыв пляжа и приурезовой части подводного берегового склона с общим понижением поверхности профиля и его выравниванием (см. рис. 12,6), как следствие размыва (Долотов, Кирлис, 1969; Кирлис и др., 1971в). Береговая линия за время волнений в общем смещается в сторону суши и сохраняет неровные очертания, унаследованные в основном от фазы усиления, а также частично и от фазы стабилизации (Кирлис, 1967).

После волнений с условиями общего размыва у уреза обычно присутствие значительной крупности материала. Как результат интенсивной сепарации мелкозернистых отложений на пляже отмечалось относительно высокое содержание тяжелых минералов с большим удельным весом, типа рудных и граната (Стаускайте, 1963—1964).

О существовании двух различных типов изменений на пляже, связанных со структурой штормовых волнений, свидетельствуют и материалы, полученные на Охотском море О. К. Леонтьевым, С. А. Лукьяновой и Л. Г. Никифоровым (1971).

По данным натурных наблюдений (Кирлис, 1969, 1971, 1974), характер рельефообразующих процессов, а следовательно, и процессов дифференциации осадочного материала на пляже в большой степени зависит и от угла подхода волн к берегу; так, при действии поперечных волнений наблюдается максимальный нагон вод к берегу, а тем самым наиболее обширная полоса воздействия на пляж потока заплеска волн.

Процессы изменения профиля и состава отложений в период между волнениями

В промежутки времени между отдельными волнениями в спокойных, или штилевых [fair-weather], условиях на поверхности профиля подводного берегового склона и в толще его отложений, сформированных в штормовые периоды, рельефо- и осадкообразующие процессы продолжают, причем на этот раз под воздействием не только гидродинамических, но и иных факторов. Ввиду того что некоторые следы этих преобразований фиксируются в древних осадочных толщах, вкратце остановимся и на них.

Поскольку движения водной толщи совсем не прекращаются, то не заканчивается и перенос твердых частиц во взвешенном состоянии. Когда же последние попадают в спокойные в динамическом отношении затишные остановки седиментации, то происходит дальнейшее выпадение на дно частиц, еще продолжавших оставаться во взвеси. В таких условиях на поверхности подводного берегового склона накапливаются в основном илстые осадки, имеющие вид или тонкого «налета» (слоя), или же представляющие собой серию слоев из материала размерности ила (см. рис. 8,2), часто перекрывающие слои, связанные с формированием рифелей в конце штормового волнения (Allen, 1982b). Формирование в послештормовой период пелитовых слоев, перекрывающих слои песчаного состава, отмечались на Черном море (Айбулатов и др., 1974).

В благоприятных для развития донных (бентосных) организмов

условиях водной среды в штилевые периоды значительную, а порой и доминирующую роль в процессах преобразования поверхности и толщи отложений может играть биогенный фактор. На тех участках прибрежной области, где слабы гидродинамические процессы, происходит разрушение ранее созданных динамических (физических) текстур отложений с тенденцией к преобразованию их в биогенные — биотурбационные. Процесс биотурбации (см. рис. 8,2) — разрыхления и перераспределения осадочного материала, связанный с перемещением в толще осадков специфических живых организмов, — является реакцией этих организмов на изменение условий их обитания (Рейнек, Сингх, 1981). Относительная роль этого процесса определяется соотношением степени воздействия гидродинамических (физических) и биогенных факторов, которая меняется в зависимости от глубины места (Градзинский и др., 1980). Мощность толщи, перерабатываемой организмами, колеблется в довольно широких пределах, прежде всего, в зависимости от длительности штилевого периода и, по мнению одних авторов (Kumar, Sanders, 1976; Friedman, Sanders, 1978), в общем, в песчаных осадках в среднем достигает 30 см; по мнению же других (Градзинский и др., 1980), такая мощность может варьировать от 10—15 до нескольких десятков сантиметров.

Условия, неблагоприятные для процесса биотурбации, — это высокие скорости седиментации, когда отмечается невысокая плотность бентосных популяций, а также размыв донной поверхности (Рейнек, Сингх, 1981). Наоборот в общем случае процессы биотурбации получают наибольшее развитие при невысокой скорости накопления осадков и небольшой переработке поверхности физическими (гидродинамическими) процессами.

Биотурбационные процессы часто обуславливают значительные изменения верхней части толщи прибрежных отложений, особенно во внешней, наиболее удаленной от берега части подводного склона с более спокойными общими динамическими условиями. В связи с этим нередко они становятся причиной плохой сохранности первичных текстур отложений, сформированных под воздействием гидродинамических факторов — волнения и течений.

Сезонные и длительные изменения рельефа, гранулометрического и минералогического состава прибрежных отложений

Цикличность гидрометеорологических процессов объясняется различной интенсивность ветро-волнового режима (проявления основных гидродинамических факторов) в различные сезоны, что обуславливает специфику процессов изменения рельефа и состава осадочного материала (Долотов и др., 1982а).

Для позднеосенне-зимнего периода на Балтийском море характерны наибольшее количество, штормов, большая их сила и продолжительность, преобладание стадий усиления и стабилизации волнового режима (Кирлис и др., 1971а). Подобная же картина отмечается и на дальневосточных морях, причем длительность штормовых волнений в несколько раз превышает их продолжительность в весенне-летний период (Смолдырев, 1978). Явно большая интенсивность волнения в позднеосенне-зимнее время прослеживается и на Черном море (Айбулатов, 1966;

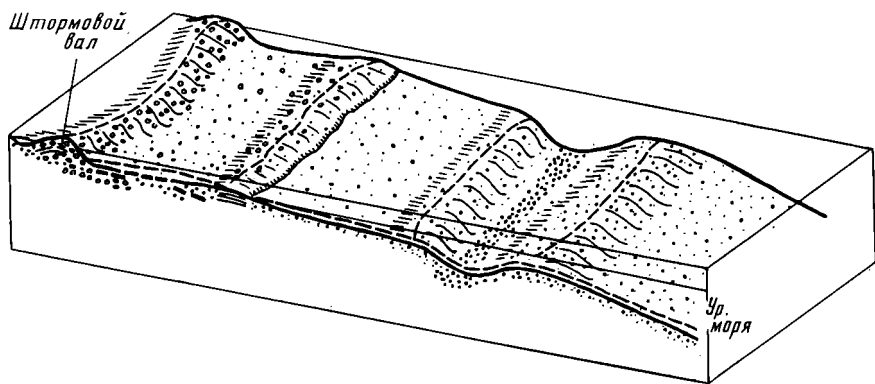


Рис. 13. Рельефо- и осадкообразование в осенне-зимний период
Условные обозначения — см. рис. 3, 4, 5 и 6

Долотов и др., 1971). Кроме меньшей общей продолжительности штормов, для весенне-летнего периода характерна большая длительность фазы затухания волнения (Кирлис и др., 1971; Смолдырев, 1978). По силе некоторые летние штормовые волнения не уступают зимним, но они, как правило, кратковременны (Лонгинов, 1961).

В позднеосенне-зимнее время при значительных параметрах волн и существенном нагоне вод наблюдается хорошо выраженный отток нагонных вод, что обуславливает вынос мелкого рыхлого материала в сторону моря (Лонгинов, 1963), создание дефицита этого материала в верхней части подводного берегового склона, зоне валов и ложбин (Долотов и др., 1982а). Динамические обстановки с условиями общего размыва здесь (рис. 13) считаются типичными для этого периода года и зарубежными учеными (Shepard, La-Fond, 1940; Grant, 1943; Shepard, 1950; Owens, 1977). По наблюдениям на Черном море (Долотов и др., 1971, 1972), наибольшие изменения рельефа в рассматриваемый период были характерны для зоны трансформации волн или же нижней части зоны валов и ложбин (внешнего морского вала и наиболее удаленной от берега межваловой ложбины).

В условиях общего размыва верхней части подводного берегового склона (зоне валов и ложбин) осадочная толща, сформированная ранее, в весенне-летний период, испытывает интенсивное воздействие волн и течений и формируется слой (рис. 13) грубого перемятого и переработанного осадочного материала (Долотов, 1971 б, 1978).

Динамическая обстановка размыва и общего выноса материала в сторону моря в это время характерна и для пляжа (Котаг, 1976; Долотов и др., 1982а). Со значительным нагоном вод в сторону моря связана большая длина и мощность потока заплеска волн, часто захватывающего всю ширину пляжа отмелого побережья, вплоть до дюнного вала (Долотов и др., 1982а). Поверхность пляжа обычно образует вогнутый профиль размыва и занимает низкое положение (Долотов и др., 1978). Рыхлая толща пляжа, обычно узкого, характеризуется общей незначительной мощностью и значительным содержанием грубого

материала, а иногда она почти полностью размывается; тонкий плащ осадков обычно имеет резкий эрозионный контакт с более древними отложениями; на поверхности пляжа и по этому контакту часто происходит интенсивный отмыв концентратов тяжелых минералов; характерно формирование линз грубозернистого материала типа штормовых валов в верхней части профиля (Долотов и др., 1982а). Для отложений морского склона пляжа признается типичным формирование слоистости с пологим наклоном слоев [low-angle plane bedding] в сторону моря (Рейнек, Сингх, 1981), слои параллельны пологонаклонной общей поверхности склона (см. рис. 13).

В весенне-летний период, в условиях в целом небольшой волновой активности, отмечаются незначительный (по сравнению с осенне-зимним периодом) нагон и обратный отток вод в море, так что на подводном береговом склоне преобладает тенденция к подаче осадочного материала в сторону берега, происходит как бы возвращение материала, вынесенного в море на нижележащие участки профиля дна в течение осенне-зимнего периода (Лонгинов, 1963). Это обуславливает интенсивное накопление осадков в верхней части подводного склона, в зоне валов и ложбин, создание условий общей аккумуляции в этой части профиля (Долотов и др., 1982а). По наблюдениям в летний период на Балтийском море (Айбулатов и др., 1966а; Долотов, 1967) при наиболее типичных умеренных волнениях воздействию волн и связанных с ними течений обычно подвергается только верхняя часть подводного склона (даже не вся зона валов и ложбин), а за полный период летних исследований зафиксированы повышение дна на большом протяжении и общее уменьшение крупности поверхностных донных осадков в этой, верхней, части профиля (рис. 14). О преобладании процесса аккумуляции осадков в летний период свидетельствуют результаты исследований в других регионах: на тихоокеанском побережье США (Shepard, La-Fond, 1940; Grant, 1943; Shepard, 1950), атлантическом побережье Канады (Owens, 1977), Черном море (Долотов и др., 1971) и т. д.

В довольно спокойной динамической обстановке рассматриваемого периода года формируется мощный слой однородного мелкозернистого материала (Долотов, 1971б, 1978).

В условиях общей подачи осадочного материала по дну в сторону уреза в течение весенне-летнего периода и на пляже отчетливо прослеживается тенденция к аккумуляции осадков (Баском, 1966; Котаг, 1976а; Долотов и др., 1978). Незначительный в целом нагон воды к урезу обуславливает меньшую длину и мощность потока заплеска волн; поверхность пляжа, как правило, широкого занимает чаще всего высокое положение и имеет выпуклую форму аккумулятивного профиля; толща пляжевых отложений отличается значительной мощностью и сложена в основном мелкозернистым материалом (Долотов и др., 1982а).

Результаты длительных природных наблюдений свидетельствуют о том, что за значительные отрезки времени (серии штормов, сезоны, годы) благодаря интенсивности процессов рельефообразования, гранулометрической и минералогической дифференциации осадочного материала в прибрежной области имеют место существенные преобразования рельефа и изменения состава прибрежных отложений, причем эти про-

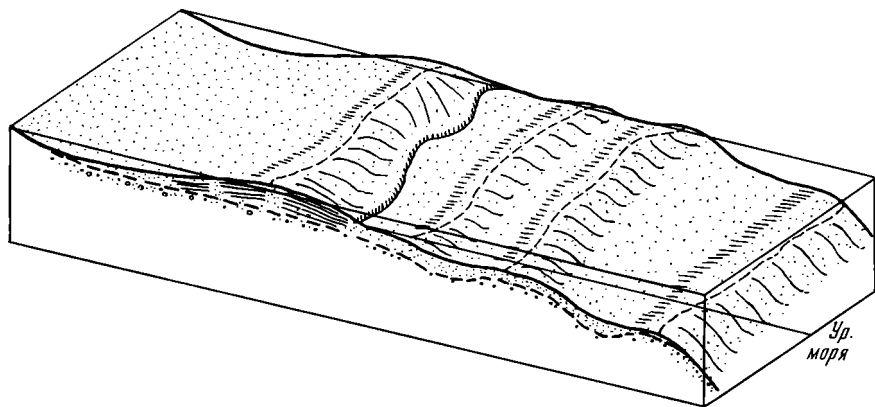


Рис. 14. Рельфо- и осадкообразование в весенне-летний период
Условные обозначения — см. рис. 3, 4 и 6

цессы неодинакового масштаба в различных зонах из-за существенной разницы в интенсивности воздействия гидродинамических факторов.

По данным детальных стационарных исследований на Балтийском море в 70-е годы, на отмелем песчаном побережье зафиксированы следующие изменения. Амплитуда деформаций рельефа составляла: 1 м и более в зоне трансформации волн (Кирлис, 1973; Жаромскис, 1979; Долотов и др., 1982а), 4 м и более (в большой мере из-за перемещения донных форм) в зоне валов и ложбин (Кирлис, 1973; Шуйский, 1977; Жаромскис, 1979; Долотов и др., 1982а) и около 2 м в зоне пляжа (Долотов и др., 1982а).

Диапазон изменений гранулометрического состава отложений был незначительным в зоне трансформации волн (существенно меньшим, чем в других зонах), разным (исключительно большим в ложбинах и незначительным на валах) в зоне валов и ложбин и максимальным (в целом) на пляже (Долотов и др., 1982а).

Относительно диапазона изменений процентного содержания тяжелых минералов получены такие результаты: он оказался значительным в зоне трансформации волн, исключительно большим (в наиболее мелкой фракции $< 0,1$ мм) в зоне валов и ложбин и в целом значительным в зоне пляжа (Долотов и др., 1982а).

Некоторые условия захоронения и сохранности форм рельефа и толщи отложений

В ходе волнений создаются разнообразные (макро- и микро-формы рельефа, которые могут быть только эфемерными образованиями или же обладать определенным потенциалом для сохранности на более длительное время. По справедливому мнению Г. Э. Рейнека и И. Б. Сингха (1981), в исследованиях особое внимание должно быть обращено на результаты тех процессов, которые могут сохраниться в геологической летописи.

Возникающие в водной среде прибрежной области формы рельефа, располагающиеся на поверхности профиля подводного берегового склона и пляжа, прежде чем выйти из-под непосредственного влияния гидродинамических факторов, часто испытывают неоднократную перестройку, в целом ряде случаев сопровождающуюся их перемещениями. В литературе высказываются соображения, что среды, отличающиеся высокой энергией процессов (типа штормовых условий), обычно обуславливают разрушение седиментационных текстур (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976); возможности сохранности этих структур малы, тогда как благоприятные условия для этого возникают на нарастающих (аккумулятивных) участках берега при обилии поступающих осадков (Dabigio, 1982). Известно (Clifton, 1976), что большим потенциалом для сохранности обладают седиментационные текстуры, созданные более крупными волнами, часто сложенные более грубым материалом и прикрытые сверху мелкими осадками. По мнению Н. В. Логвиненко (1980), односклонные пляжи (неполного профиля), как правило, не должны сохраняться из-за неоднократных их размывов. По утверждению некоторых зарубежных исследователей (Clifton, 1976), большую возможность сохранить имеют крупные рифели (типа мегарифелей) в более грубозернистых осадках, чем мелкие рифели в песчаных отложениях, поскольку в последних часто присутствуют бентосные организмы, обуславливающие биотурбацию — еще один очень существенный фактор переработки форм рельефа и донных отложений, проявляющийся в водной среде.

По наблюдениям на Балтийском море (Долотов и др., 1978, 1982а) и данным зарубежных специалистов (Psuty, 1966; Wunderlich, 1971), осадочная толща, образованная летними более слабыми волнениями, часто подвергается значительной переработке более сильными осенне-зимними волнениями, порою вплоть до полного разрушения летних структур.

Необходимо особо подчеркнуть, что на песчаных побережьях, судя по наблюдениям на Балтийском море (Долотов и др., 1978, 1982а), толщи пляжевых отложений с их текстурными признаками, сформированными в специфической динамической обстановке седиментации в потоке заплеска волн, имеют возможность сохраниться и перейти в ископаемое состояние только при наличии значительного содержания крупного материала, в первую очередь гальки, образующей как бы бронирующую поверхность, препятствующую перевеванию песчаного материала в ходе интенсивной эоловой деятельности.

В целом представляется, что наибольшую возможность сохраниться имеют формы рельефа и слагающие их отложения, созданные более сильными волновыми режимами, формирующими их часто за счет перестройки или разрушения образований, связанных с воздействием более слабых гидродинамических режимов. Циклы с самыми крупными параметрами волн и наиболее сильными волновыми течениями оставляют следы своего специфического воздействия на участках профиля, не достигаемых для более слабых волновых режимов — в верхней части пляжа и в самой нижней части профиля подводного берегового склона. В качестве примера можно привести наблюдавшиеся нами в осадочной толще пляжа на болгарском побережье Черного моря захороненные доволь-

но хорошо сохранившиеся остатки мощного пляжевого штормового вала, созданного в позднеосенне-зимний период (Долотов и др., 1982б).

Непременным условием для консервации, захоронения продуктов сильных волновых режимов следует признать воздействие достаточно длительных более слабых волновых режимов при наличии больших запасов рыхлого материала, что может привести к созданию своеобразной защитной покрывки из мелкозернистых отложений значительной мощности.

Такой процесс накопления более мелких осадков большой интенсивности должен происходить в обстановке достаточно высокой энергии среды, чтобы не создавалось условий для развития биотурбационных процессов.

Накапливающаяся осадочная толща в то же время должна содержать в верхней своей части и более крупный материал образующий бронирующую поверхность, способную защитить толщу от эоловой переработки.

Местом, наиболее благоприятным для быстрого перехода современных прибрежных отложений в ископаемое состояние, по всей вероятности, должна быть самая верхняя часть пляжа на аккумулятивных, непрерывно нарастающих участках отмелей песчаных побережий.

§ 8. КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИБРЕЖНОЙ ОБЛАСТИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Проанализированный в предыдущих разделах главы материал свидетельствует о сложности и разнообразии факторов, механизмов и результатов проявления рельефообразующих и осадкообразующих динамических процессов в рассматриваемой прибрежной области, приуроченных к различным динамическим обстановкам (разной динамике среды). Это находит отражение в большом разнообразии типов придонных движений воды, отличающихся различной интенсивностью, и соответственно перемещения осадочного материала, сортировки его по крупности и удельному весу, общей направленности и масштаба изменений состава прибрежных отложений, создаваемых форм рельефа, особенностей и интенсивности процессов накопления и размыва осадочной толщи, общей направленности и масштаба изменений рельефа.

По представлениям советских ученых, как уже подчеркивалось выше, прибрежная область морей и океанов справедливо выделяется в отдельную, специфическую область, называемую по-разному в зависимости от того, что стремятся подчеркнуть: ландшафтно-геоморфологической зоной прибрежной (волновой) аккумуляции (Щербаков, Чистяков, 1983; Чистяков и др., 1983), прибрежной динамической областью седиментации водных бассейнов (Рухин, 1947), береговой седиментационной зоной волновой аккумуляции или прибрежной ландшафтно-седиментационной зоной (Чистяков, Щербаков, 1983), прибрежной ландшафтно-седиментационной и геоморфологической зоной (Щербаков, 1983).

Действительно, рассматриваемая нами прибрежная область морей и океанов представляет собой единую динамическую среду, а точнее целую группу современных динамических обстановок (сред) рельефообразования и осадконакопления (Dolotov, 1987a). От более глубоководных частей морских и океанских акваторий ее отличает ряд особенностей, отчасти охарактеризованных в одном из предыдущих разделов главы. Во-первых, это общие особенности динамики водной среды — господство вполне определенного комплекса факторов (гидродинамических процессов) большой интенсивности с обязательным, как подчеркивалось, из года в год повторяющимся воздействием волн на поверхности профиля. Во-вторых, это специфические общие черты рельефа (в первую очередь форм аккумуляции) — определенный комплекс форм рельефа; их перечень, на наш взгляд далеко не полный, приводится в работе Ф. А. Щербакова (1983). В-третьих, это общие особенности формирующихся осадков, составляющих единый комплекс динамических (по сути генетических) типов прибрежных отложений. Заметим, что А. А. Чистяковым и Ф. А. Щербаковым (1984a) применен здесь термин «класс», а не комплекс, мы же используем термин «комплекс» для единообразия (унификации) принимаемой нами терминологии на уровне высшей классификационной единицы — области. И наконец, в-четвертых, это вполне определенный комплекс текстурных признаков осадочной толщи, не обладающий общими чертами, но создающий определенную последовательную смену одних другими по мере приближения к берегу.

Группа динамических обстановок, занимающая всю прибрежную область, подразделяется на отдельные динамические обстановки, называемые зонами (табл. 1), выделяемые также по четырем основным признакам (Dolotov, 1987a), причем первый является главным, определяющим все остальные. Первый — это доминирующий (ведущий) гидродинамический (динамический) фактор (агент), определяющий интенсивность динамических, или гидродинамических, по терминологии Л. В. Зорина (1977), процессов, общность определяемых этими процессами динамических условий аккумуляции осадков. Второй признак — определенный характер рельефа (тип форм рельефа) и масштабы его изменений. Третьим признаком является динамический (генетический) тип отложений (гранулометрического и вещественного состава осадков) и масштаб изменений этого состава. Каждый тип соответствует определенной фациальной зоне и способу образования осадков, или фаций (Щербаков, 1983). Названия динамических (генетических) типов прибрежно-морских отложений (и фациальных зон) даны по ведущему гидродинамическому фактору, а термин «поле» применен с целью выделения сферы его влияния. Четвертый признак — это характерный тип текстурных особенностей отложений, определяющий характер контактов серий и пачек слоев внутри осадочной толщи, а также контактов с отложениями других типов.

Нами предлагается (см. табл. 1) выделить три динамические зоны (Dolotov, 1987a). Первая — это зона трансформации (перестройки) волн, или поля течений (зоны течений), причем последний термин («зона течений»), вероятно, удобнее использовать при реконструкции условий

формирования древних осадочных толщ; это внешняя (нижняя) часть подводного берегового склона. Вторая зона — это зона деформации (интенсивной) и разрушения волн, или поля волнений. При расшифровке древних динамических обстановок осадконакопления целесообразнее ее именовать волновой зоной, поскольку именно здесь волнение как фактор, обуславливающий воздействие в первую очередь придонных колебательных волновых движений, проявляется наиболее полно и отчетливо, и их воздействие фактически только здесь в целом превышает влияние поступательных движений водной массы, отражаясь в рельефе, составе отложений и их текстурах; по наиболее типичным формам рельефа на пологих песчаных побережьях эту зону можно еще называть зоной валов и ложбин; она является средней зоной подводного берегового склона. Третья выделяемая зона — зона так называемого потока заплеска волн, или поля прибойного потока. При палеорекострукциях ее, вероятно, следует называть просто прибойной зоной по широко известному термину «прибойный поток», подразумевавшему поступательное разнонаправленное движение воды. Правда, обычно этим последним понятием охватывается также часть подводного берегового склона, где часто отмечаются колебательные движения воды, и которая располагается дальше в море от линии последнего разрушения волн, в типичном случае происходящем у уреза. Термин же «поток заплеска волн» точно соответствует определению, данному прибойному потоку, но его используют по сути дела только отечественные специалисты в области изучения динамики береговой зоны. Эту третью зону удобно называть также зоной пляжа, пляжевой или внутренней (верхней).

Заметим, что на наш взгляд нельзя признать правильной точку зрения некоторых ученых (Чистяков, Щербаков, 1983; Щербаков, 1983), которые считают, что на всей ширине прибрежной области от полосы, где начинается деформация волн, и до их полного разрушения на урезе, существует только один генетический тип отложений — волновой аккумуляции (Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1983). Как показывает материал, изложенный в предшествующих разделах главы, далеко не всюду на профиле, не при всяких динамических условиях, отчетливо проявляются результаты воздействия волн, а иногда преобладает влияние течений разного рода.

Каждую динамическую обстановку, или зону, предлагается подразделять на ряд динамических субобстановок, или подзон (табл. 2), также выделяемых по четырем критериям, т. е. признакам (Dolotov, 1987a). Первый — это интенсивность воздействия одного и того же (ведущего) гидродинамического фактора, специфика его проявления (как по силе, так и по характеру): колебательных или поступательных движений массы воды. Второй признак — это отдельные специфические формы рельефа (или несколько их), характер и масштаб их изменений, т. е. в первую очередь модификации динамических форм аккумуляции осадков. По мнению же А. А. Чистякова и Ф. А. Щербакова (1984a), здесь следует выделять отдельные элементы форм мезорельефа. Третий критерий — это некоторые характерные отличия гранулометрического и вещественного состава осадочного материала, т. е. динамические (генетические)

Т а б л и ц а 1

Общие особенности динамических обстановок (зон) рельефообразования и осадконакопления прибрежной области (отмелей песчаных побережий)

Динамические факторы и результаты их проявления	Зоны		
	трансформации волн	деформации и разрушения волн	потока заплеска волн
Динамика водной среды	Действие в основном различного рода течений, связанных и не связанных с волнением; эпизодическое значительное воздействие волновых движений наряду с течениями (при сильных штормовых волнениях)	Действие главным образом волновых колебательных движений, а также течений, связанных с волнением (вдольбереговых и отточных — разрывных) в сложном их взаимодействии; высокая общая турбулентность водной толщи, частое изменение динамики среды (во времени и пространстве)	Действие в основном плоского поступательного потока заплеска волн (прямого и обратного); общие условия высокой динамичности среды и частой смены динамических обстановок
Характер рельефа	В целом довольно выровненная поверхность дна с характерными мелкими рифелями (течений, волновыми, комбинированными), а также более крупными формами (валообразными повышениями и ложбинами), эпизодически возникающими в ходе наиболее сильных штормовых волнений; изменения рельефа довольно значительные (на Балтийском море свыше 1 м)	Подводные валы и ложбины, дюны (мегарифели), песчаные волны (с интенсивным перемещением) а также эпизодически возникающие и исчезающие (а частично и сохраняющиеся в толще отложений) донные формы типа различных широко распространенных рифелей, очень характерные участки плоского выровненного дна, бугры, борозды и т. д.; большая амплитуда изменений рельефа (на Балтийском море более 4 м)	Поверхность обычно с общим наклоном в сторону моря, часто с одним или несколькими пляжевыми (береговыми) валами и разделяющими их понижениями; отмечаются эфемерные рифели и другие микроформы; характерна значительная амплитуда изменений рельефа (на Балтийском море около 2 м)

Особенности состава отложений и его изменений

В общем мелкий и достаточно однородный материал, в основном размерности мелкозернистого песка и алевролита; отмечаются прослои и линзы более крупного материала, связанные с воздействием сильных штормов; часто интенсивная биотурбация; общий незначительный диапазон изменений гранулометрического состава отложений, но довольно значительный — в содержании тяжелой подфракции

Текстурные особенности отложений

Характерны тонкая пологонаклонная или горизонтальная слоистость и мелкорифельная слоистость, а также чередование пачек параллельных (песчаных и пелитовых) и биотурбированных слоев; специфические текстуры, связанные с воздействием сильных штормовых режимов (разнообразная косая слоистость); локально—крупная косая мутьдообразная слоистость мегарифелей

В общем хорошо отсортированный, но существенно отличающийся на различных участках профиля материал (в основном размерности средне- и мелкозернистого песка с примесью алевролита); общее высокое содержание тяжелой подфракции; в целом большой диапазон изменений крупности отложений и содержания тяжелых минералов

Характерны: горизонтальная или пологонаклонная плоская слоистость, связанная с плоскими участками дна, мелкая мутьдообразная косая, связанная с различного рода рифелями, крупная мутьдообразная косая, обусловленная наличием мегарифелей, дюн, песчаных волн; в толще часто чередование этих типов слоистости, серии и пачки слоев короткие (частое изменение направления и наклона слоев, а также крупности материала); частые следы размыва (перерыва в осадконакоплении)

В общем хорошо сортированный материал, в основном песчаной размерности, с примесью гравия, гальки и обычно без фракций пелита и алевролита; в целом значительное содержание тяжелой подфракции; общий большой диапазон изменений гранулометрического состава отложений и содержания тяжелых минералов

Крупная косая диагональная слоистость (чередование слоев с разными углами наклона); выдержанные (по направлению, углу наклона и мощности) тонкие плоские параллельные слои с общим пологим наклоном в сторону моря; нередко линзовидные и клиновидные серии, обусловленные резкими эрозийными контактами между отдельными пачками (сериями) слоев; слои с наклоном к суше—при наличии пляжевого (берегового) вала. Биотурбационные текстуры редки

Таблица 2

Характерные особенности динамических субобстановок (подзон) рельефообразования

Динамические факторы и результаты их проявлений	Зона трансформации	
	Внешняя переходная подзона	Основная подзона
Динамика водной среды	Эпизодическое воздействие редких, но сильных штормовых волнений наряду с доминирующим проявлением действия различных течений	Действие в основном различных вдольбереговых течений
Характер рельефа	Наряду с выровненными поверхностями дна, сложенными рифелями, валообразные повышения и понижения — характерные формы накопления более крупного материала в процессе шторма (часто выровненные и захороненные мелкими осадками)	В основном выровненная поверхность дна; широкое распространение рифелей (течений, волновых, комбинированных)
Особенности состава отложений и его изменений	Отмытые грубозернистые отложения, образующие полосы на поверхности дна или прослой (линзы) в толще отложений на общем фоне тонкозернистых осадков	Общий довольно однородный состав мелкозернистых отложений (главным образом размерности мелкого песка и алеврита)
Текстульные особенности отложений	Косая разнообразная слоистость в грубозернистых отложениях на фоне пологонаклонной косой и горизонтальной или мелкорифельной слоистости в мелкозернистых отложениях	Характерны пологонаклонная или горизонтальная плоская слоистость и мелкая рифельная мульдобразная слоистость; биотурбационные текстуры

подтипы отложений, а также масштабы изменений этого состава. К четвертому критерию относятся некоторые текстурные признаки отложений отдельных форм рельефа (или их серий, групп).

В первой выделяемой нами зоне, трансформации волн, предлагается различать три подзоны (см. табл. 2): переходную внешнюю, основную и переходную внутреннюю. Внешняя переходная подзона располагается несколько выше по профилю (на меньшей глубине), чем нормальная волновая база и характеризуется динамическими условиями, рельефом, осадками и текстурами отложений, в значительной степени связанными с воздействием редких, но сильных, из года в год повторяющихся штормов. Переходная внутренняя подзона обладает особенностями, обусловленными близостью основной зоны разрушения волн, отличающейся особо высо-

и осадконакопления прибрежной области отмелей песчаных побережий

волн	Зона деформации и разрушения волн
Внутренняя переходная подзона	Подзона подводных валов
В основном воздействие как вдольбереговых, так и разрывных и отточных течений (из зоны разрушения волн)	Действие в первую очередь колебательных движений воды, доминирование условий очень высокодинамической среды в ходе волнений
Характерны каналы стока отточных вод, мигрирующие мегарифели и дны на общем фоне выровненной поверхности дна, часто покрытого рифелями	Интенсивные неоднократные преобразования, связанные со смещением валов (разного направления и масштаба), срезанием или нарастанием их вершин; создание, смещение, исчезновение (редко захороненные в толще) плоских выровненных участков (особенно характерно), мегарифелей, мелких рифелей
На общем фоне тонкозернистых, песчано-алевритовых отложений – ареалы распространения грубых осадков в виде узких полос, меняющих свое положение	В общем мелкий и довольно однородный материал; характерны незначительный диапазон изменений гранулометрического состава отложений и значительный – содержания тяжелой подфракции
Характерны крупные косослоистые серии достаточно грубых отложений, локализованные по каналообразным формам рельефа разного типа, со слоями, имеющими общий наклон в сторону моря (главным образом крупная мульдобразная), на фоне общего преобладания (в мелкозернистых осадках) пологонаклонной или горизонтальной и мелкой рифельной слоистости	Характерно частое изменение направления и наклона слоев (по простиранию и вертикали) в толще отложений; особенно типичны (преобладают) серии горизонтальных и пологонаклонных плоских слоев, характерны крупная и средняя косая мульдобразная слоистость, а также мелкая рифельная косая слоистость; часто клиновидный характер слоистости; местами косая плоская слоистость с крутым наклоном слоев

кой интенсивностью процессов рельефо- и осадкообразования. Характерные особенности каждой из выделяемых подзон обобщены в табл. 2.

Во второй зоне, разрушения волн, наряду с двумя обычно различаемыми специалистами участками подводного склона (подзонами подводных валов и ложбин) предлагается еще выделять переходную внутреннюю подзону (см. табл. 2). Она занимает полосу дна между основной зоной разрушения волн и ее окончательным разрушением близ уреза; характеризуется режимом водной толщи, переходным между чисто колебательным (волновым) и чисто поступательным (потока заплеска волн), но имеет больше признаков, присущих первому, а поэтому и включена в зону разрушения волн.

В третьей зоне, потока заплеска волн, нами, как и ранее (Долотов

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Динамические факторы и результаты их проявлений	Зона деформации разрушения волн	
	Подзона подводных ложбин	Внутренняя переходная подзона
Динамика водной среды	Действие в основном локализованных вдольбереговых течений, часто носящих характер русловых	Сложное сочетание колебательных (волновых) и поступательных (нагонных и отгонных) неупорядоченных движений воды; характерна высокая турбулизированность водной толщи и широкий энергетический спектр обстановки
Характер рельефа	Широкое распространение рифелей, особенно течений, а при высокодинамичных условиях – дюн и мегарифелей; характерны значительные изменения рельефа, связанные со смещением (наползанием) валов, углублением ложбин или их заполнением осадками	Разнообразные положительные и отрицательные очень изменчивые формы рельефа типа прибрежных валов, приурезовых ложбин, мегарифелей, борозд, мелких рифелей, плоских участков дна
Особенности состава отложений и его изменений	Часто разнообразный материал (от тонкозернистых частиц до гальки), плохо отсортированный; большой диапазон изменений гранулометрического состава отложений	Довольно широкий гранулометрический спектр отложений и сложные изменения их состава во времени
Текстурные особенности отложений	Преобладание мелкой мутьообразной рифельной и косой слоистости, но отмечается и крупная, а также беспорядочная и градиционная слоистость	Сложные изменения направления и угла наклона слойков, а также крупности материала на коротком расстоянии в толще формирующихся отложений (по простиранию и вертикали); типы слоистости связаны с образованием и преобразованием мегарифелей и различных мелких рифелей, плоских поверхностей дна

и др., 1982а) предлагается различать три подзоны, отвечающие воздействию волн различной силы (см. табл. 2): слабых, умеренных и сильных волнений.

Суммирование наиболее общих, типичных особенностей гидродинамического режима, рельефа, состава отложений и текстур осадочной толщи, приведенное в табл. 1 и 2, осуществлено автором на основе обильного, но зачастую разноречивого литературного материала, как отечественного (в основном по Балтийскому и Черному морям), так и зарубежного, в сопоставлении со своими данными, полученными отчасти с соавторами и опубликованными в первую очередь в работах: Ю. С. Долотов и др. (1982а, б); Ю. С. Долотов, Р. Б. Жаромскис (1982); Y. Dolotov (1987а). Были использованы работы: Ф. А. Щербакова (1983); А. А. Чистякова и Ф. А. Щербакова (1983, 1984а); Ф. А. Щербакова и Ю. А. Павлидис

Зона потока заплеска волн		
нижняя подзона	средняя подзона	верхняя подзона
Воздействие слабых волнений	Воздействие умеренных волнений	Воздействие сильных волнений (а также золотых процессов)
Пляжевая ступень (берма), небольшие валы или уступы размыва, поверхность пляжа с наклоном в сторону моря	Пляжевые (береговые) валы или пологонаклонная (к морю) поверхность	Выровненная поверхность и штормовые пляжевые валы, подвергающиеся эпизодическому воздействию волн (и золотой переработке), небольшие повышения (бугры) золотого происхождения
Часто большой диапазон крупности материала (при значительном содержании грубозернистого, гравийно-галечного) и его изменений во времени; в общем невысокое содержание тяжелой подфракции	Разнородный по крупности материал (до грубозернистого); временами довольно значительное содержание тяжелой подфракции (по контакту с более грубозернистыми осадками или на поверхности устойчивого размыва)	Разнородный материал; плохо сортированный крупный и хорошо сортированный мелкий (песчаный), причем грубый как на поверхности, так и в толще (остатки штормового вала); общее высокое содержание тяжелой подфракции
Характерны косослоистые серии, линзовидные или клиновидные, чаще всего с общим наклоном слоёв в сторону моря	Характерна веерообразная система слоёв толщи; с наклоном слоёв в противоположные стороны по склонам пляжевого вала, более пологим — к морю, более крутым — к суше; линзовидные и клиновидные серии слоёв	Сверху чаще всего извилистая и перекрещивающаяся золотая слоистость, ниже, в толще, косая слоистость с разным наклоном слоёв в отложениях — остатках захороненного штормового вала, плоские поверхности размыва

(1964); Ф. А. Щербакова и др. (1975, 1978); Н. В. Логвиненко (1969, 1976, 1980); N. V. Logvinenko, I. N. Remizov (1964); В. Г. Ульста (1970); В. Г. Ульста, И. Г. Вейнберга (1975); Э. И. Кутырева (1968); Справочник по литологии (1983); Л. В. Зорина (1977); Н. А. Айбулатова (1963); Н. А. Айбулатова и др. (1966а, 1986); А. А. Аксенова (1972); В. П. Зенковича (1962); В. К. Гуделиса и др. (1966); Н. С. Сперанского (1976); Н. Reineck, I. Singh (1972); Г.-Э. Рейнека, И. Б. Сингха (1981); J. Allen (1967, 1982b); Р. Градзиньского и др. (1980); G. Fraser, N. Hester (1977); B. Greenwood, P. Mittler (1979); R. Davidson-Arnott, B. Greenwood (1974, 1976); S. Rudowski (1970); G. Friedman, J. Sanders (1978); Е. Гижеевски и др. (1978а, б); Ch. Campbell (1967); T. Elliott (1978); C. Dabrio (1982); R. Müller, J. M. Zeigler (1958); N. Exon (1975); A. Niedoroda et al. (1984); K. Chowdhuri, H.-E. Reineck (1978); R. Davis (1978).

В классификационных схемах прибрежных отложений Ф. А. Щербакова и А. А. Чистякова (Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1983, 1984а) выделяемые подзоны практически соответствуют нашим зонам, поскольку вся прибрежная область по нашей терминологии названа этими авторами прибрежной зоной с единым фациальным волновым комплексом отложений. Это различаемые ими внешняя зона (первичной деформации волн), зона валов (приурезовая зона разрушения, или забурунивания волн), пляжевая зона (действия прибойного потока). На наш взгляд, такая классификация далеко не полностью отражает все разнообразие динамических (рельефообразующих и осадкообразующих) процессов в рассматриваемой области. К тому же очень слабо представлены были сведения о текстурных признаках прибрежных отложений (только в очень общей форме при характеристике фаций), а местами эти сведения оказываются просто неверными, например, для зоны валов признаются характерными слабослоистые песчаные отложения (Чистяков, Щербаков, 1983). Автором в представленной классификационной схеме (см. табл. 1 и 2) сделана попытка, насколько возможно, восполнить этот пробел.

В то же время совершенно ясно, что в природе расположение и ширина динамических зон и подзон в плане, а также интервалы глубин, в которых они прослеживаются, конкретный состав осадков, характер и размеры форм рельефа, а также масштаб их изменений, текстурные особенности отложений — все это отличается большим разнообразием и зависит в первую очередь от конкретной энергетической обстановки среды рельефообразования и осадконакопления в том или ином районе, о чем пойдет речь в следующей главе. Здесь же нами представлена общединамическая схема воздействия факторов, особенностей процессов и результатов их проявления.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ПРИБРЕЖНО-МОРСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

§ 1. РЕГИОНАЛЬНЫЕ (ПАССИВНЫЕ) ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ, ОСНОВНЫЕ ТИПЫ И ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Характер динамических процессов рельефо- и осадкообразования в прибрежно-морской области, особенности самой динамической обстановки (среды), в которой проявляются основные гидродинамические, так называемые активные факторы, определяющие берегоформирующие процессы, а также их результаты (особенности рельефа и распределения осадков) в конкретных природных условиях во многом зависят от влияния так называемых пассивных факторов, создающих общий фон, на котором проявляются активные. Пассивные факторы связаны с геолого-геоморфологическими и климатическими особенностями того или иного района.

Геологическим строением и историей развития как самой прибрежной области, так и прилегающей суши определяется величина общего уклона поверхности дна и берега, на которой происходит активное взаимодействие гидродинамических факторов с осадочным материалом. Ими же обуславливается и конфигурация береговой линии.

Геологическое строение земной поверхности признается одним из важнейших факторов седиментации на континентальной окраине (Шербаков, 1982а), сильно влияющим на состав материала как мобилизуемого на суше, так и в области его накопления на дне. В литературе обращается внимание и на существенную роль структурно-тектонического фактора (Невесский, 1977), оказывающего влияние на ход процессов рельефо- и осадкообразования как через геологическое строение, так и через новейшие тектонические движения и проявления современного вулканизма (Ионин и др., 1982). Отмечается и значительная разница в общем характере донных осадков на эпиконтинентальных шельфах, отличающихся постепенным и последовательным переходом от крупно- к мелкозернистым осадкам с удалением от берега, и на геосинклинальных шельфах, характеризующихся преобладанием слабо заиленных песчаных и алевроитовых осадков (Гершанович, 1960). Выявлено, что в целом довольно крупным (песчано-алевритовым) материалом отличается прибрежная область на узком шельфе морей орогенических впадин и бортов краевых прогибов; здесь характерна и полимиктовость состава осадков с преобладанием малоустойчивых минералов, тогда как в прибрежной области эпиплатформенных морей отмечается преимущественно олигомиктовый состав с высоким содержанием устойчивых минералов; такая разница

связана с тем, что в районах орогенических впадин и бортов краевых прогибов отмечается поступление большого количества обломочного материала (в условиях резкого преобладания механической денудации) с сильнорасчлененных водосборов суши, тогда как в районах эпиконтинентальных морей, в равнинных областях суши, механическая денудация значительно слабее (Сорокин, Шлыков, 1984). Разный состав прослеживается у отложений районов древних платформ и молодых складчатых сооружений: олигомиктовый — у первых и в основном полимиктовый — у вторых (Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1984а).

Состав и крупность прибрежных осадков непосредственно зависят от их источника: от петрографического состава пород (Барковская, 1961) и их обломочных продуктов (Батурин, 1947), от источника поступающего осадочного материала (Passega, 1962; Passega et al., 1967; Сафьянов, 1978; McCave, 1971). В литературе подчеркивается и общая зависимость крупности прибрежных отложений от морфометрии дна (Невесский, 1967) и от расчлененности области сноса на суше (Рухин, 1962).

С климатическими факторами связаны степень проявления и общая энергия активных гидродинамических факторов на шельфе (Ионин и др., 1982). Широтной климатической зональностью определяется распределение явлений и процессов как в атмосфере прилегающей суши, так и в океанах и морях, в их водных массах (Щербаков, 1982а), т. е. с широтной зональностью атмосферных процессов связаны особенности динамики водных масс; ей же обуславливается и относительная роль биогенного материала (Чистяков и Щербаков, 1984а). Зонально обусловленной является энергия волнения, на чем остановимся отдельно.

Климатом определяются тип и скорость выветривания пород, тип переносимых осадков и агенты переноса (вода, ветер или лед), от чего, в свою очередь, зависит скорость поступления осадочного материала в водный бассейн (Johnson, 1978). В общем климатическими особенностями обусловлены различия в интенсивности и характере проявления процесса выветривания и в твердом стоке рек (Леонтьев, 1961в), количество и состав попадающих в море продуктов выветривания (Зенкович, 1962). Предпринята попытка, на наш взгляд малоубедительная, увязки с климатическими зонами преобладания того или иного типа, а вернее, основных компонентов донных осадков — ила, песка, гравия (Hayes, 1967).

В отношении того, какие же основные факторы определяют в целом общую крупность (гранулометрический состав) прибрежных осадков, единого мнения нет. Одни считают, что она зависит от поступления аллювиального материала, характера процессов выветривания и склонового сноса, а также поступления биогенного материала (Ионин и др., 1971), другие связывают ее с морфометрией, с питанием терригенным и талассогенным материалом (Невесский, 1967), третьи — с орогеническими процессами, крупностью речного аллювия и взвешенного материала, с подводным рельефом (Passega et al., 1967), четвертые — с источниками осадочного материала, удельной волновой энергией и общим уклоном дна (Kotag, 1976а).

В общем, в настоящее время признается (Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1983), что вещественный состав поступающего и образующегося

на континентальной окраине осадочного материала определяется геологическим строением и климатом прилегающей суши, а также гидрологическими и биологическими характеристиками водных масс.

К основным источникам осадочного материала в прибрежной области чаще всего принято относить продукты абразии клифов и подводного берегового склона, твердый сток рек, материал талассогенного происхождения (ракуша, оолиты, обломки кораллов и т. д.), эоловые выносы, материал, переносимый льдами, и вулканогенный (Шуйский, 1981). Некоторые зарубежные исследователи (Davis, 1978) к основным источникам терригенных прибрежных осадков относят выносы рек, размыв берегов, материал ледникового происхождения и поступивший с нижележащих участков дна и вдоль берега.

Что касается выделения основных пассивных факторов, влияющих на ход процессов рельефообразования, дифференциации и накопления осадков в прибрежно-шельфовой области, то и здесь опять-таки нет единого мнения среди отечественных и зарубежных специалистов. Так, М. Г. Юркевич (1976) к ним относит геологическое строение того или иного района в целом, обуславливающее конфигурацию и расчлененность бассейна, крупность и источники питания его осадочным материалом, уклоны и строение подводного берегового склона; при этом наиболее важными из этих факторов признается крупность материала и условия питания им того или иного участка (Юркевич, 1973). Х. Джонсон (Johnson, 1978) среди факторов, обуславливающих характер шельфовых фаций, выделяет скорость и тип поступления осадочного материала, климат, химические факторы и т. д.

Результаты длительных стационарных исследований (Долотов и др., 1982а) свидетельствуют о сложности проявления и взаимодействия активных (гидродинамических) и пассивных (геолого-геоморфологических) факторов. Геологическими и климатическими факторами определяется характер исходного и поступающего осадочного материала, условия его пополнения, первоначальная крупность и литологический состав (Долотов, 1982б), а тем самым в конечном итоге его общая крупность и сортированность, характер распределения, общее количество и баланс рыхлого материала. В результате этим определяется и характер расходования энергии гидродинамических факторов (на перемещение, накопление материала или его размыв), энергии, которая, сама связана с проявлением климатических (зональных) и отчасти геолого-геоморфологических факторов.

К основным пассивным местным (региональным) факторам, влияющим на процессы рельефо- и осадкообразования в прибрежной области, нами относятся: 1) источники и баланс осадочного материала, условия его поступления и пополнения; 2) уклоны поверхности дна и прилегающей суши; 3) общая конфигурация побережья.

По своему происхождению все возможные источники поступления осадочного материала в водные бассейны принято делить на 4 большие группы: терригенные, органогенные (биогенные), хемогенные и вулканогенные.

Теперь будет дан анализ специфики хода рельефо- и осадкообразующих процессов в условиях сложного проявления климатических и геолого-геоморфологических факторов.

§ 2. ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ И СЕДИМЕНТАЦИИ В УСЛОВИЯХ ТЕРРИГЕННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Типы литогенеза и общая климатическая зональность терригенного осадконакопления

По предложению Н. М. Страхова (1963), на суше выделяются ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза. В океане А. П. Лисицын (1974) различает ледовый (южный айсберговый и северный), умеренный гумидный (с разновидностями — северный и южный), экваториальный гумидный и аридный (с северной и южной разновидностями) типы литогенеза; отдельно им выделен аazonальный тип — вулканогенно-осадочный. Таким образом, подчеркивается, что четкая зональность в распределении главных механизмов подготовки осадочного материала существует не только на суше, но и в океанах (Лисицын, 1977). Ю. П. Казанский (1983а) выделяет 4 типа современных ландшафтно-климатических поясов (суперзон) Мирового океана: полярные (с постоянно низкими температурами воздуха и покровом льдов), бореальные и нотальные (с чередованием зимних и летних периодов), субтропические и тропические; во всех этих зонах он различает гумидные и аридные субзоны.

На шельфах морей и океанов советские ученые выделяют несколько типов так называемого морфолитогенеза, понимая под этим совокупность взаимодействующих процессов формирования рельефа и донных осадков (Ионин и др., 1980а,б; Павлидис, 1986), а именно: полярный, гумидный умеренных широт, гумидный тропической зоны, аридный — связанные с климатом, а также вулканогенно-тектонический. аazonальный (кроме этого, почему-то особняком стоят авандельты и приливные моря).

Климатическая зональность океанского осадконакопления с особой контрастностью проявляется в рассматриваемой нами прибрежно-шельфовой (прибрежной) области и во многом она зависит от соответствующих типов литогенеза на континентах и островах (Ионин и др., 1981), причем некоторые исследователи (Казанский, 1983а) считают, что в прибрежной области по всей акватории Мирового океана, во всех климатических зонах, можно выделять гумидные и аридные субзоны.

Существенное влияние климата на развитие берегов подчеркивалось О. К. Леонтьевым (1961в), а В. П. Зенковичем (1962) делался особый акцент на климатическую зональность береговых процессов, которая, как он справедливо считает, определяет различия в формировании рельефа побережий и прибрежных отложений, в том числе зависящие от характера поступления и состава терригенного материала.

В условиях полярного и субполярного климата отмечается явное преобладание физического (механического) выветривания горных пород (механической денудации), а биологические и химические процессы подавлены (Леонтьев, 1961в; Данилов, 1978; Справочник по литологии, 1983). Криолитогенез, проявляющийся при участии воды и льда, в условиях периодического изменения фазового состояния (Попов, 1983) в связи с устойчивым охлаждением ведет к сравнительной замедленности экзогенных процессов — мобилизации осадочного материала на суше. Вместе с тем в результате процессов морозного выветривания на вершинах

и склонах формируются каменные поля глыб и обломков, крупные их осыпи, образующие абразионно-денудационные берега (Ионин и др. 1971). По наблюдениям автора (Ионин, Долотов, 1958), интенсивное разрушение крупнозернистых гранитов в результате морозного выветривания приводит к быстрому выполаживанию береговых уступов. Грубообломочные продукты выветривания (глыбы, щебень) образуют мощные накопления у подножия береговых уступов и представляют собой надежную защиту от их абразии. Широко распространены здесь термическая абразия ледяных и вечномерзлых берегов (Зенкович, 1962; Арз, 1980) и сопутствующие им процессы солифлюкции прибрежных склонов (Зенкович, 1962; Ионин и др., 1983). Поступление в прибрежную область продуктов термической абразии — сложного процесса воздействия волн, оттаивания грунта, солифлюкции, нивации и оползания (Леонтьев, 1963) — настолько велико, что составляет около 80% от всего абразионного материала, поступающего в моря и океаны (Сафьянов, 1978), а нередко термоабразионные процессы разрушения берегов оказываются почти единственным источником поступления терригенного материала (Аксенов и др., 1987). Обилие мелкозема, поступающего на подводный склон в результате термической абразии, создает исключительно отмелое илистое дно, что препятствует активному воздействию волн на береговые обрывы (Зенкович, 1962).

Особенностью криогенного разрушения пород в полярных условиях, согласно А. И. Попову (1983), является то, что, с одной стороны, в результате физической дезинтеграции пород оно приводит в основном к образованию грубых обломков, а с другой — в качестве конечного результата дезинтеграции песчаной и более крупных фракций, а также агрегации глинистой фракции образуются пылеватые образования. По И. Д. Данилову (1978), мелкозем этот создается на поверхности пород. Таким образом на суше подготавливается для переноса в прибрежную область очень разнородный по крупности материал, что четко прослеживается в прибрежной области арктических морей (Аксенов и др., 1987). Слабое развитие процессов химического выветривания ведет к сохранности большого числа малостойких минералов, таких, как роговая обманка, вулканическое стекло, полевые шпаты (Чистяков, Щербаков, 1984а), т. е. формируется и своеобразный вещественный состав осадочного материала.

Среди агентов транспортировки его в сторону прибрежной области следует особо выделить склоновые процессы при слабом, в общем, развитии эрозионной сети, ограниченности эоловых процессов. Учитывая же уже отмечавшуюся выше замедленность экзогенных процессов на суше, следует заключить, что общее количество этого разнородного, плохо сортированного материала, выносимого в прибрежную область, невелико.

Специфическим агентом переноса осадочного материала в полярных условиях являются плавающие льды (Лисицын, 1977) и айсберги, значительно усложняющие общую картину процессов рельефо- и осадкообразования. Перенос материала этими агентами транспортировки приводит к образованию осадков несортированных, моренных, или плохо сортированных, тонких илов с грубым материалом ледового разноса (Спра-

вочник по литологии, 1983; Ионин и др., 1981, 1983; Никифоров, Торопов, 1977).

На общую динамическую обстановку в прибрежной области полярных районов существенно влияет и наличие ледяного покрова, препятствующего воздействию волн в течение длительного по времени отрезка года, причем в первую очередь это относится к верхней части области — зоне пляжа, приурезовой части подводного склона и зоне подводных валов и ложбин. Как отмечает В. П. Зенкович (1962), с этим связано частое нахождение илистых осадков в верхней части подводного берегового склона, иногда даже в приурезовой полосе. Принимая во внимание, что приполярные прибрежные районы относятся, таким образом, к областям с пониженной волновой деятельностью (Сафьянов, 1978), следует признать, что здесь процессы прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления в целом отличаются слабой интенсивностью.

Рассмотренные выше специфические условия мобилизации и переноса осадочного материала на суше говорят о том, что в полярных районах в конечные водоемы стока (прибрежную область) поступает очень разнородный и плохо сортированный материал (с двумя пиками максимального содержания гранулометрических фракций — в мелких и крупных размерностях) — от валунно-галечного до глинистого материала, причем в последнем имеются включения разнообразного обломочного материала: гравия, гальки, щебня (Ионин и др., 1981, 1983). Донные осадки из-за слабой минералогической дифференциации материала на суше характеризуются резким преобладанием полимиктовости (Ионин и др., 1980а, 1983) и хорошей сохранностью неустойчивых минералов (Справочник по литологии, 1983).

Вынос в прибрежную область крупного обломочного материала может обуславливать его значительное содержание на пляже и в верхней части подводного берегового склона. Так, галечным или песчано-галечным материалом сложены надводные аккумулятивные формы, пляжи и примыкающие к урезу участки дна Чукотского и Охотского морей; дальше в море он сменяется песчаным материалом (Щербаков, 1983).

В целом процессы рельефо- и осадкообразования в полярных районах идут в противоречивых условиях сложного взаимодействия активных и пассивных факторов, с чем связаны и конечные результаты этих процессов: очень неодинаковое распределение осадочного материала по крупности, в том числе и слагающего различные аккумулятивные образования, как подводные (типа валов), так и надводные формы (типа баров, кос, террас и т. д.).

Гумидный тип литогенеза умеренных широт (с равномерным избыточным увлажнением) характеризуется широким развитием физического и химического выветривания (Леонтьев, 1961в; Справочник по литологии, 1983) с образованием значительных масс рыхлого материала (Ионин и др., 1981; Справочник по литологии, 1983). В результате образуются как глинистые, так и грубообломочные продукты выветривания (Леонтьев, 1961в). Интенсивные процессы химического разложения горных пород и образования довольно мощной коры выветривания в условиях влажного и сравнительно теплого климата на побережье Японского

моря (в Южном Приморье) наблюдались и нами (Медведев и др., 1961). Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что в ходе процессов выветривания в условиях гумидного климата умеренных широт не достигаются конечные этапы разложения пород, и интенсивное разделение (сепарация) материала идет на последующих этапах транспортировки его в прибрежной области (Ионин и др., 1980а, 1981).

Среди агентов переноса осадочного материала на суше основное место занимает сток рек, поскольку благодаря значительному количеству атмосферных осадков эрозионная сеть широко развита (Ионин и др., 1983) и в море поступают большие массы однородного, преимущественно мелкопесчаного полимиктового материала.

В условиях довольно интенсивной гидродинамической деятельности в прибрежной области морей и океанов умеренных широт материал, в значительной степени дифференцированный по крупности и по удельному весу в ходе его транспортировки в речных бассейнах, подвергается интенсивной переработке под воздействием волн и течений, что ведет к их хорошей сортированности и четкости границ отдельных типов отложений (Ионин и др., 1981).

На примере побережья Японского моря (Южного Приморья) отчетливо проявляется зональность рельефо- и осадкообразования в своеобразных условиях поступления достаточно хорошо дифференцированного еще на суше и, в общем, мелкого осадочного материала (здесь нет двух пиков крупности, как в полярных районах).

Зона пляжа и надводные аккумулятивные формы, связанные с поступлением аллювиального материала, сложены в основном мелким хорошо сортированным песком (Медведев и др., 1961; Чистяков, Щербаков, 1984а). Зону валов и ложбин также слагают преимущественно песчаные осадки, но со значительным содержанием алеврита. В зоне трансформации волн отмечается резкий переход к глинистым илам, накоплению тонкого алеврита и пелита (Ионин и др., 1971) — наиболее мелким продуктам химического выветривания, вынесенным дальше всего от берега.

В ходе интенсивно проходящей минералогической дифференциации осадочного материала в поле деятельности волн, прибойного потока и течений прослеживается явная тенденция к переходу от полимиктовости к олигомиктовости отложений (Чистяков, Щербаков, 1984а).

В условиях гумидного тропического климата (повышенной влажности и высоких температур воздуха) в результате химического выветривания, глубокого разложения горных пород образуется мощная кора выветривания и при ее разрушении происходит вынос с суши в море громадного количества глинистого материала (Леонтьев, 1961в; Ионин и др., 1980а, 1983, 1987). Агентами переноса в первую очередь являются реки. В ходе транспортировки осадочного материала на суше, от коренного источника до прибрежной области, происходит и весьма значительная минералогическая дифференциация материала (Павлидис и др., 1976). В результате благодаря продолжению процесса сепарации под действием гидродинамических факторов прибрежно-шельфовая область характеризуется олигомиктовыми отложениями с повышенным содержанием наиболее устойчивых минералов коренных пород (Васильев, 1975), а пляжевые

отложения часто приобретают почти мономинеральный состав (Павлидис и др., 1976).

В целом в условиях терригенного питания осадочным материалом прибрежной области влажных тропиков создаются динамические обстановки взаимодействия довольно незначительных (по уровню энергии) гидродинамических факторов экваториальной зоны (Сафьянов, 1978) с мелким и довольно однородным (хорошо сортированным) рыхлым материалом.

Во многих случаях создаются благоприятные условия для распределения и накопления тонкого илистого материала (аллювиального происхождения) на открытых участках побережья (Зенкович, 1946а, 1962). Огромные массы этого глинистого материала, поступившие в прибрежную область, благодаря высокой интенсивности процессов выветривания, обилию атмосферных осадков и в связи с этим большой величине жидкого стока рек не успевают перерабатываться волнами и образуют широкие пояса илистых и глинистых осадков (Шербаков, 1984), протягивающиеся от самого уреза (Леонтьев, 1975), занимая, очевидно, большую часть подводного берегового склона, сменяясь только в нижней его части песчаными отложениями. При этом создаются специфические формы рельефа — илистые отмели и осушки (Ионин и др., 1985; Леонтьев, 1975), свидетельствующие об обилии тонкого материала в верхней части подводного берегового склона. На Кубе, в самой верхней части прибрежной области, распространены часто в виде узкой полосы песчаные осадки, дальше в море, в основном уже в зоне трансформации волн, — алеврито-глинистые осадки; на подводном склоне преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы (Васильев, 1978). На западном побережье о-ва Шри-Ланка в условиях обильных аллювиальных выносов в верхней части подводного склона также распространены песчаные осадки (Долотов, 1968).

В условиях аридного литогенеза главная роль в подготовке и транспортировке материала с суши в океан принадлежит ветру (Лисицын, 1977, 1978), который переносит продукты физического выветривания, — процесса, характерного для таких районов (Леонтьев, 1961в; Справочник по литологии, 1983; Ионин и др., 1983). В условиях практически полного или почти полного отсутствия аллювиальных выносов (Леонтьев, 1961в; Ионин и др., 1980а) основное значение в питании осадочным материалом прибрежной области приобретает материал эолового происхождения.

Основная часть такого материала, попадающего в моря и океаны, песчано-алевритовой размерности, причем пески в основном мелкозернистые, хорошо отсортированные и почти мономинеральные с наиболее устойчивыми тяжелыми минералами — как результат длительной дифференциации в ходе процессов выветривания и эоловой переработки (Лисицын, 1978). Такой материал отлагается и в прибрежной области (Ионин и др., 1980а, 1981, 1983).

В качестве примеров аридных районов тропиков Индийского океана можно привести два района, обследованных автором (Долотов, 1968): у южной оконечности Аравийского полуострова (близ порта Аден) и на юго-восточном побережье Красного моря (вблизи порта Ходейда). В районе Адена основная роль, безусловно, принадлежит эоловому

материалу вследствие небольшой роли продуктов абразии (из-за незначительной протяженности таких участков), отсутствия постоянного речного стока (имеются лишь временные водотоки — вадии). На этом побережье в среднем за год выпадает немногим более 50 мм атмосферных осадков, а временами в течение нескольких лет их совсем не выпадает. В районе Ходейды выпадает в среднем около 100 мм осадков, и сток с суши также практически не играет никакой роли в балансе рыхлого материала в прибрежной области. Основными агентами и факторами переноса рыхлого материала с суши в море являются эоловые процессы.

Характер процессов в условиях осадочного материала абразионного происхождения

По современным представлениям, в питании морей и океанов осадочным материалом очень велика роль продуктов абразии. Существует мнение, что объем материала абразионного происхождения примерно в 1,5 раза превышает объем твердого стока рек (Шуйский, 1979б) или же количество осадочного материала, поставляемого в Мировой океан путем абразии и реками, — величины одного порядка (Шуйский, 1986). По отдельным морям (Баренцеву, Чукотскому, Азовскому, Балтийскому, Северному, Охотскому, Берингову) такое превышение еще более существенно, особенно для арктических районов (Шуйский, 1982). Это, правда, противоречит взглядам, что в количественном отношении абразионный материал сильно уступает вынесенному реками (Леонтьев, 1963) и что реки являются главным поставщиком терригенного материала (Леонтьев, 1982). По мнению Ю. Д. Шуйского (1979б), не менее 20—25% общего объема продуктов абразии остается в прибрежной области, входя в состав ее разнообразных отложений.

Крупность и объем поступающего абразионного материала, как и любого осадочного терригенного материала, зависят от климатических и геологических факторов. Так, были выявлены четкие различия обломочного материала, поступающего в результате абразии, в полярной, умеренной и субтропической зонах наших дальневосточных морей (Ионин и др., 1971).

Рассмотрим теперь характер сопряженных рельефообразующих процессов абразии и аккумуляции, изменения динамической обстановки рельефообразования и накопления осадочного материала.

В ходе абразии, как правило, имеет место то или иное отступление берегового обрыва в сторону суши. При этом обычно начинается формирование подводной абразионной террасы.

Активная абразия береговых обрывов и дна после выработки достаточно широкого бенча, на котором могут удерживаться продукты абразии, часто (при сочетании других условий) может предопределить создание вдольбереговых потоков наносов. В результате могут образовываться обширные береговые аккумулятивные формы, эволюционирующие в условиях достаточно обильного поступления материала со стороны.

Как известно (Зенкович, 1946а), по мере отодвигания питающего активного клифа происходит смещение внешнего края самих аккумулятивных форм. В ходе их перестройки отмечается частичный размыв. Однако

ввиду обилия поступления обломочного материала площадь аккумулятивной суши непрерывно возрастает (развитие в условиях положительного баланса рыхлого материала).

Продолжительное воздействие волн на берег и дно приводит к созданию подводных абразионных террас той или иной ширины. По мере формирования наблюдается постепенное замедление абразии береговых обрывов и смещение максимума абразии на дно. Мощности потоков наносов, создавших аккумулятивные формы, по мере отмирания береговых обрывов неуклонно снижается.

После прекращения отступления клифа и начала его отмирания меняется характер перестройки аккумулятивных форм. Возникновение и непрерывное увеличение дефицита осадочного материала в связи с неуклонным уменьшением его поступления с береговых обрывов приводят к тому, что дальнейшая эволюция этих форм идет в основном только за счет перераспределения слагающего их материала. Общая площадь аккумулятивных образований начинает сокращаться, поскольку потеря осадочного материала на истирание не компенсируется (развитие при отрицательном балансе наносов).

Таким образом, аккумулятивные участки берега, связанные с поступлением (неравномерным) материала абразионного происхождения, испытывают неоднократную перестройку контура и временами размыв, что связано с изменениями, происходящими на питающих участках, которые влекут за собой существенные колебания в режиме поступления обломочного материала.

Теперь на примере побережья Баренцева моря рассмотрим особенности некоторых типов береговых обрывов как возможных источников осадочного материала, питающих береговые аккумулятивные формы.

С точки зрения устойчивости горных пород по отношению к процессам абразии и денудации, а следовательно, темпа смещения контура берега и объема обломочного материала, которое может поступать на аккумулятивные формы, на рассматриваемом побережье, по нашим наблюдениям, можно выделить несколько типов береговых обрывов.

К первому типу относятся участки, сложенные чрезвычайно устойчивыми по отношению к абразии кристаллическими интрузивными породами. На некоторых участках очень крутые, иногда отвесные береговые обрывы уходят на большую глубину, а на других — они имеют пологие углы наклона. В большинстве случаев у тех и у других вблизи подножия отсутствует какая-либо выработанная волнами площадка, на которой мог бы задерживаться обломочный материал, что отмечалось и В. П. Зенковичем (1937). Продукты денудации, очевидно, поступают к урезу, но сваливаются на глубину. Абразия почти не отмечалась. Помимо большей прочности пород, это обусловлено тем, что, как правило, нет материала, с помощью которого волны могли бы разрушать берег и дно. Подобные береговые обрывы не могут обусловить создание аккумулятивных образований, так как вдоль такого берега возникновение потоков наносов невозможно. И действительно, судя по природным наблюдениям на различных побережьях, по соседству с такими участками аккумулятивных форм не наблюдается.

На участках второго типа выходят кристаллические (в основном

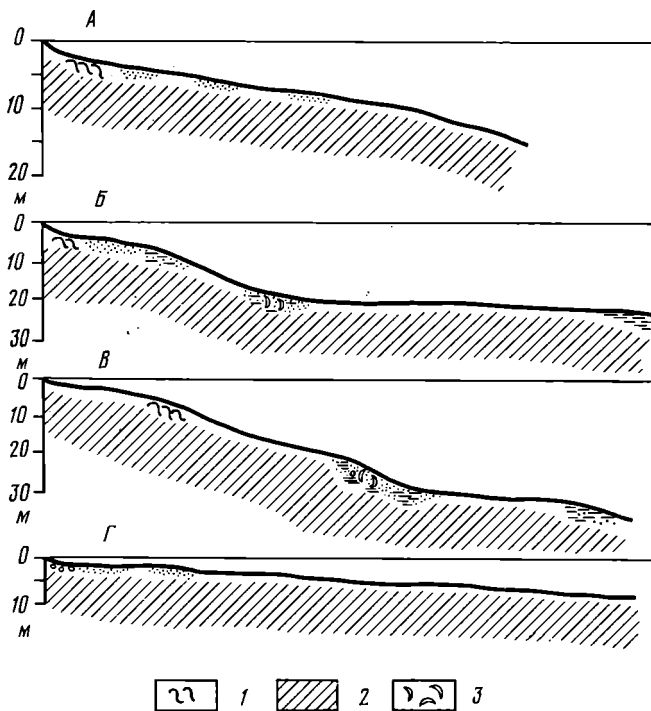


Рис. 15. Профили прибрежной полосы дна перед береговыми обрывами, сложенными различными породами

А — кристаллические породы, очень устойчивые к абразии и неустойчивые к процессам денудации; *Б* — породы, устойчивые к абразии, но малоустойчивые к процессам выветривания; *В* — осадочные породы, малоустойчивые к абразии, но устойчивые к процессам выветривания; *Г* — породы, очень неустойчивые к абразии, но устойчивые к процессам выветривания

1 — глыбы; 2 — коренные породы; 3 — ракуша. Остальные обозначения — см. рис. 3 и 4

интрузивные) породы, очень устойчивые по отношению к абразии, но неустойчивые к процессам денудации. В результате процессов морозного выветривания к подножию береговых уступов поставляется громадное количество обломочного материала, который волны часто не в состоянии обработать. К этому типу относятся участки с береговыми обрывами, у подножия которых вследствие наличия небольшой площадки (правда, обычно структурной) уже может удерживаться некоторое количество продуктов денудации (Зенкович, 1937). Так, на участках с береговыми обрывами, сложенными крупнозернистыми гранитами, о большой силе волнения свидетельствует очень хорошая окатанность даже крупного валунного материала и большая приглубость берега. Несмотря на это, бенч совершенно не выработан (рис. 15, *А*). Обильные продукты денудации скапливаются в очень узкой полосе только у самого подножия

клифов, защищая их от волнового воздействия. Волнение не только не успевает отодвигать береговой уступ, но даже и обрабатывать продукты денудации. Это подтверждает почти полное отсутствие окатанности обломочного материала на пляже уже в нескольких метрах от уреза. Непосредственно ниже уреза отмечаются крупные глыбы и валуны, а далее в широкой полосе дна — песчаный материал, связанный с разрушением интрузивных пород. Роль подобных участков в питании аккумулятивных форм, очевидно, очень мала. Потока наносов вдоль них существовать не может, поскольку здесь нет выработанного бенча.

Третий тип береговых обрывов приурочен к довольно устойчивым по отношению к абразии, но малоустойчивым к процессам денудации кристаллическим и метаморфическим породам (гнейсам, хлоритовым сланцам и др.).

Меньшая устойчивость этих пород к абразии по сравнению с породами двух предыдущих типов подтверждается наличием довольно четко выраженного (правда, неширокого) бенча, большей частью глыбового характера (рис. 15, Б). Сила волнения близ уреза из-за частичной потери волновой энергии при прохождении над бенчем заметно уменьшается. На дне отмечается не только песок, но с глубины 5—6 м появляются и илстые осадки (см. рис. 15, Б). Волны уже не справляются с обломочным материалом, поступающим к подножию берегового уступа. Безусловно, что с береговых обрывов рассмотренного типа на первоначальных этапах активной абразии к аккумулятивным формам поступало много обломочного материала, вплоть до очень крупного валунно-галечного (такой материал наблюдается непосредственно ниже уреза). Об этом свидетельствуют большие размеры и характер обломочного материала одной из береговых аккумулятивных форм, составленной ветвями пересыпи (рис. 16), связанными с абразионными участками этого типа.

Ввиду довольно значительной устойчивости пород по отношению к абразии, отодвигание берегового обрыва было небольшим. Этому, видимо, также препятствовала консервация подножия клифа свалившимися сверху глыбами.

Береговые обрывы на участках четвертого типа сложены сцементированными осадочными породами (песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами). Все эти породы отличаются незначительной устойчивостью по отношению к процессам абразии и, по всей вероятности, они устойчивы к денудационным процессам.

На участках такого типа береговые обрывы имеют внешние признаки активного воздействия волн: обилие волноприбойных ниш, арок и других свидетельств интенсивной абразионной деятельности. Однако в связи с расхождением значительной части волновой энергии при прохождении волн над выработанной подводной абразионной террасой (рис. 15, В) отступление берегового обрыва происходит очень медленно. Тем не менее приходится считать, что волнение все же размывает бенч настолько, что абразия клифов продолжается. Иначе трудно объяснить их внешний активный вид при наличии широкой прибрежной полосы с выровненным дном.

С абразионных участков, сложенных породами типа кремнистых и глинистых сланцев, а также песчаников, ранее поступало большое

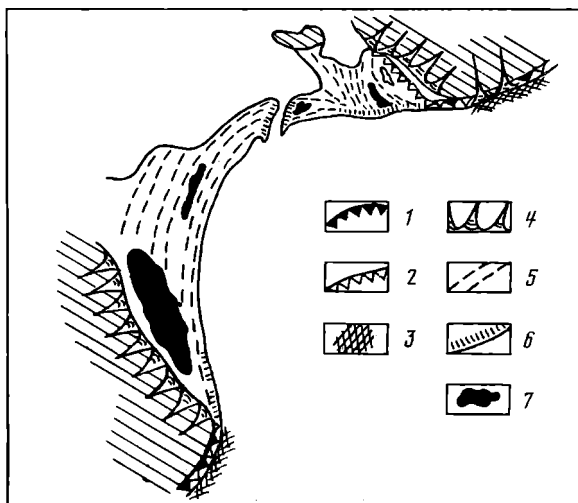


Рис. 16. Сложная аккумулятивная береговая форма, связанная в питании с абразионными участками

1 — активные береговые обрывы; 2 — отмершие клифы; 3 — beach; 4 — денудационные склоны; 5 — береговые (пляжвые) валы; 6 — бровка размыва внешнего края аккумулятивной формы; 7 — лагуны

количество материала (в основном мелкой гальки) к внешнему краю аккумулятивных форм. Общий баланс обломочного материала и развитие таких аккумулятивных образований в большой степени предопределяется процессом истирания гальки (большой интенсивности) и выносом образующихся тонкозернистых компонентов на глубину.

К пятому типу относятся участки с береговыми обрывами, сложенными известняками и цементированными осадочными породами, очень неустойчивыми к абразии, но так же как песчаники и сланцы, устойчивыми по отношению к процессам денудации.

Внешний облик клифов напоминает вид береговых обрывов предыдущего типа, но подводная абразионная терраса достигает значительно большей ширины (рис. 15, Г).

При прохождении волн над широкой абразионной террасой происходит очень большое расхождение волновой энергии. Это, несомненно, обуславливает уменьшение подачи рыхлого материала, вовлекаемого во вдольбереговое перемещение, по сравнению с поступлением его на начальных этапах развития.

Особенности процессов в условиях поступления аллювиального материала

Самой общей чертой специфических условий осадконакопления и распределения донных осадков, обусловленных поступлением в прибрежную область аллювиальных выносов, по-видимому, следует считать частое нарушение общей схемы распределения отложений по крупности с умень-

шением среднего размера зерен по мере удаления от береговой линии. В условиях интенсивного выноса тонкого илистого материала реками отмечается накопление более тонких осадков (алеурита, ила) на меньших глубинах, чем накопление более крупного, песчаного материала (Леонтьев, 1961в; Марковский, 1973), т. е. наблюдается явная инверсия в обычном распределении отложений по крупности.

Наиболее благоприятные места для аккумуляции выносимого речного аллювия имеются на участках, непосредственно прилегающих к устьям главных рек нашей планеты, таких, как Амазонка, Миссисипи, Ганг с Брахмапутрой и др. (Johnson, 1978). О. К. Леонтьевым (1961в) при этом справедливо подчеркивается, что крупные реки выносят так много осадочного материала, что под действием гидродинамических факторов он не может быть вынесен достаточно далеко от устья.

За счет аллювиальных выносов малых рек на первоначально приглубом абразионном берегу в нижней части подводного берегового склона отмечается накопление осадочного материала, что в конечном итоге ведет к общему обмелению дна, замедлению и прекращению абразии (Леонтьев, 1961в). При впадении же большого количества малых рек на участке низменного берега значительного протяжения постепенно формируется прибрежно-аллювиальная равнина (Леонтьев, 1963).

По современным представлениям (Сафьянов, 1978), существует очень большая разница в крупности материала, выносимого в водные бассейны равнинными и горными реками: твердый сток влекомых наносов для равнинных рек составляет примерно 10% от стока взвесей, тогда как для горных рек — около 20%, причем максимальная величина модуля твердого стока последних, как правило, наблюдается при их ледниковом питании.

Аллювий горных рек характеризуется полимодальными кривыми распределения, что связано со смешением материала различных источников (Осовецкий, 1982). Песок и галька, выносимые горными реками, даже незначительными, существенно влияют на эволюцию береговых очертаний и могут образовывать самостоятельные аккумулятивные формы (Зенкович, 1962). На подводном склоне среди относительно тонкозернистых осадков при этом обычно формируются грубозернистые отложения (Марковский, 1973).

Аллювий равнинных рек (в их низовьях) отличается гомогенностью (Осовецкий, 1982). По мнению В. П. Зенковича (1962), в общем случае равнинные реки, выносящие преимущественно илистый материал, или совсем не оказывают непосредственного влияния на береговые очертания, или же при очень большом количестве выносимого материала строят дельты. Вместе с тем в отличие от горных многоводные равнинные реки выносят и отлагают близ устья столь значительное количество тонкозернистого материала, что в результате внутри зоны распространения более грубозернистых осадков (в верхней части подводного берегового склона) образуется зона тонкозернистых отложений (Марковский, 1973).

В отношении влияния на объем и состав аллювиальных выносов климата следует прежде всего подчеркнуть, как делает это Л. В. Зорин (1977), что при прочих равных условиях, чем влажнее климат, тем интенсивнее сток и сильнее идет дифференциация аллювия; чем выше

температура, тем больше в аллювиальных выносах устойчивых к выветриванию минералов, и в теплом и влажном климате резко уменьшается содержание легко выветривающихся минералов (в холодном климате обратное соотношение); чем климат теплее, тем интенсивнее процессы выветривания и денудации, так что объем поступающего в реки обломочного материала возрастает в условиях теплого климата и уменьшается в холодном. Климатическими причинами объясняется и крайне неравномерное поступление в прибрежную область морей и океанов твердого стока рек (Сафьянов, 1978): более 95% его приходится на северное полушарие, где располагаются основные массивы суши, но здесь четко проявляется зональность, причем на пояс умеренных широт (20—30° с. ш.) приходится более 50% притока аллювиального материала (главным образом из-за гигантских горных систем Азии), к умеренным широтам пояса 30—40° с. ш. отмечается постепенное уменьшение такого притока, а дальше к северу он резко сходит на нет (так что севернее 50° с. ш. питание аллювиальным материалом следует вообще признать незначительным).

Осадочный материал аллювиального происхождения имеет существенное значение в эволюции плановых очертаний берега и в умеренных широтах, но наиболее сильное влияние он оказывает на побережья тропической зоны, поскольку, как подчеркивалось автором (Долотов, 1968), в целом в океаны и моря тропиков выносятся с суши воды в несколько раз больше, чем в умеренных широтах. По расчетам А. П. Лисицына (1984), на экваториальную зону приходится около 76% от всего стока рек, на умеренную гумидную — 12%, т. е. на гумидные зоны в целом приходится 88%, тогда как на ледовые и аридные — всего 6%. Увеличенный твердый сток рек во влажных тропической и субтропической областях обеспечивает поступление в прибрежную область громадного объема илистого материала (Никифоров, Торопов, 1977).

На примере наших дальневосточных морей (Ионин и др., 1971) достаточно четко выявлена климатическая зональность в выносе в прибрежно-шельфовую область аллювиального материала определенной крупности: в субтропической зоне преобладает более мелкий материал, чем в субполярном и умеренном поясах.

Преобладание тонкого или грубого материала в аллювии зависит от типа выветривания пород; максимум (40%) ила (от общего) — тонких продуктов химического выветривания приходится на прибрежную область с обилием рек гумидных тропических районов; песок встречается повсюду, но его максимум (40—60% от общего) приурочен к влажным и аридным районам умеренных широт, где тип выветривания обеспечивает небольшое количество тонкозернистого материала и нет крупных рек, выносящих такой материал (Hayes, 1967).

В гумидном тропическом поясе особенно велико влияние речного стока при наличии обширного водосборного бассейна рек, таких, как Амазонка, Ориноко, Миссисипи, Нигер, Парана; в таких условиях (Сафьянов, 1978) от берега в сторону открытого океана отмечается последовательная смена донных осадков: илы, крупный алеврит (узкой полосой), пески (на глубинах от 30 до 90—95 м); такая инверсия возможна благода-

ря уже отмечавшемуся выше общему низкому уровню энергии волн в экваториальном поясе.

Для прибрежно-шельфовой области Мадагаскара в условиях обильных выносов крупных рек Бецибука и София характерны глинистые илы — переотложенный наиболее тонкий материал латеритных кор выветривания (Калиненко, 1986).

Во влажных тропиках Северного Вьетнама реками, прорезающими горные массивы и нагорья со склонами, покрытыми мощными латеритными корами глубокого химического выветривания, в прибрежно-шельфовую область выносятся громадное количество илесто-песчаного материала, причем как на пути переноса, так и в самой прибрежной области идет минералогическая дифференциация осадочного материала с выделением наиболее устойчивых минералов (Чинь Фунг, 1982).

По наблюдениям автора, на юго-западном побережье Шри-Ланки в условиях обилия атмосферных осадков (2500 мм/год) интенсивное разрушение коренных пород (древних гранитов и гнейсов) по склонам горных массивов на водосборной площади довольно многочисленных рек побережья (с созданием мощной коры выветривания) обусловило обильный вынос обломочного материала к берегу; имеется широкий песчаный пляж, и у основания береговых обрывов и останцов коренных пород наблюдается отмелое дно с хорошо выраженным плащом рыхлого материала аллювиального происхождения; прослеживается явное выдвижение береговой линии в сторону моря и интенсивное ее выравнивание в условиях обилия аллювиальных выносов (Долотов, 1968).

В некоторых случаях, когда близко к береговой линии подходят склоны молодых гор, интенсивно разрушаемых реками, как, например, на Берегу Маклая на о-ве Новая Гвинея (Леонтьев, 1975), пляж и прирезовая часть подводного берегового склона временами характеризуются накоплением грубообломочного материала (гальки и валунов).

Умеренная зона, как правило, хорошо дренируется крупными речными системами (часто размыву на суше подвергаются древние ледниковые отложения), и в прибрежную область попадает в основном мелкозернистый материал (Никифоров, Торопов, 1977). Так, вдоль побережья Северного моря в районе устьев Эльбы и Везера из взвешенных наносов, вынесенных ими, образуется пояс илистых осадков, содержащих большое количество тонкого алеврита и глинистых частиц, а также небольшое количество песка (Hätzschel, 1939).

Зависимость от размываемых на суше моренных отложений прослеживается и для аллювия полярных районов (вернее рек, начинающихся в умеренном поясе), причем по сравнению с умеренными и тропическими зонами наблюдается гораздо более низкая сортировка материала (Никифоров, Торопов, 1977), что, безусловно, объясняется общей замедленностью экзогенных процессов на суше в арктических условиях.

Почти все реки, впадающие в Чукотское море, в своих низовьях (на прибрежной равнине) отличаются медленным течением и, по наблюдениям Ю. Д. Шуйского и В. И. Огородникова (1981), в аллювии преобладают фракции мелкого алеврита (примерно 40%) и пелита (в целом более 30%).

По мнению М. Г. Барковской (1961), глубина распространения и ширина зон накопления осадков той или иной крупности близ устьев рек очень непостоянны и зависят от соотношения количества осадочного материала, поставляемого реками (разной крупности), и степени воздействия волн; при повышении содержания мелкого алеврита и пелита (и слабом волновом воздействии) зоны песков и крупных алевритов располагаются на крайне малых глубинах, а зона мелкоалевритовых и алевропелитовых илов сильно расширяется; при малом содержании тонкого материала (и интенсивном воздействии волн) зона песка протягивается до значительных глубин и ширина зон мелкоалевритовых и алевропелитовых илов заметно уменьшается. Периодические же изменения гранулометрического состава поступающего аллювия очень характерны, поскольку это связано, например, с паводками, меженью, ливнями и т. д.

Довольно характерным следует признать и такую особенность (Барковская, 1961), что на приустьевых участках дна тех рек, которые непрерывно выносят значительное количество аллювия, механическая дифференциация этого материала волнами идет не до конца, особенно при большом поступлении мелкого алеврита и пелита в условиях малой волновой интенсивности. Вместе с тем при достаточной силе гидродинамических факторов отмечается не только четкая гранулометрическая, но и минералогическая дифференциация аллювиального материала, как, например, на болгарском побережье Черного моря (Георгиев, 1980).

По мнению Д. Свифта (Swift, 1976b), характер аккумуляции и распределения тонкозернистых осадков в районе устьев рек определяется соотношением гидродинамической активности (в основном волн) и придонной концентрации взвешенных осадков, а также региональными условиями их транспортировки; перенос такого тонкого материала аллювиального происхождения осуществляется в основном в виде илистых потоков [mud streams], ориентированных параллельно береговой линии, причем часто на значительное расстояние, а также в сторону открытого моря.

По наблюдениям на побережье Чили (Ayaia-Vergara, 1985), на участках, отличающихся преимущественным поступлением аллювиального материала, сильное волновое воздействие приводит к смешиванию выносов различных рек (различного гранулометрического и минералогического состава), интенсивному их перераспределению вдоль берега, а также выносу на большие глубины.

Дж. Аллен (Allen, 1967) отмечает, что распределение донных осадков разной крупности по глубине близ устьев рек зависит от таких факторов, как крупность поступающего аллювиального материала, величина уклона дна и энергия водной среды; на основе суммирования данных по 7 районам дельт и участков с аллювиальным питанием было обнаружено, что по этой причине глубина распространения того или иного типа осадков варьирует в очень больших пределах.

Теперь рассмотрим несколько конкретных примеров гранулометрической и отчасти минералогической дифференциации материала аллювиального генезиса в прибрежной области районов, находящихся в различных климатических условиях.

К гумидным тропикам относятся центральное и восточное побережья Ганы, развивающиеся в условиях поступления аллювия р. Вольта и других рек, выносящих в океан главным образом ил (Лу, 1981). Тем не менее в верхней части подводного берегового склона (с захватом, по всей вероятности, частично и зоны трансформации волн) до глубин примерно 40 м благодаря сильному воздействию волн открытого океанского побережья располагается пояс тонкозернистого песка, и даже на глубинах свыше 70 м, в зоне трансформирующихся волн, наряду с преобладающими алевритовыми и глинистыми фракциями прослеживается не менее 10% материала песчаной размерности. Более крупный песок слагает береговые аккумулятивные образования, тогда как тонкозернистый песок, алеврит и глинистые частицы уносятся во взвешенном состоянии на подводный склон.

Несколько иная картина, более типичная для гумидной тропической зоны, отмечается у побережья Нигерии (Allen, 1964), куда поступают обильные выносы одной из крупнейших африканских рек — Нигера. Приустьевые бары реки сложены в основном тонко- и среднезернистым хорошо отсортированным песком, а на склонах баров и у их основания отмечается алеврит. В зоне пляжа и верхней части подводного берегового склона здесь также довольно значительную роль играют песчаные фракции: тонкозернистый хорошо сортированный песок не только слагает пляж, но и распространяется в сторону открытого океана до глубин от 6—7 до 50 м, становясь все более тонким по мере удаления от берега. Еще глубже очень тонкозернистые пески смешиваются с крупным и тонким (глинистым) алевритом, причем алевритовые фации встречаются до максимальных глубин 30—120 м, а в интервале глубин от 15 до 70 м отмечается чередование мощных слоев алевритовых глин и глинистого алеврита с тонкими прослойками крупного алеврита. На еще больших глубинах, возможно уже выходящих за пределы зоны трансформации океанских волн, поверхность дна покрыта глинистым алевритом, а еще глубже — однородными глинами.

На амазонском шельфе, относительно плоском и выровненном почти до глубин 40 м, где близ устья свыше 95% взвешенного материала составляют алевритовые и глинистые частицы, на подводном береговом склоне в интервале глубин примерно до 60 м выделяется несколько характерных зон осадконакопления (Kuehl et al., 1982). При этом в верхней части подводного склона прослеживаются смешанные отложения ила и песка в виде перемежающихся слоев (песчаные с косой слоистостью возникают в результате переноса частиц волочением, тогда как илистые с горизонтальной слоистостью образуются в результате осаждения частиц из взвеси). В целом же здесь, в прибрежной области, в основном происходит накопление илистого материала.

Благодаря отложению близ устьев наиболее крупных рек значительных масс тонкозернистых осадков создаются обширные мелководья с тонкими илисто-песчаными осадками, что приводит к расходованию над этим мелководьем почти всей волновой энергии (Зенкович, 1962), а тем самым — к динамическим обстановкам, отличающимся низким уровнем энергии.

Теперь более детально рассмотрим некоторые особенности грану-

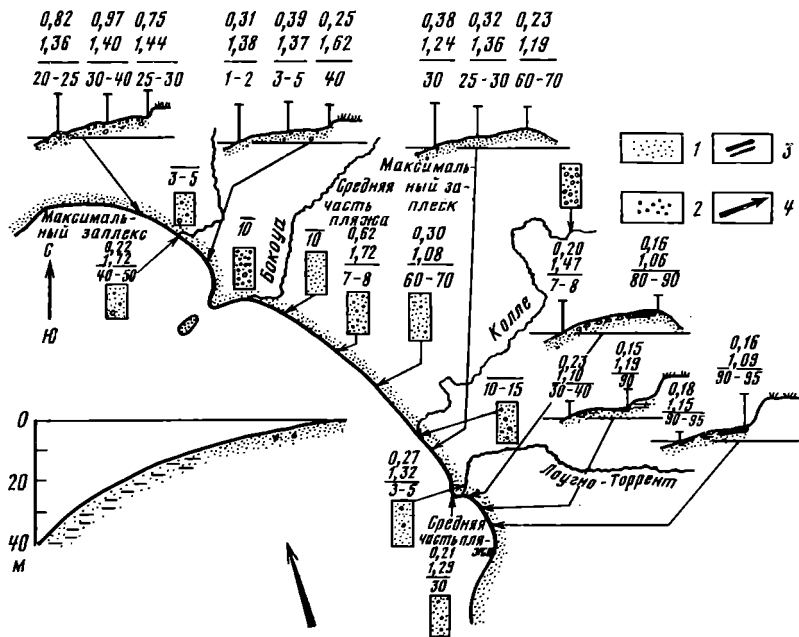


Рис. 17. Характер дифференциации по крупности и удельному весу материала аллювиального происхождения, поступающего в прибрежную область в условиях гумидных тропиков (о-в Эфате, о-ва Новые Гебриды)

1 — мелко- и среднезернистый песок и гравий; 2 — концентраты тяжелых минералов; 3 — крупнозернистый песок и гравий; 4 — основное направление воздействия волн открытого океана

Цифры на рисунке: верхняя — средний медианный диаметр, мм, средняя — коэффициент сортировки, нижняя — процентное содержание тяжелой подфракции

лометрической и минералогической дифференциации материала, доставляемого в прибрежную область горными реками в условиях гумидного тропического климата. В качестве примера приведем фактический материал, полученный автором на одном из участков побережья о-ва Эфате (о-ва Новые Гебриды), обследованного в ходе 6-го рейса нис «Дмитрий Менделеев» и частично опубликованный (Калиненко, Дологов, 1977).

Берег на рассматриваемом участке, в вершине залива Меле (рис. 17), представляет собой край обширной аллювиально-морской равнины, сложенной обильными выносами рек (Колле, Бокоуа, Луагно-Торрент и безымянной), дренирующей большие гористые области, которые слагают как вулканогенные породы (главным образом пемзы, туфы, туфолавы), так и осадочные карбонатные. Как те, так и другие легко разрушаются в ходе интенсивно идущих денудационных процессов. Реки, являющиеся основным поставщиком обломочного материала, имеют довольно большие водосборные бассейны. Наибольшим содержанием

тяжелых минералов обладает русловой аллювий рек Колле и Бокоуа (до 10—15% от общего веса осадков).

Поверхность всего подводного берегового склона до глубины 40 м покрыта преимущественно хорошо сортированным тонким осадочным материалом (в основном мелкозернистым песком). В верхней части подводного склона, на глубинах порядка 3 м, в основном наблюдается мелкозернистый хорошо отсортированный песок с незначительной примесью крупно- и среднезернистого, а также гравия. Отмечается общее невысокое содержание тяжелой подфракции, но значительное — кварца, а в более крупных фракциях (крупнозернистого песка и гравия) — в основном пемзовый материал.

Начиная с глубины 10 м, несмотря на активность проявления гидродинамических факторов, в мелкозернистом песке отмечается значительное содержание илистых частиц. О выносе в эту внешнюю часть верхней зоны подводного склона и зону трансформации волн наиболее легкого и мелкого материала свидетельствует также обилие кварцевых зерен и пемзы (в более крупных фракциях осадков, носящих характер незначительной примеси), в то время как темнокветные (тяжелые) минералы встречаются лишь в виде единичных зерен.

Для рассматриваемого участка побережья характерно преобладание восточных и юго-восточных ветров; довольно значительна и роль южных ветров (и волн зыби). Это, как будет показано, определяет направление перемещения и характер переработки аллювиальных выносов волнами и потоком их заплеска.

В русле безымянной реки, впадающей в залив в северо-западном углу, подверженному наиболее интенсивному волновому воздействию, отмечается довольно мелкий материал (средне- и мелкозернистый песок) с примесью крупнозернистого песка и гравия, отдельной мельчайшей галькой. Содержание тяжелых минералов очень мало (почти целиком во фракциях гравия и крупнозернистого песка, причем их зерна довольно слабо окатаны). Много кварца (в мелких фракциях) и пемзы (в крупных фракциях), довольно слабо окатанной. В устье же речной террасы у устья отмечается смесь средне- и крупнозернистого песка с другими фракциями; содержание тяжелых минералов около 15%.

В районе устья на пляже, в зоне максимальных заплесков волн, в основном тонкий материал ($M_d = 0,22$ мм), мелкозернистый песок, но с примесью крупнозернистого, гравия и мельчайшей гальки; сортированность материала довольно слаба ($S_o = 1,72$). Тяжелые минералы в результате происшедшей сепарации материала составляют здесь примерно 40—50% осадка, в основном в мелких песчаных фракциях (зерна их плохо окатаны). Зерна кварца и пемзы также окатаны довольно слабо.

Примерно в 500 м к северо-западу от устья безымянной реки на урезе зафиксирован крупный материал ($M_d = 0,82$ мм) — смесь крупно- и среднезернистого песка с гравием, довольно хорошо сортированного ($S_o = 1,36$). Тяжелые минералы составляют около 20—25%, зерна их плохо окатаны. В средней части пляжа материал становится еще крупнее, а содержание тяжелой подфракции увеличивается до 30—40%. Состав отложений мало меняется и у вершины пляжа.

В противоположную сторону от устья безымянной реки, примерно в 300 м к юго-востоку, в условиях ослабленного волнового воздействия (в волновой тени за островом) полоса уреза характеризуется в основном мелкозернистым песком ($Md = 0,31$ мм). Отмечаются лишь единичные зерна тяжелых минералов, много кварцевых зерен песчаной размерности. Сходный состав материала прослеживается и в средней части пляжа. У его вершины была зафиксирована некоторая концентрация тяжелых минералов (до 40% от общего состава осадка).

В русле р. Бокоуа наблюдался довольно крупный аллювий — в основном крупно- и среднезернистый песок со значительным содержанием гравия, мелкозернистого песка и отдельной мельчайшей галькой. Тяжелые минералы (порядка 10%) были зафиксированы главным образом во фракциях гравия и крупнозернистого песка (зерна их плохо окатаны). Кварц отмечался главным образом во фракции мелкозернистого песка, пемза — во всех фракциях (в более крупных — плохо окатанная).

Примерно в 400 м к востоку от устья р. Бокоуа в средней части пляжа наблюдался довольно мелкий материал (в основном средне- и мелкозернистый песок с примесью крупнозернистого и гравия). Из-за незначительного удаления от устья ощутимой сепарации материала по удельному весу еще не произошло, и содержание тяжелой подфракции опять-таки не свыше 10%, правда, в основном в отличие от руслового аллювия она отмечается в более мелких фракциях средне- и мелкозернистого песка; зерна тяжелых минералов этой подфракции по-прежнему слабо окатаны. Довольно слабо окатанным также остается материал кварцевого и пемзового состава.

Пойменный аллювий р. Колле, в 4 км от устья, представляет собой смесь средне-, крупно- и мелкозернистого песка с большим содержанием гравия и гальки. В отличие от руслового аллювия двух угмянутых выше рек здесь отмечается значительное содержание тяжелых минералов, причем в основном во фракциях мелкозернистого песка; минералы тяжелой подфракции размерности крупнозернистого песка и гравия почти не окатаны. Кварц прослеживается в основном в зернах размерности мелкозернистого песка, пемза — в более крупных фракциях. В русловом аллювии непосредственно в устье отмечается главным образом средне- и мелкозернистый песок со значительным содержанием крупнозернистого песка и примесью гравия. Тяжелые минералы составляют примерно 10—15% осадка в широком диапазоне размерности зерен, причем в крупных фракциях окатанность их зерен слабая. Кварц и пемза в этих фракциях также плохо окатаны. В уступе речной террасы близ устья обнаружены скопления тяжелых минералов (с содержанием до 60—70%), в основном во фракции мелкозернистого песка.

Примерно в 700 м к западу от устья р. Колле в зоне максимального заплеска на пляже зафиксирован в основном мелкозернистый хорошо сортированный песок с примесью более крупного материала ($Md = 0,30$ мм; $So = 1,08$). Высокое содержание тяжелых минералов (не менее 60—70%) почти целиком связано с фракцией мелкозернистого песка. Этот факт наряду с довольно хорошей окатанностью зерен кварца

и пемзы (последней — в более крупных фракциях) явно свидетельствует об очень интенсивном воздействии волн и их потока заплеска на этом открытом участке берега.

Непосредственно к востоку от устья р. Колле на урезе также наблюдается в основном мелкий материал — средне- и мелкозернистый песок с примесью крупнозернистого песка и гравия ($Md=0,38$ мм; $So=1,24$), но тяжелые минералы составляют около 30% осадка (в основном также во фракции мелкозернистого песка, причем в более крупных фракциях зерна слабо окатаны). В средней части пляжа, сложенной также мелким и довольно хорошо сортированным материалом ($Md=0,32$ мм; $So=1,36$), содержание тяжелой подфракции примерно такое же (25—30%). В зоне максимального заплеска волн, у вершины пляжа, при том же общем гранулометрическом составе хорошо отсортированных отложений содержание тяжелой подфракции (во фракциях той же размерности) возрастает в 2 раза (до 60—70%).

В русле р. Лоугно-Торрент в основном отмечается мелко- и среднезернистый песок с незначительной примесью крупнозернистости и единичными зернами гравия ($Md=0,27$ мм; $So=1,32$). Характерно незначительное содержание тяжелой подфракции (в основном во фракциях средне- и мелкозернистого песка, а также в других).

Непосредственно западнее устья этой реки в средней части пляжа в основном фиксируется тот же гранулометрический спектр отложений, что и в русле ($Md=0,21$; $So=1,29$). Материал уже испытал волновую переработку, и в результате содержание тяжелых минералов (в основном во фракции мелкозернистого песка) составляет около 30% осадка.

От устья р. Лоугно-Торрент непосредственно к востоку на урезе отмечается в основном мелкозернистый песок с примесью средне- и крупнозернистого ($Md=0,20$ мм; $So=1,47$). Тяжелые минералы составляют менее 10% от содержания всех фракций. Вместе с тем в хорошо отсортированном мелкозернистом песке зоны максимального заплеска волн ($Md=0,16$ мм; $So=1,06$) тяжелая подфракция составляет не менее 80—90% осадка, причем почти целиком во фракции мелкозернистого песка. Это результат интенсивной сепарации по удельному весу мелкого и хорошо сортированного аллювиального материала уже на незначительном удалении от устья реки.

В 600 м к юго-востоку от устья р. Лоугно-Торрент на урезе также отмечается в основном хорошо сортированный песок ($Md=0,23$ мм; $So=1,10$) с содержанием тяжелых минералов около 30—40%. В зоне максимального заплеска волн в подобном песке ($Md=0,15$ мм; $So=1,19$) их содержится около 90%.

В 700 м юго-восточнее устья р. Лоугно-Торрент на урезе в очень хорошо отсортированном песке ($Md=0,18$; $So=1,15$) тяжелая подфракция составляет 90—95%, т. е. здесь образовался почти чистый концентрат тяжелых минералов. Такие же их скопления в материале примерно того же гранулометрического состава ($Md=0,16$ мм; $So=1,09$) обнаружены в зоне максимальных заплесков волн.

Пример рассмотренного побережья свидетельствует о сложной картине перераспределения разнородного аллювиального материала в динамической обстановке, отличающейся высокой энергией.

Выше уже отмечалось, что в гумидных тропиках в целом ряде случаев горными реками в прибрежную область может выноситься и более грубый обломочный материал. В качестве примера приведем некоторые данные наблюдений автора в бухте Константина (на Берегу Маклая, о-в Новая Гвинея), выполненных также в 6-м рейсе нис «Дмитрий Менделеев».

Река Кабенау, имеющая широкую долину на нижнем отрезке своего течения, отличается довольно большим уклоном русла на участке от предгорий, где она выходит на прибрежную равнину, до устья. В связи с этим в реке наблюдаются большие скорости течения и в основном русле отмечается крупный и хорошо окатанный материал, выносимый в море (очевидно, в период сильных дождей). Пляж на участках берега, прилежащих к местам впадения в море рукавов этой реки, также сложен крупным галечно-валунным хорошо окатанным материалом, в основном кристаллических и метаморфических пород. На урезе и в приустьевой полосе дна также прослеживается крупный обломочный материал. В руслах меньших рек (с более слабым течением) отмечается галечный и гравийный материал, а на прилежащих к их устьям участках — песчано-гравийно-галечный.

Вместе с тем на подводном склоне этого побережья значительна роль более мелкого, алевритового и даже илистого материала, что, вероятно, объясняется и недостаточной интенсивностью волнения. Ил присутствует недалеко от берега в качестве примеси среди песка на глубине 3—3,5 м, а на глубине 4 м был обнаружен алеврит. Дальше в сторону открытого моря на глубине 5 м прослеживается мелкозернистый песок, на глубинах 8—9 м — песчаный ил, на глубинах с 12—15 до 30—40 м и больше — главным образом ил (но встречается также алеврит или мелкозернистый песок).

Примером распределения в прибрежной области аллювиальных выносов в условиях аридных тропиков может стать материал по побережью Мексиканского залива, где впадают реки Рио-Теколутла, Рио-Наутла и Рио-Мисаутла (Self, 1977), дренирующие горные массивы с выходами вулканических и карбонатных пород. В грубозернистых песках близ устьев рек (наиболее крупный и хуже всего сортированном материале) доминирующая роль принадлежит вулканическим породам. Более тяжелые и крупные зерна (обломки вулканических пород) отлагаются непосредственно у устьев, а более легкий и тонкий материал (кварц, полевые шпаты) переносится дальше от места впадения рек в залив и оказывается лучше сортированным. На пляже встречается и гравий; в верхней части подводного берегового склона прослеживаются хорошо отсортированные мелкозернистые пески; глинистый и алевритовый материал в основном выносятся за пределы прибрежной области.

Со специфичной процессов выветривания в аридных субтропиках связаны очень характерные резкие пики содержания устойчивых по отношению к выветриванию минералов (ильменита, граната, турмалина, ставролита) близ устьев рек, выносимых ими в прибрежную область западного побережья Каспийского моря (Добрынина, Мякокин, 1972).

По наблюдениям автора, на средиземноморском побережье Испании, характеризующемся довольно влажным субтропическим климатом и до-

минирующей ролью аллювиальных выносов в питании прослеживающегося здесь вдольберегового потока наносов (Долотов, 1987), наиболее интересной особенностью, очевидно, следует признать широкое распространение аллювиальных конусов выноса в устьях коротких рек, с узкими долинами и крутым уклоном русел, нередко выстланных грубозернистым материалом (до гальки и валунов). Этот материал, распределяемый волнами на относительно небольшом протяжении берега, образует бары, а также различные береговые аккумулятивные формы типа кос, отчленяющие лагуны.

Кавказское побережье Черного моря в районе устья р. Кодори (Сафьянов, 1978) может служить примером развития берега при поступлении в море аллювия горной реки в условиях влажных субтропиков. Хотя эта река выносит гравий, гальку и валуны, преобладающими компонентами являются мелкий песок и крупный алеврит. На подводном склоне отмечается нормальное распределение рыхлого материала по крупности с уменьшением его размерности с удалением от берега, причем, начиная от максимальных заплесков волн на пляже до глубин порядка 1—4 м, преобладают галечные отложения. Из-за преобладания вдольберегового перемещения материала к северу от устья реки в том же направлении в результате дифференциации этого материала в потоке наносов уменьшается общая их крупность.

В гумидных субтропических условиях происходит и развитие побережья Мессинского залива в юго-западной части п-ова Пелопоннес (Kraft et al., 1975). Реки с большими уклонами русел в результате дренирования гор выносят в вершину залива большое количество гальки и валунов, однако только пляж сложен крупным песком, гравием, галькой; на подводном склоне же доминирует мелко- и среднезернистый песок; это, вероятно, связано с незначительной интенсивностью гидродинамических факторов.

Несколько более подробно рассмотрим теперь некоторые данные об эволюции участков побережий, развивающихся при подаче аллювия в условиях гумидных субтропиков, полученные автором при работах на Японском и Черном морях.

В Южном Приморье на побережье Японского моря (в зал. Петра Великого) реки являются очень важным поставщиком обломочного материала, и почти все береговые аккумулятивные формы приурочены к устьям рек; в результате накопления толщи преимущественно песчано-гравийного материала происходит существенное выполаживание профиля приглубого берега заливов и бухт (Медведев и др., 1961). Аллювиальные выносы обеспечивают создание значительных запасов осадочного материала на подводном береговом склоне, пополнение их и возможность последующей подачи материала со дна в сторону уреза, формирование типичного профиля отмелого аккумулятивного берега с подводными валами.

На Черноморском побережье Народной Республики Болгарии в районе устья р. Камчия по сравнению с соседними участками подводный склон наиболее отмелый. В русле реки отлагается в основном среднезернистый песок, на приустьевом баре в таком песке обнаруживается еще примесь крупно- и мелкозернистого (прослеживаются слои крупно-

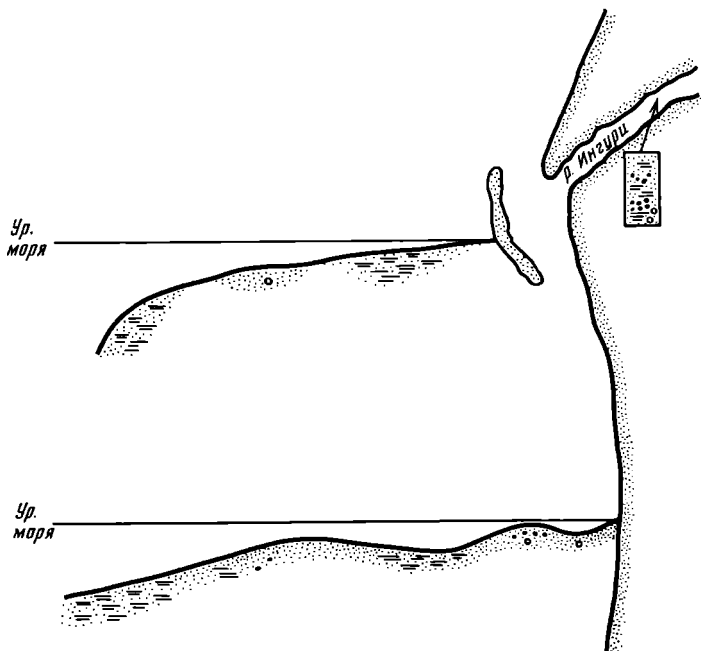


Рис. 18. Дифференциация материала аллювиального происхождения в прибрежной области на одном из участков Кавказского побережья Черного моря
Условные обозначения — см. рис. 3 и 4

зернистого песка и крупного гравия). На морском склоне пляжа материал сходен с отложениями бара, тогда как на подводном береговом склоне его крупность уменьшается (преобладает мелкозернистый песок с примесью среднезернистого и отдельными зернами крупнозернистого песка, а также гравия).

На одном из участков Кавказского побережья Черного моря, развивающегося в условиях влажных субтропиков, заметное влияние оказывает поступление аллювиальных выносов р. Риони (рис. 18). Русловой аллювий этой реки состоит в основном из разнозернистого песка с преобладанием среднезернистого (отмечаются также ил, прослойки гравия, крупнозернистого песка, включения гальки). На подводном береговом склоне непосредственно перед устьем реки на глубине 1,5 м прослеживается илистый песок, на глубине 3,5 м — чередование однородного мелкозернистого песка со среднезернистым (с единичной галькой), на глубине 16 м (на крутом свале глубин) — илистый песок.

По обе стороны от устья с поступлением аллювиальных выносов, безусловно, связано наличие илистого материала в верхней части подводного склона. Так, южнее устья, если в приузловой ложбине (на глубинах 0,5—1,0 м) и на прибрежном валу (на глубинах 0,4—0,5 м) прослеживался в основном средне- или мелкозернистый песок с отдельной галькой (а на прибрежном валу еще отмечался крупнозернистый

песок и гравий — чередование материала разной крупности), то в межваловой ложбине (глубина 3,0—3,1 м) заметную роль играл песчаный ил, илистый песок или мелкозернистый песок с заметным заилением (этот материал, правда, перемежался с разнозернистым песком). На вершине морского подводного вала (глубина 2,0—2,2 м) вновь преобладал разнозернистый песок. За пределами зоны валов, в зоне трансформации волн, распределение осадков таково: на глубине 4 м — в основном мелкозернистый песок (хорошо отсортированный), но тоже с явными признаками заиления, а иногда с некоторой примесью более крупного материала; на глубинах 7 и 9 м — песчаный ил или илистый песок.

В качестве одного из примеров влияния поступления аллювиального материала на развитие берега в умеренной зоне может служить тихоокеанское побережье США в районе устья р. Колумбия (Nittroer, Sternberg, 1981). Сток этой реки в значительной степени связан с летним таянием снега в горах. Непосредственно вблизи устья на подводном береговом склоне доминирует мелкозернистый песок, иногда сменяющийся алевритовым материалом (в виде слоев), поступающим во взвеси в летние пики стока. На глубинах более 40 м — смесь ила и песка, что также, вероятно, связано с колебаниями в подаче аллювиального материала. Такая гетерогенность донных отложений исчезает с удалением от устья реки.

На другом участке того же тихоокеанского побережья США, в Южной Калифорнии (Swift, 1974; Howard, Reineck, 1981), где реками Санта-Клара и Вентура к берегу выносятся материал алевритовой, пелитовой и песчаной размерностей, в результате сильных паводков в море примерно на 7 км (до глубин около 30 м) выдвинулась подводная отмель, причем плащ мелкозернистого песка, алеврита и глинистых частиц обнаруживался еще и через полтора года. Такой разнос материала справедливо объяснялся действием течений, связанных со штормовыми волнениями.

Для прибрежно-шельфовых областей Южной Бразилии и Уругвая, также располагающихся в умеренном поясе, типичными являются аллювиально-морские осадки [fluviomarine deposit], формирующиеся в условиях непосредственной подачи аллювия на дно, причем вблизи устьев рек для толщи отложений характерна слоистость, обусловленная чередованием глинистых и песчаных слоев (Urien, Ewing, 1974).

В качестве примера развития берега при аллювиальном его питании в полярных условиях приведем данные, полученные автором на побережье Баренцева моря. Сток рек этого побережья связан главным образом с летним таянием льдов и снега. В условиях проявления процессов морозного выветривания при очень разном составе горных пород района речной аллювий отличается большим разнообразием, как по крупности, так и по вещественному составу.

Благодаря обильному притоку аллювиального материала в летний период обычно наблюдается длительное нарастание аккумулятивной суши — береговых аккумулятивных форм. Эти образования, сложенные песчано-гравийно-галечным материалом разнообразного петрографического состава, составлены серией береговых валов, параллельных береговой линии, — свидетельство непрерывной аккумуляции. На подводном

береговом склоне у устьев рек прослеживается рыхлый плащ осадков аллювиального происхождения.

В целом развитие побережья при непрерывном достаточном притоке рыхлого материала, вероятно, является довольно типичным случаем эволюции в условиях аллювиального питания независимо от климата. Вместе с тем, как было показано, нередко поступление такого материала отличается неравномерностью, т. е. имеют место значительные колебания в его подаче, объясняющиеся различными причинами. Ярким примером такого хода развития побережья является формирование чениер-плен [chenier-plain] — обширных прибрежных равнин, примыкающих к дельтам рек, сложенных тонкозернистыми (илисто-алевритовыми) отложениями, с изолированными валами из более грубого песчаного и ракушечного материала (Mathews, 1974; Леонтьев, 1975; Swift, 1976a; Буш, 1977; Elliott, 1978).

Процессы при наличии осадочного материала, связанного с деятельностью льдов и ледников

По мнению А. П. Лисицына (1977), льды являются важнейшим агентом осадочного процесса как на суше, так и в океане, и в полярных областях роль воды в процессе подготовки и переносе осадочного материала выполняет в основном лед.

Для областей с ледовым питанием, арктических и антарктических шельфов, В. Т. Фролов (1984) наиболее характерными особенностями считает преобладание подводных моренных, айсберговых и припайных отложений.

Морские плавающие льды, как образовавшиеся в результате разбиения припайного льда, так и вынесенные в море реками, играют чрезвычайно большую роль в переносе обломочного материала с суши и непосредственно с берега на большие глубины (Бирюков, Совершаев, 1985), в том числе и крупного грубообломочного материала (Батурин, 1941; Шуйский, Огородников, 1981), который выпадает на дно, независимо от господствующих там гидродинамических условий (Леонтьев, 1963), отражая динамический фактор не среды седиментации, а среды переноса (Батурин, 1941). В общем, плавающие льды нарушают ход процессов естественной дифференциации донных осадков (Леонтьев, 1963) под воздействием волн и течений и обогащают эти осадки крупнообломочным и несортированным мелкозернистым материалом там, где льды активно дрейфуют и тают (Данилов, 1978), ухудшая общую сортированность отложений (Никифоров, Торопов, 1977).

Лед осуществляет и значительную работу по формированию и преобразованию рельефа в верхней части прибрежной области. Крупные массивы льда, осевшие на дно мелководья, продвигают обломочный материал на дне, образуя специфические подводные валы (Леонтьев, 1961в), сложный мезорельеф дна на малых глубинах (Зенкович, 1962). Ледяные нагромождения и глыбы вместе с включенными в них валунами и другим обломочным материалом во время сильных штормов могут выталкиваться со дна на берег, а после таяния льда на берегу возникают аккумулятивные формы типа гряд или остаются отдельные крупные

валуны (Орвику-мл., 1971). В зимний период на отмелем песчаном побережье Балтийского моря в нижней части профиля пляжа часто формируются своеобразные береговые валы, сложенные смесью льда, затвердевшего снега и рыхлого материала различной крупности, что приводит к образованию сложнопостроенной разнородной толщи отложений (Долотов и др., 1982а). В целом процессы периодического замерзания и оттаивания оказывают значительное влияние на ход рельефообразующих (абразионных и аккумулятивных) процессов на морском берегу (Орвику, 1974).

Длительный ледяной покров в полярных морях, предопределяющий полное прекращение волновой деятельности в прибрежной области, обуславливает преобладающую роль ледового режима в процессах рельефообразования и осадконакопления в эти периоды года; при этом формируется крайне выположенный поперечный профиль со средним уклоном не свыше 0,0001, связанный с накоплением тонких глинистых осадков на мелководье (Никифоров, 1985), на фоне резкого уменьшения воздействия на дно гидродинамических факторов (Чистяков, Щербаков, 1983). По мнению В. В. Калниненко и С. Л. Никифорова (1985), в ходе устойчивой подледной седиментации происходит накопление тонкой речной взвеси, переносимой подо льдом медленными течениями от устьев рек, тогда как в свободный ото льда период года в результате достаточно интенсивного волнового воздействия (в штормы) со дна взмучивается и перемещается более крупный, алевритовый и песчаный материал.

Из-за изменения положения границ плавающих льдов в летне-осенний период изменяются и границы зон с различной гидродинамической активностью на подводном береговом склоне (Совершаев, 1983), а тем самым расширяются или сужаются сами зоны: верхняя (разрушения волн) и нижняя (зона трансформации волн).

Как считают Ю. Д. Шуйский и В. И. Огородников (1981), высокие концентрации грубообломочного материала на дне приурочены к зоне среднего положения кромки льдов; гравийно-галечный материал поступает на дно, покрытое тонкими илами, от плавающих льдин на участках со слабым динамическим режимом. Содержание песчаного материала уменьшается с удалением от берега, а его максимум приурочен к зонам более интенсивного воздействия волн, откуда удаляются более тонкие частицы.

В прибрежной области районов современного материкового оледенения (Антарктиды) основным источником поступления осадочного материала является твердый сток ледников (Сафьянов, 1978). Спускаясь в море, они разгружают моренные и флювиогляциальные отложения непосредственно ниже уреза, а несколько глубже возникают ледниково-морские осадки за счет материала, высвободившегося из плавающих айсбергов, а также благодаря переработке ледниковых отложений (Градзинский и др., 1980). По мнению В. И. Попова (1968), ледниково-морские отложения, связанные с присутствием айсбергов, представляют собой очень разнозернистые отложения: алевропелиты со щебнем и отдельными валунами. Наиболее характерной чертой признается слабая сортированность этих отложений (Леонтьев, 1963, 1982; Ники-

форов, Торопов, 1977; Данилов, 1978). Ввиду сложности проявления гидродинамических факторов в условиях большого разнообразия и неравномерности поступления обломочного материала выделение здесь каких-либо динамических зон в прибрежно-шельфовой области не представляется возможным.

В арктических условиях ледниковый и флювиогляциальный разнородный материал может играть существенную, а часто и основную роль в питании береговых аккумулятивных форм, например на Шпицбергене. Об этом свидетельствует строение толщи отложений таких образований (Feyling-Hanssen, 1955): чередование слоев более грубого и более тонкого материала (прослой гравия или песчанистого гравия перемежаются с прослоями алевритистого гравия). Такое чередование материала, вероятно, связано с частотой штормов и характером поступления в море ледниковых выносов в разные сезоны: слои более крупного материала формируются летом, при свободном воздействии волн, тогда как более тонкого — зимой, при наличии льда, препятствующего волновому воздействию (Balchin, 1941). На подводном склоне отмечаются алевритовые и отчасти глинистые отложения (Feyling-Hanssen, 1955).

В районах, примыкающих к областям древнего (плейстоценового) оледенения, также характерна пестрота гранулометрического состава флювиогляциальных и моренных отложений, слабо переработанных морем, частая смена очень разнородных типов осадков (Леонтьев, 1963).

Такая же пестрота отложений характерна и для юго-восточного побережья Балтийского моря — результат размыва ледниковых отложений (Бойнагрян, 1969). Моренные, преимущественно валунно-галечные образования на дне являются основным источником более грубого материала в прибрежной области; они или выходят на поверхность дна, или прикрыты плащом переработанного волнами и течениями более мелкого осадочного материала (Долотов и др., 1982а).

В. Г. Ульстом (1963) на подводном склоне юго-восточного побережья Балтийского моря выделяются такие зоны: верхняя, включающая зону валов, покрытую песками, и часть ровного дна зоны трансформации волн; средняя (трансформация волн, по нашей терминологии) с полого-наклонным и ровным дном, покрытым алевритовым песком, алевритом или песком; нижняя — широкая полоса валунов или гравийных песков с примесью галечного и валунного материала (продукты размыва моренных и флювиогляциальных отложений). Самая верхняя часть последней зоны на многих участках побережья и в настоящее время является источником питания прибрежной области крупноалевритовым материалом с тенденцией подачи его в сторону береговой линии и отсутствием современного накопления осадков.

По данным Л. С. Лукошавичюса (1972), ледниковый материал на дне Балтийского моря прослеживается от уреза в среднем до глубины 30 м, причем валунно-галечные отложения образуют целые поля отмытого крупного материала, а гравийно-галечные отложения в основном фиксируются на глубинах 5—10 и 20—25 м. Пески отмечаются в широкой полосе от уреза до глубин 30—50 м, а местами и до 70 м, причем мелкозернистые — в верхней части подводного берегового склона; в пес-

как имеется значительная примесь крупного алеврита (большое содержание его проследживается и в исходном материале, подвергающемся абразии на берегу и на дне). Алевритовые осадки фиксируются за пределами зоны валов и ложбин, т. е. в зоне трансформации волн, на глубинах от 6 до 30 м.

Характер процессов в условиях подачи материала эолового происхождения

Развитие побережий в аридных условиях при полном или почти полном отсутствии стока с суши характерно для берегов обширного района тропической зоны.

В низких широтах, характеризующихся особенно ярко выраженной аридностью климата, эоловые процессы могут стать ведущим фактором поступления рыхлого материала в прибрежную область (Долотов, 1968). В качестве примеров можно привести два таких района, обследованных автором, о которых уже говорилось в одном из предыдущих разделов главы. Один из них — у самой южной оконечности Аравийского полуострова (у г. Аден), а другой — с внешней стороны косы, отгораживающей бухту Хор-Катиб, на восточном берегу Красного моря (у г. Ходейда). В первом отмечается очень отмелое дно даже на открытых волнении участках берега, и основная масса осадочного материала на подводном береговом склоне накопилась в результате эолового сноса с обширных песчаных пространств прибрежной равнины (Тихамы); для этого района считаются характерными шквальные ветры с суши, несущие массы песка к берегу и дальше в море. Второй район также отличается низменной песчаной прибрежной полосой суши, шириной в несколько километров, с ярко выраженными эоловыми формами рельефа; и здесь характерны штормовые ветры с берега, вызывающие песчаные бури, во время которых громадные массы песка осаждаются в заливе и прибрежной полосе дна Красного моря.

Эоловому сносу в аридных условиях А. П. Лисицын (1977) отводит главную роль в подготовке и транспортировке материала с суши в океан. О. К. Леонтьев (1963) отмечает, что для некоторых заливов и лагун восточного побережья Каспийского моря перенос песка и пыли ветром по существу является единственным источником поступления терригенного материала. По мнению же В. П. Зенковича (1962), поступление (временами) огромного количества эолового материала приводит к резкому нарушению баланса осадочного материала в прибрежной области.

Г. А. Сафьянов (1978) считает, что по сравнению с твердым стоком рек объем эоловых выносов в прибрежную область на два порядка меньше. Вместе с тем роль материала эолового происхождения в питании осадков морей и океанов безусловно значительна, если учесть, что аридные зоны, являющиеся основным поставщиком такого материала, занимают около 30% поверхности суши (Лисицын, 1978). По мнению этого ученого, в результате длительной эоловой переработки и физического выветривания пески обычно становятся почти мономинеральными (кварц с примесью наиболее устойчивых минералов).

По наблюдениям на средиземноморском побережье Ливии (Айбулатов,

Серова, 1980), основная масса эолового материала, переносимого в сторону моря, состоит из крупного алеврита и более мелких фракций, а далее следует мелкопесчаная фракция. Для аридных условий с большим количеством песчаного материала эолового происхождения считается характерным накопление мелкозернистых песчано-алевритовых хорошо отсортированных осадков — формирование однообразных толщ прибрежно-шельфовых отложений (Ионин и др., 1980а, 1981), поскольку разгрузка песчано-алевритовых фракций происходит обычно еще в пределах прибрежной области.

§ 3. РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В УСЛОВИЯХ КАРБОНАТНОГО (ОРГАНОГЕННОГО И ХЕМОГЕННОГО) МАТЕРИАЛА

Общая климатическая зональность в распределении органогенного (биогенного) материала, особенности его перемещения и дифференциации в прибрежной области

По мнению А. П. Лисицына (1977), в целом в океанах масштабы био-генных процессов седиментации намного превышают масштабы терригенных.

Материал органогенного (биогенного) происхождения также осложняет общую картину распределения донных осадков на шельфе (Леонтьев, 1963) и во многих случаях приводит к нарушению нормальной, естественной сортировки рыхлого материала в волновом поле (Сафьянов, 1978). Степень такого нарушения определяется соотношением интенсивности процесса биопродуцирования и способности гидродинамических факторов перерабатывать биогенный материал. В качестве примеров аномального распределения донных отложений по крупности в связи с жизнедеятельностью морской фауны можно привести некоторые прибрежные участки Средиземного (Айбулатов, Друщиц, 1983) и Черного (Акивис, Сперанский, 1983) морей.

В связи с четко выраженной климатической зональностью в содержании карбоната кальция в водной толще морей и океанов отчетливо проявляется и общая поясная зональность в содержании карбонатного материала в донных осадках с увеличением этого содержания от полярных к тропическим областям (Казанский, 1983а). При этом для прибрежной области принято выделять четыре климатических пояса: 1) полярный; 2) бореальный и нотальный; 3) субтропический и 4) тропический, с выделением в каждом поясе гумидной и аридной субзон (Казанский, 1983в).

Температурный режим прибрежной области арктических районов обуславливает обычно крайне слабое развитие процесса карбонатонакопления. В донных отложениях карбонаты составляют там, как правило, не более 0,5—2%, однако в отдельных случаях — 45—50% (Калиненко, 1983). Чаще всего в полярных (гумидных) районах отмечаются редкие раковины и их обломки, тогда как для бореального и нотального поясов (в обоих подзонах — гумидной и аридной) характерны раковинные скопления (Казанский, 1983а). Еще более южный, субтропический пояс

характеризуется известковыми песками и илами в прибрежной области (Казанский, 1983в).

В связи с тем, что для тропических вод морей и океанов обычно характерно значительное пересыщение карбонатом кальция поверхностного слоя воды, там отмечается интенсивное биогенное выделение его в осадок (Ионин, Павлидис, 1976), так что почти чистыми карбонатами (главным образом песчаной размерности) оказывается покрытой большая часть поверхности многих шельфов (Ginsburg, James, 1974). По мнению В. В. Калиненко (1983), карбонатакопление является генеральным направлением осадочного процесса на тропических приостровных мелководьях (во многих случаях практически без влияния терригенной седиментации). Так, в районе банки Кампече близ п-ова Юкатан (в аридных тропиках), в той части прибрежной области, которую можно рассматривать как верхнюю, соответствующую зоне разрушения волн, отмечается обильный материал размерности песка, образовавшийся из скелетных остатков организмов и их фекальных пеллет, тогда как в более спокойных условиях нижней, внешней зоны (трансформации волн), — пеллетно-известковый ил (Friedman, Sanders, 1978).

В отличие от других климатических зон в тропиках могут возникать и развиваться специфичные, характерные только для низких широт типы берегов органогенного генезиса (коралловые и мангровые). Так, количественные изменения климатических параметров (температуры воздуха и воды, количества атмосферных осадков и т. д.) при переходе от более высоких широт к низким приводят к качественным изменениям, а именно появлению новых типов берегов.

В тропических водах органогенные (коралловые) постройки занимают громадные площади и протягиваются иногда на несколько сотен километров почти без перерыва (например, в Индийском океане это Мальдивские, Лаккадивские острова, о-ва Чагос и др.). Органогенным материалом сложено не только большое число островов Индийского океана, но он широко распространен и на материковых побережьях. Многие береговые участки окаймлены рифами, а пляжи часто сложены обломками кораллов и коралловым детритом.

В умеренных широтах участки, сложенные преимущественно органогенным материалом (ракушей и ракушечным детритом), обычно меньшего протяжения и не выделяются в особые типы берега (Долотов, 1968).

В. С. Медведевым (1983) выявлены некоторые интересные особенности образования, характера перемещения, дробления, окатывания и дифференциации осадочного материала биогенного происхождения.

Этот материал по удельному весу, прочности и форме значительно отличается от терригенного, с чем связана и его большая подвижность в водной среде. В результате увеличивается время воздействия гидродинамических факторов на такой осадочный материал, длительное время находящийся во взвешенном состоянии, возрастает роль течений в его переносе, увеличиваются глубина и ширина зоны волнового воздействия на такой материал.

Разнообразие форм частиц, оказывающих существенное влияние на характер их движения, определяет большой набор крупности осадочного материала. Быстрая истираемость биогенного материала обуслов-

ливаает и большую скорость выноса тонкого материала за пределы прибрежной области, на большие глубины. В результате этот материал не может переноситься вдоль берега на большое расстояние и создавать мощные потоки наносов и в прибрежной области образуются, в общем, небольшие запасы рыхлого материала.

В связи со сказанным следует обратить внимание на неудачный термин, используемый А. А. Чистяковым и Ф. А. Шербаковым (1983), которые называют выделяемые ими биогенно-бентосные шельфовые отложения не динамическими и статическими, поскольку они якобы не подвергаются воздействию механических форм движения.

Как справедливо отмечает Ю. П. Казанский (1983в), поскольку карбонатный материал не испытывает, как правило, значительного перемещения с места образования, то его состав и количество четко отражают ландшафтно-климатические (а тем самым, конечно, и динамические) условия среды седиментации.

Особенности процессов в условиях ракушечного материала

Благодаря высокой продуктивности зообентоса в целом ряде районов умеренной зоны, например в южных морях СССР, очень важная роль в питании осадочным материалом прибрежной области принадлежит раковинам моллюсков (Хрусталеv и др., 1982; Сулимов и др., 1983), а, как совершенно справедливо отмечает А. А. Аксенов (1965), этот материал является практически неисчерпаемым, непрерывно возобновляемым источником. Настоящей же природной лабораторией по изучению процессов рельефо- и осадкообразования в условиях доминирования ракушечного материала являются многие районы побережья Азовского моря.

Ракушечный материал образует те же генетические типы прибрежных отложений, что и терригенный (Шербаков, 1983). Вместе с тем необходимо сразу обратить внимание на некоторые его специфические черты. С одной стороны, этот материал, обладая малым объемным весом, характеризуется общей высокой подвижностью в толще воды (Сулимов и др., 1983), а тем самым он должен обуславливать общую тенденцию к быстрому образованию и большой изменчивости аккумулятивных форм рельефа. С другой стороны, гидравлическая крупность частиц ракушечного материала значительно отличается от крупности частиц той же размерности терригенного материала, а тем самым меняется характер и интенсивность воздействия гидродинамических факторов (волн, их потока заплеска и течений) на поверхность профиля подводного берегового склона и пляжа.

Так, по наблюдениям автора, на одном из участков побережья Черного моря выявилась довольно существенная разница в интенсивности изменений рельефа подводного берегового склона этого участка (с доминированием ракушечного материала) по сравнению с участками побережья Балтийского моря (с материалом терригенного происхождения) при довольно близких уклонах дна и в значительной степени сходном строении профиля (Долотов и др., 1971, 1972). Когда дно сложено

ракушечным материалом, то в ходе умеренных волнений значительные изменения рельефа обнаруживаются в основном лишь в верхней части профиля (зоне первого подводного вала и приурезовой ложбине), а второй подводный вал не испытывает никакого смещения. На Балтийском же море, а также на участках Черного моря, сложенных терригенным материалом (Айбулатов, 1966), существенные изменения отметок глубин (до 1,5 м) при волновых режимах умеренной силы отмечаются почти по всей ширине подводного берегового склона и, как правило, наблюдается значительное смещение всех морских валов в ту или иную сторону, ошутимое заполнение межваловых ложбин или, напротив, их углубление.

Для участка черноморского побережья, на котором нами проводились стационарные исследования, характерна большая крупность осадочного материала, чем на участках наших детальных стационарных работ на Балтике, однако, по данным П. А. Волкова (1963), гидравлическая крупность ракушечного материала соответствует гидравлической крупности терригенного материала со значительно меньшим диаметром зерен; скорости, являющиеся сдвигающими для более мелкого терригенного материала, обеспечивают начало движения и более крупного ракушечного материала.

Процессы взаимодействия волнового потока с дном, покрытым ракушечным и терригенным материалом, очевидно, имеют принципиальные отличия. Целые створки раковин моллюсков, обломки их и ракушечный детрит вследствие иного характера обтекания их волновым потоком по сравнению с терригенным материалом той же крупности, очевидно, могут создавать волноустойчивую поверхность. Однако при достаточно больших придонных скоростях в условиях сильных и продолжительных волнений специфика исчезает, и интенсивность преобразования рельефа становится примерно одинаковой (Долотов и др., 1971). Формирование створками моллюсков волноустойчивой поверхности, почти не подвергавшейся воздействию слабых волнений и даже (в некоторых случаях) умеренных, неоднократно наблюдалось и на Азовском море (Артюхин и др., 1982). О том, что скелетный (биогенный) и терригенный материал по-разному реагируют на энергетические (гидродинамические) процессы, имеются ссылки и в зарубежной литературе (Nelson, 1977).

Повышенная устойчивость, почти стабильное состояние профиля при слабых и умеренных волновых режимах наблюдались нами и в зоне пляжа на одном из участков болгарского побережья Черного моря к югу от г. Варна, где отмечается большая примесь ракуши; в ряде случаев в течение 5—10 и более часов не ощущалось заметных изменений рельефа, но специфика развития пляжевого профиля, как и подводного берегового склона, исчезает при достаточно длительном или сильном волновом воздействии, когда интенсивность преобразований профиля в условиях терригенного и органического материала становится сопоставимой (Юркевич и др., 1982).

Ракушечный материал, которым слагаются подводные и надводные (береговые) формы рельефа прибрежной области, формируется в ареалах (полях) обитания бентосной фауны (моллюсков типа *Cardium edule*, мидий и т. д.), в зонах биоценоза, обычно имеющих вид банок, располагающихся на Азовском и Черном морях, как правило, на глубинах от 4—6

до 8—10 м (Аксенов, 1965; Артюхин и др., 1982; Шуйский, Выхованец, 1983).

Причины массовой гибели моллюсков, предопределяющей возможность последующего перемещения ракушечного материала в сторону берега, могут быть разные. Например, на Азовском море это происходит в суровые зимы под сплошным ледяным покровом (Артюхин и др., 1982; 1983) или при длительных летних штилевых заморах (Аксенов, 1965; Артюхин и др., 1982) в связи с обогащением вод органическим веществом, повышением температуры и возникновением дефицита кислорода.

По наблюдениям на Азовском море (Артюхин и др., 1982), выброс раковинного материала на берег происходит практически во все сезоны.

По расчетам А. А. Аксенова (1965), практически при любом штормовом волнении на глубинах 6—10 м (зоне наибольшего развития биоценозов самого характерного для этого бассейна моллюска *Cardium edule*) отмечается четкая положительная асимметрия придонных волновых скоростей, обуславливающая перемещение створок раковин в сторону уреза, а величины этих скоростей превышают скорости (0,15 м/с), являющиеся сдвигающими для раковинного материала размером 10—12 мм, который преобладает среди раковин указанного моллюска.

Величины придонных скоростей воды, при которых начинается движение ракушечного материала, механизм и скорости его перемещения в сторону берега, судя по наблюдениям на Азовском море, определяются особенностями гидравлической крупности этого материала, во многом зависящими от формы частиц. Так, по данным П. А. Волкова, приведенным в работе А. А. Аксенова (1965), в то время как обломки раковин (битая ракуша) размером 0,5—3 мм в основном плоские, обломки размером более 3 мм имеют достаточно сложную форму, в большой степени влияющую на скорость падения частиц в воде; целые же створки раковин и обломки размером от 3 до 15 мм из-за определяющего влияния их специфической формы обладают практически одинаковой неразмывающей скоростью, причем меньшей, чем у обломков размером 1—3 мм, т. е. в 5 раз меньших по размеру. По наблюдениям на Азовском море (Артюхин и др., 1982), полностью не раскрывшиеся двойные створки (близкие к сфероидалной или веретеновидной форме), в отличие от отдельных целых створок перемещаются при скоростях, меньших, чем несдвигающие для раковинного материала данной крупности. Все это свидетельствует о сложности процесса перемещения материала ракушечного происхождения в прибрежной области морей и океанов.

В ходе перемещения такого материала в сторону берега в зоне трансформации волн (той ее части, которая отличается достаточно высокими значениями придонных волновых скоростей и скоростей течений), в зоне разрушения волн и зоне потока заплеска имеют место интенсивное дробление, истирание раковин и их обломков. При этом выброшенные со дна на пляж скелетные остатки, по мнению некоторых исследователей (Градзинский и др., 1980), за несколько недель или месяцев могут превратиться в очень мелкие фракции осадков.

Величина истирания ракуши на черноморском побережье оценивается в 30—50% за год (Шуйский, 1979а), в прибрежной области Азовского моря она составляет примерно 50% (Аксенов, 1965), т. е. эта величина

значительна и, видимо, сопоставима в различных морских бассейнах. Весьма существенная общая истираемость раковинного материала обуславливает и ярко выраженную его сепарацию — селективное воздействие волн и потока их заплеска (Градзинский и др., 1980). В результате происходит разделение на выносимые в сторону моря во взвешенном состоянии более тонкие продукты процесса разрушения ракушки (Forge, 1969; Шуйский, 1979а; Градзинский и др., 1980), составляющие до 30% всей массы раковинного материала (Шуйский, 1979а), и более стойкие продукты переработки. Вместе с тем некоторые авторы (Аксенов, 1965) обращают внимание на то, что в открытом море (можно считать, что имеется в виду нижняя часть подводного берегового склона) обнаруживается достаточно хорошая сохранность раковинных створок, что связывается с их перемещением в плотной суспензии, защищающей от раздробления и истирания.

Наблюдениями на Азовском море (Артюхин и др., 1983) вскрыта еще одна интересная особенность: оказалось, что активное перемещение ракушки происходит только при наличии плотных отложений на дне, тогда как резкое увеличение водонасыщенности илистых осадков во время сильных волнений приводит к погружению створок в илы еще в зоне их продуцирования. На очень значительные объемы ракушки, застревающей в илах, обращалось внимание и ранее (Аксенов, 1965).

Об интенсивности процесса перемещения ракушечного материала в верхней части подводного берегового склона (зоне валов и ложбин) и на пляже свидетельствуют данные полевых экспериментов, осуществленных на северном побережье Азовского моря в экспедиции, руководимой автором, организованной Институтом океанологии АН СССР и Научно-исследовательским и конструкторско-технологическим институтом городского хозяйства (г. Киев) в 1969 г.

В средней части Бердянской косы, на глубине около 3 м (в межваловой ложбине), при начале распространения ила на глубине около 5 м было выброшено около 400 кг ракушки диаметром 18—20 мм, покрашенной родамином. За период с мая по июль эта ракушка переместилась на расстояние до 1,5—2 км по обе стороны от створа загрузки на дно и большая ее часть оказалась выброшенной на пляж в результате прошедших волнений. Затем ракушка была рассеяна по участку общим протяжением около 3 км в результате ее переноса вдоль берега в приурезовой полосе.

Были зафиксированы скорости вдольберегового перемещения ракушечного материала (диаметром 10—17 мм) при умеренном (3 балла) косом (угол подхода волн к берегу 46°) волнении в зоне действия потока заплеска волн на участке длиной 50 м при забросе окрашенной ракушки на внешнем краю зоны. Параметры волн при этом были такими: длина (λ) — 7 м, максимальная высота (h_{max}) — 0,25 м, период (τ) — 3,75 с, а скорости плоского потока воды, измеренные с помощью родамина, в 5 м от уреза — 0,32 м/с, на урезе — 0,47 м/с. При этом скорости перемещения ракушки оказались равными: для раковин со средним диаметром 10 мм — 0,07 м/с, а со средним диаметром 17 мм — 0,05 м/с.

Характером и интенсивностью процесса дифференциации материала

по крупности под воздействием гидродинамических факторов в различных зонах прибрежной области определяется и распределение ракушечного материала на поверхности профиля и в осадочной толще.

Согласно наблюдениям на Азовском море (Аксенов, 1965), во внешней части подводного берегового склона, на поверхности отмелей и банок, преобладают не целые створки раковин, а битая ракуша, образующая иногда слои мощностью порядка 1 м; в сторону берега возрастает содержание измельченного ракушечного детрита.

На одном из участков побережья Черного моря, в районе наших стационарных исследований, где карбонатный (ракушечный) материал составляет, как правило, более 90% отложений, по всему профилю подводного берегового склона и пляжа было зафиксировано такое распределение осадочного материала (Долотов и др., 1971). На пляже, в зоне подводных валов и верхней части зоны трансформации волн, до глубин порядка 6 м преобладал среднезернистый песок (0,25—0,50 мм) со средним медианным диаметром 0,40 мм. Здесь, в этой наиболее динамичной зоне, отмечалась и довольно хорошая сортированность материала ($S_o=1,2-1,3$). В нижней же части зоны трансформации волн, на глубинах больше 6 м, из-за отсутствия значительного количества целых створок раковин крупность осадка значительно увеличивалась и сортированность ухудшалась (на глубине 10 м M_d — свыше 1,0 мм; $S_o > 2,0$).

Зона трансформации волн (внешняя зона) и в других районах нередко может характеризоваться большой крупностью материала (ракушечного происхождения), поскольку она охватывает область биоценозов моллюсков, питающую прибрежную область обломочным материалом, или же находится в непосредственной близости от нее.

Так, на болгарском побережье Черного моря к югу от Варны (Гижевски и др., 1982) на глубинах 8—10 м отмечалась плотно уложенная ракуша с незначительной примесью крупнозернистого песка. Вероятно, более мелкий материал был вынесен течениями. По нашим наблюдениям на том же участке, о вероятном преобладании воздействия течений свидетельствует рифельная поверхность, образуемая целой и битой ракушей на глубине 15 м (Долотов и др., 1982б). На ливийском побережье Средиземного моря во внешней зоне (трансформации волн) также был обнаружен довольно крупный материал биогенного происхождения вблизи его источника, а именно гравий, крупно- и среднезернистый песок (Айбулатов, Кочемасов, 1985), причем характерно аномальное уменьшение его крупности в сторону береговой линии (по мере удаления от источника его поступления).

В зоне подводных валов и ложбин (разрушения волн), характеризующейся большой интенсивностью гидродинамических процессов, происходит сильное дробление и истирание ракушечного материала. При этом некоторые ученые (Котаг, 1976а) считают характерными значительные скопления (концентрации) раковин в пределах этой зоны.

Состав пляжевых отложений в условиях раковинного материала может иметь большой диапазон крупности. Нередко это различные пески с обломками и целыми створками раковин, как на северо-западном побережье Черного моря (Сулимов и др., 1983). Часто на пляжах, находящихся вблизи колоний моллюсков, на участках, подверженных интен-

сивному воздействию волн (их потока заплеска), образуются штормовые пляжевые валы, сложенные крупным ракушечным материалом — в основном целыми створками раковин и битой ракушей. При этом видовой состав раковин на пляже является проекцией биоценоза, расположенного у границ прибрежной области, на береговую линию (Хрусталева и др., 1982).

Крупность ракушечного материала, находящегося в сфере деятельности волн и течений, определяется как общей динамичностью среды седиментации в той или иной зоне, так и удаленностью от основного источника питания — ареалов биоценозов моллюсков. В качестве примера рассмотрим данные, полученные в экспедиции, возглавлявшейся автором, на северном побережье Азовского моря в 1969 г. Оценку дифференциации биогенного материала на подводном береговом склоне позволяет сделать фактический материал по 10 колонкам вибробурения, выполненного с судна у дистальной, средней и прикорневой частей Бердянской косы (рис. 19).

У дистального конца, где располагаются места обитания биоценозов моллюсков, повсюду в колонках, отобранных с глубин от 3 до 7,5 м, отмечается большое количество ракушечного материала (целых створок, обломков раковин и ракушечного детрита разной размерности), причем он явно преобладает. Значительное содержание целых створок обнаруживается на глубинах 6,5—7,7 м, где, очевидно, располагаются колонии живых моллюсков, однако и здесь имеются обломки раковин и их детрит, т. е. при определенных волновых режимах переработка материала происходит и в этой глубоководной (для Азовского моря) зоне, являющейся, судя по всему, зоной трансформации волн. Очень типичными следует признать прослои, существенно обогащенные крупным ракушечным материалом (может быть результат перемыва, а скорее всего, просто свидетельство близости места обитания моллюсков). Характерно, что этот материал как бы погружен в ил (с четкой слоистостью) или «сидит» в нем (об этом процессе погружения уже упоминалось выше).

На глубине 5,3 м, участке дна, являющемся своего рода промежуточным между местом обитания моллюсков, подготовки материала, и местом его разгрузки, т. е. как бы транзитным, крупного ракушечного материала становится значительно меньше (имеются лишь единичные створки раковин), а заиление не так ярко выражено, видимо, в общем, в силу большей динамичности среды.

В ближайшей к урезу колонке (примерно в 50—70 м от уреза), на глубине 3 м, т. е. в активной зоне разрушения волн, опять-таки отмечается существенное обогащение донных отложений крупным ракушечным материалом, в том числе и целыми створками; имеется много обломков раковин и ракушечного детрита (результат интенсивной переработки исходного материала); заиление почти совсем не ощущается.

Близ средней части Бердянской косы, судя по всему, нет банок с биоценозами моллюсков, так что органогенный материал, зафиксированный в колонках, в основном был принесен с других участков. В связи с этим во всех колонках отложений ракушечный материал имеет характер примеси и отмечаются лишь единичные целые створки раковин; местами

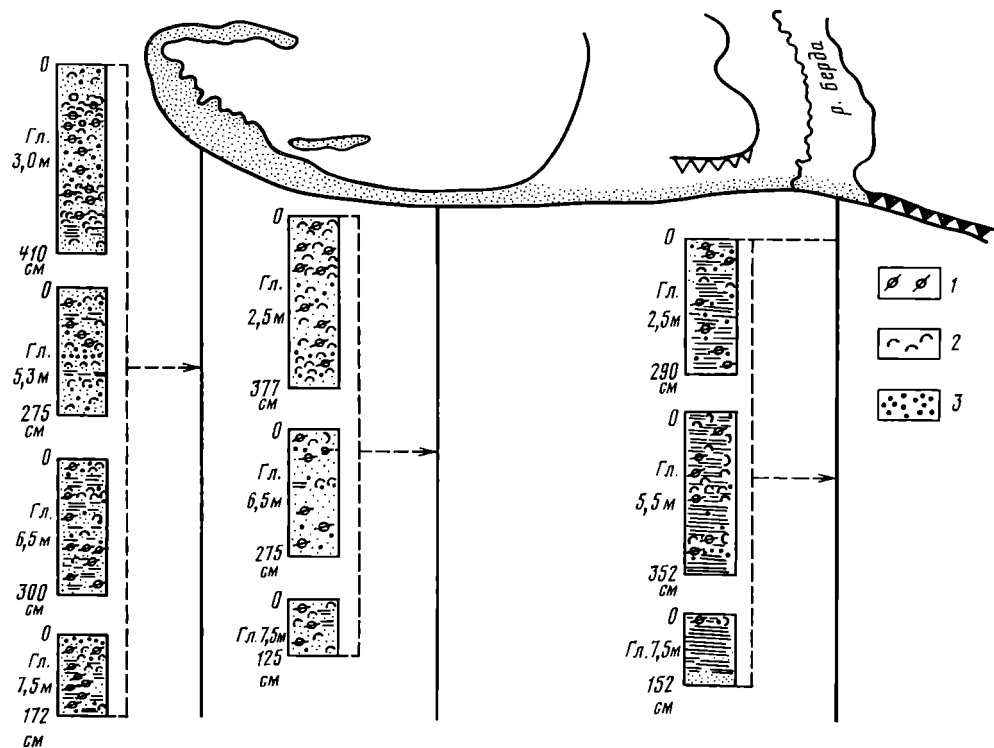


Рис. 19. Дифференциация ракушечного материала в толще отложений подводного берегового склона в районе Бердянской косы (Азовское море)

1 — целые створки раковин; 2 — битая ракуша (обломки раковин); 3 — ракушечный детрит. Сплошными линиями показано положение профилей, на которых были отобраны колонки отложений. Остальные обозначения — см. рис. 3 и 16

же наблюдаются прослойки, обогащенные ракушечным материалом (обломками раковин и ракушечным детритом).

На подводном склоне у прикорневой части косы ракушечного материала еще меньше (а на глубине 7,5 м его почти нет совсем); почти сплошь во всех колонках отмечается илистая толща, вероятно, влияющая от другого источника материала — выносов реки.

Так, с удалением от источника ракушечного материала меняется количество и характер донных отложений.

Ракушечный материал (целые створки, их обломки и детрит) в различных районах побережий океанов и морей слагает подводные валы, подводные бары и крупные береговые аккумулятивные формы типа вышедших из-под уровня моря береговых баров, а также кос, пересыпей и т. д. О большой роли такого материала в питании прибрежной области свидетельствуют, например, данные по Азовскому морю (Артюхин и др., 1982). На косах северного берега и Арабатской стрелке он составляет 70—80% отложений, на пляже дистальной части косы Долгой — 95—99%, в районе о-ва Бирючий — 90—95%. В формировании толщи отложений размерности крупного песка, гравия и гальки на участках, примыкающих к дистальным окончаниям кос и банкам северного побережья Азовского моря, главная роль справедливо отводится раковинному детриту, обломкам и целым створкам раковин (Шнюков и др., 1974).

С высокой общей продуктивностью зообентоса этого бассейна связано образование обширных зон аккумуляции у дистальных концов кос, отличающихся значительной мощностью отложений (Артюхин и др., 1983). Темпы такой аккумуляции определяются, с одной стороны, энергией волн, а с другой — запасами раковинного материала на дне, т. е. биомассой моллюсков (Хрусталева и др., 1982).

Этими двумя главными факторами обуславливается и характер развития береговых аккумулятивных форм. Повышение биомассы ракушки при прочих равных условиях ведет к увеличению объема накапливаемых осадков, тогда как уменьшение биопродуктивности (биомассы) при более высоких энергетических ветро-волновых параметрах — к уменьшению объема аккумуляции и переходу к размыту отложений (Артюхин и др., 1982). Любые изменения в области питания, т. е. в местах расположения биоценозов, носящие сезонный или иной характер, непосредственно и очень быстро сказываются на процессах рельефообразования и осадконакопления.

Характер процессов в условиях осадочного материала кораллового происхождения

В тропической зоне Мирового океана в процессах рельефообразования и осадконакопления в прибрежно-шельфовой области исключительно велика роль рифообразующих организмов (Ионин и др., 1983), которые переводят в твердую скелетную форму известную океанской воды (Зенкович, 1962). Создаваемые ими массивные известняковые сооружения в значительной степени противодействуют воздействию волн и течений или (колонии живых кораллов) даже способствуют гашению их энергии (Зенкович, 1962), являясь своего рода природными волноломами. Вместе

с тем рифовые постройки обладают не только потенциальной сопротивляемостью к разрушающему действию волн, но и способностью к росту, тем самым контролируя, как считает Э. Хэллем (1983), местную обстановку осадконакопления. Постоянное же разрушение живых коралловых колоний является существенным источником поступления обломочного материала в прибрежную область (Maxwell et al., 1961; Леонтьев, 1975).

Материал кораллового происхождения отличается двумя специфическими особенностями. С одной стороны (Калиненко и др., 1981), он обладает повышенной миграционной способностью в силу своих общих физических свойств, что обуславливает быстрые его перемещения как по профилю подводного берегового склона, так и на значительные расстояния вдоль берега, а тем самым — общие существенные изменения его гранулометрического состава в ходе этого перемещения. С другой стороны, не менее характерен и процесс довольно быстрой цементации кораллового материала на пляже с формированием литифицированных слоев — бич-рок [beach rock], созданием сцементированных береговых аккумулятивных форм, а тем самым превращением их в достаточно устойчивые скелетные образования (Зенкович, 1962).

С этими особенностями поведения кораллового материала, имеющегося в прибрежной области морей и океанов, связаны и его текстурные особенности. Так, некоторые авторы (McKee, 1959; Логвиненко, 1980) отмечают косую слоистость в песчано-гравийных отложениях кораллового генезиса, правда, другие (Попов и др., 1963; Справочник по литологии, 1983) считают ее нехарактерной для рифогенных отложений.

Обломочный коралловый материал, находящийся в сфере действия волн, связанных с ними течений и потока заплеска волн, так же как и терригенный отличается большим диапазоном крупности (вплоть до валунов).

Как справедливо отмечает В. Н. Космынин (1980), крупность этого материала зависит, с одной стороны, от энергии волн, с другой — от структуры скелета кораллов.

Коралловые рифы обычно принято довольно условно подразделять на три типа, причем в одном случае (Леонтьев, 1961в) выделяются окаймляющие (или береговые), барьерные (с разновидностями — атоллами, или кольцевыми рифами) и внутривагунные рифы, а в другом (Леонтьев, 1968) — береговые (или окаймляющие), барьерные и атоллы (кольцевые рифы). Как будет видно из дальнейшего изложения, динамические обстановки, в которых идут процессы рельефо- и осадкообразования, у различных типов коралловых сооружений сходны, и поэтому будут рассматриваться общие особенности обстановок, характерные для всех этих типов.

В пределах рифа Г. М. Фридман и Дж. Сандерс (Friedman, Sanders, 1978) выделяют три энергетических пояса: X (располагающийся несколько глубже волновой базы, где отмечается перемещение материала исключительно волнами с большим периодом, а также течениями, и аккумуляция тонкозернистых карбонатных осадков), Y (в зоне действия волн мелководья и их разрушения, характеризующейся интенсивными движениями воды, общей сортированностью отложений) и Z (расположенную ближе

к берегу, чем зона разрушения волн, отличающуюся мелководностью и вследствие этого без ощутимого воздействия волн на дно, с характерными тонкозернистыми осадками).

Исходя из особенностей морфологии, некоторые иностранные специалисты (Selley, 1976; Selwood, 1978; Селли; 1981) выделяют три элемента рифа (зоны рельефа): предрифовое пространство [fore-reef], поверхность рифа, или рифовую равнину [reef-flat] и тыловой риф [back-reef]. Другие зарубежные авторы (Градзинский и др., 1980) к основным относят также три, но других морфологических элемента: склон рифа [reef slope] фронт, или край рифа [reef front, или reef edge], и рифовую равнину [reef flat]; с точки зрения же энергии среды седиментации этими авторами различаются три зоны: предрифовое пространство [fore-reef], гребень рифа [reef-crest] и тыловой риф [back-reef].

Подразделение коралловых построек и их отложений у советских ученых несколько иное; особенно это относится к классификации фаций. Так, Н. В. Логвиненко (1980) различает три группы фаций: океанской стороны рифа, кораллово-водорослевых построек и лагуны. В. В. Калинин (1983) в зависимости от характера среды седиментации и биоценозов выделяет три фации: передней океанской кромки рифа, межостровных проливов и шельфовых лагун, внутренней лагуны атолла. Другими авторами (Справочник по литологии, 1983) рифовый комплекс разделяется на четыре фации: нижней части внешнего склона рифа (рифового шлейфа), самого внешнего склона рифа, собственно рифа и мелководной внутренней рифовой лагуны. Г. А. Сафьянов (1978) выделил четыре провинции рифа: внешний склон рифа, водорослевой вал, коралловые сооружения среди песка, мелководное песчаное плато (под защитой тылового рифа), или лагуна.

Теперь несколько детальнее остановимся на вопросах более дробной зональности рифов (выделении их участков, отличающихся друг от друга некоторыми особенностями среды седиментации), исходя из результатов работ зарубежных и отечественных специалистов.

В. Максвелл с соавторами (Maxwell et al., 1961) в первую очередь выделяет 4 зоны: край рифа [reef edge], поверхность рифа [reef-flat], песчаный остров [sand cay] и лагуну [lagoon]. На поверхности рифа они еще различают: 1) край этой поверхности, или внешнюю коралло-водорослевую зону [reef-flat margin, или coral-algal zone], 2) зону колоний живых кораллов с пятнами песка (zone with living corals), 3) внутреннюю песчаную равнину [inner sandy flat] и 4) внутренний канал (пролив), или ров [inner channel, или moat].

М. С. Льюис (Lewis, 1969) подробно охарактеризовал выделяемые им зоны окаймляющего рифа как отдельные среды седиментации: 1) склон рифа, или фронт рифа [reef slope, или reef front], 2) край рифа [reef edge], 3) водорослевой вал [algal ridge], 4) радиальную зону [radial zone], 5) дно с морской травой [marine grass beds], 6) зону песка с рифелями [rippled sand zone] и 7) пляж [beach].

О. К. Леонтьевым (1968) вначале были выделены зоны-биогермы, характерные, по его мнению, для всех типов рифовых пород и сооружений: 1) кораллово-водорослевой барьер, 2) коралловое плато, 3) гравийно-песчаный вал (внешний край кораллового острова), 4) песчаный ост-

ров или отмель и 5) лагуну. При выделении морфологических зон любых коралловых построек О. К. Леонтьев (1975) различает почти те же самые зоны: 1) внешний край, 2) кораллово-водорослевой вал, 3) рифовое плато, 4) кораллово-песчаные отмели и острова с окаймляющим их пляжем, 5) лагуну. На окаймляющем рифе, на основании изучения западного побережья Индийского океана, О. К. Леонтьев (1970) выделяет: 1) внешний край рифа, 2) водорослевой вал, 3) зону рифовых гребней, 4) зону подводной аккумуляции песка и 5) пляж. В. Н. Космынин с соавторами (1982) к основным элементам кораллового рифа отнесли: 1) внешний склон, 2) риф-флет, 3) остров или прислоненную террасу, 4) внутрилагунные рифы. Затем В. Н. Космыниным (1979б) была предложена более детальная зональность рельефа и осадков рифов Индийского океана с выделением: 1) внешнего склона, 2) внешней зоны риф-флета, 3) водорослевого вала, 4) зоны западин, 5) зоны морской травы и 6) зоны песчаных осадков. При этом обращалось внимание на то, что выражены эти зоны не везде, а некоторые — лишь фрагментарно.

Основной областью питания береговой области осадочным материалом является зона внешнего края рифа, где, с одной стороны, отмечается максимальное развитие и интенсивный рост колоний кораллов, а с другой — происходит интенсивное их разрушение, приводящее к образованию значительного объема обломочного материала (Леонтьев, 1970) с большим набором крупности. Однако ощутимого накопления материала в этой зоне не наблюдается (Калиненко и др., 1981), и сразу же проследивается его четкая гранулометрическая дифференциация. Часть крупного и неокатанного материала скатывается вниз по склону, образуя каменную осыпь, частично скрепляемую поселяющимися здесь кораллами и известковыми водорослями (Селли, 1981), или же создавая шлейф на предрифовом пространстве. Тонкий материал во время волнений переходит во взвесь и переносится от края рифа в сторону открытого океана, образуя на некотором расстоянии от рифа зону известкового илистого материала. Последняя, видимо, отвечает так называемой рифоидальной зоне, выделяемой в древних карбонатных породах (Попов и др., 1963).

Внешний край рифа является зоной полного или частичного разрушения волн открытого океана (Леонтьев, 1970), вследствие чего и зоной интенсивного рельефообразования. Во время сильных волнений здесь происходит разрушение известняковых пород, коралловых колоний, и в результате — поступление огромных масс обломочного материала на рифовую платформу (Леонтьев, 1975; Авельо Суарес и др., 1976; Калиненко и др., 1981).

Главным поставщиком обломочного материала в прибрежную область является верхняя часть внешнего склона рифа, где располагаются чередующиеся между собой шпоры, или гребни [spurs, или buttresses] и каналы, или ложбины [grooves, или valleys]. Эти своеобразные формы рельефа детально описаны в литературе, например, в сводной работе о барьерном рифе и атоллах района Белиза в Карибском море (James, Ginsburg, 1979). Судя по наблюдениям в западной части Индийского океана (Космынин, 1979а, б), они располагаются чаще всего на глубинах от 3—6 до 10—12 м (но и до 15—25 м), в зависимости от параметров волн, отличаются друг от друга по высоте на 3—5 м, протягиваются на

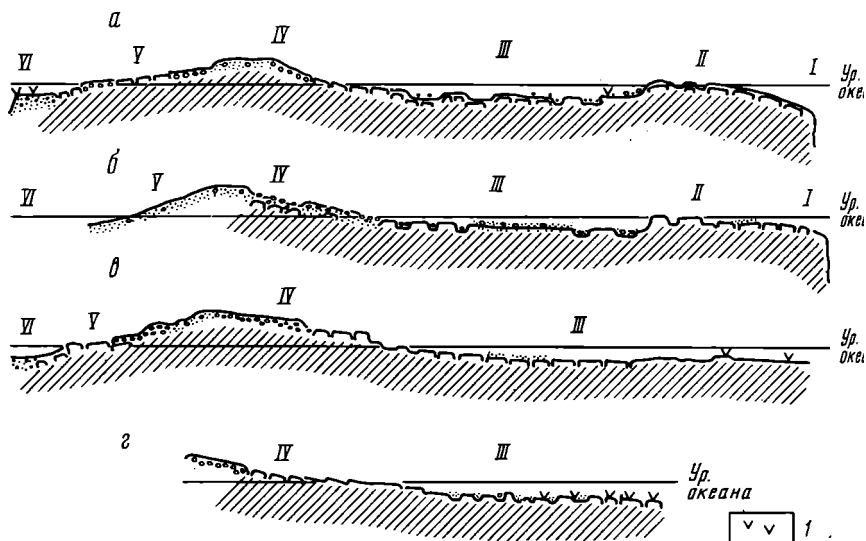


Рис. 20. Характер рельефа и распределение рифогенного обломочного материала в прибрежной области различных участков берега атолла Фунафути (о-ва Эллис) в Тихом океане

I — внешний край рифа; II — кораллово-водорослевой вал; III — рифовая платформа; IV — океанский пляж; V — лагунный пляж; VI — поверхность дна лагуны

1 — колонии живых кораллов; а — о-в Фунафара, узкая перемычка между островами, составляющими атолл; б — западный берег атолла; в — о-в Фунафара, к югу от перемычки между островами; г — юго-западная оконечность атолла. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4 и 15

десятки и сотни метров и ориентированы в общем перпендикулярно краю рифа, характеризуются обилием колоний ветвистых кораллов.

Внешний край рифовых построек неоднократно наблюдался и автором. Так, на атолле Фунафути (о-ва Эллис) в Тихом океане на краю рифовой платформы нами наблюдался почти отвесный подводный клиф, сложенный массивными известняками, высотой не менее 4—5 м и расчлененный глубокими бороздами (рис. 20, а, б), с крупным обломочным материалом у основания уступа. Эти факты свидетельствуют о том, что на рифовую платформу крупный материал может быть заброшен только при очень сильных штормовых волнениях.

Крутой, нередко вертикальный склон внешнего рифа, продолжающий очень резкий перегиб профиля и расчлененный глубокими поперечными бороздами, с колониями живых кораллов отмечался нами на островах (в Тихом океане) Науру (рис. 21, а), Иль-о-Гоэлан, Большой Барьерный риф Новой Каледонии (рис. 21, г), Вити-Леву, о-ва Фиджи (рис. 21, б), а также на северном побережье Кубы, причем в последнем случае наблюдались очень неровные очертания внешнего края рифа в плане, а борозды достигали относительной глубины 3—5 м при ширине их 1—2 м.

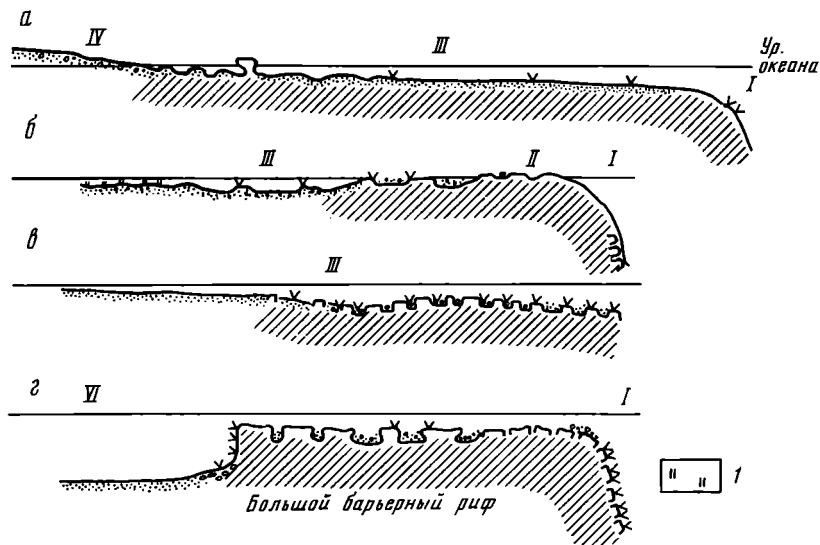


Рис. 21. Характер рельефа и распространение рифогенного обломочного материала в прибрежной области островов Науру (а), Вити-Леву, Фиджи (б), Уполу, Зап. Самоа (в) и на Большом Барьерном рифе Новой Каледонии (г) в Тихом океане
 I — трава. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 15 и 20

Каналы в виде прибойных ложбин, по которым перемещаются массы воды после разрушения волн на внешнем крае рифа, в некоторых случаях проникают и на соседний участок рифа — водорослевой вал [algal ridge], или внешнюю кораллово-водорослевую зону [outer coral-algal zone]. Для этого рифового участка также характерна высокая энергия среды, связанная с разрушением океанских волн (в прилив), обладающих, правда, меньшими параметрами, чем разбивающиеся на внешнем крае рифа (Леонтьев, 1970). В высокий отлив, по наблюдениям В. Н. Космынина (1979б), вершина вала находится близ уровня океана или частично обсыхает, а поверхность вала состоит из целой серии бугров [craggs], параллельных краю зоны и разделенных понижениями — каналами стока прибойных вод. Зона характеризуется колониями растущих живых кораллов и известковыми (литотамниевыми) водорослями, обуславливающими закрепление, инкрустацию [algal encrustation] образующегося здесь обильного обломочного материала, вплоть до песчаного (Maxwell et al., 1961). Местами возникают нагромождения выломанных крупных блоков рифового известняка — отмерших кораллов (Lewis, 1969; Леонтьев, 1970), цементируемые литотамниевыми водорослями (Леонтьев, 1970, 1975) и создающие устойчивую по отношению к воздействию волн массивную поверхность (Селли, 1981).

Водорослевой вал наблюдался и автором на атолле Фунафути. На одном из участков рифа (см. рис. 20, б) он состоял из отдельных известняковых глыб отмерших кораллов до 30—40 см в поперечнике,

сплошь обросших литотамниевыми водорослями, причем эти глыбы образовывали серию поперечных гряд. На другом участке рифа (см. рис. 20, а) в основном отмечалась гладкая выровненная поверхность известняка, также покрытая водорослями. У о-ва Иль-о-Гоэлан нами наблюдались поперечные борозды, очевидно представляющие собой каналы стока приливных или прибойных вод.

Основу любого рифа, его остов, составляет рифовая платформа (плато, или поверхность), обычно отличающаяся общей выровненностью (МакКее, 1958; Зенкович, 1962; Агаджанян и др., 1973), причем в отлив часть ее осушается (Леонтьев, 1968). Частичное осушение рифовой платформы в отлив наблюдалось и нами, например, на о-ве Науру и атолле Фунафути.

Выровненность рифовой поверхности по всей вероятности, в большой степени связана с истирающим действием обломочного материала, перемещающегося в этой зоне, о чем бесспорно свидетельствует неоднократно наблюдавшийся нами, например на атолле Фунафути, факт срезания веток кораллов (в их массивных колониях) под один уровень на дне (поверхности платформы), обнажившемся в отлив. Правда, в то же время в целом ряде случаев нами отмечались факты на том же атолле, когда дно оказывалось абсолютно лишенным какого-либо обломочного материала (см. рис. 20) и представляло собой обнаженную рифовую поверхность; в таких условиях механической абразии донной поверхности без нового поступления материала со стороны внешнего края рифа быть не могло. К стати на скудность в ряде случаев кластических осадков на рифе обращалось внимание и ранее (МакКее, 1958).

В целом же зона рифовой платформы находится в сфере действия типичных волн мелководья, поскольку глубины здесь редко превышают несколько метров (Леонтьев, 1975), причем под воздействием волн происходит довольно интенсивное измельчение и некоторая дифференциация рыхлого материала по крупности.

Ряд зарубежных исследователей (Градинский и др., 1980) в основной, внутренней, зоне рифовой платформы различают три подзоны, располагающиеся по мере удаления от внешнего края рифа в такой последовательности: колоний живых кораллов, отмерших кораллов и песчаной равнины [sand flat]. По всей видимости, сокращение, а затем и полное исчезновение колоний живых кораллов с уменьшением глубины по мере приближения к урезу можно объяснить общим уменьшением динамичности вод и турбулентности, т. е. воздействия факторов, необходимых для развития коралловых организмов. К стати, в отличие от зоны внешнего края рифа в зоне рифовой платформы преобладают хрупкие, тонкоструктурные их формы (Леонтьев, 1975).

Довольно четко три вышеуказанные зоны прослеживались и нами: на атолле Фунафути (см. рис. 20) и на о-ве Уполу (Западное Самоа) (рис. 21, а).

Во внешней части рифовой платформы некоторые исследователи (Леонтьев, 1970) различают зону рифовых гребней, находящуюся под воздействием плоских потоков воды, образовавшихся в результате разрушения волн в соседних зонах водорослевого вала и внешнего края

рифа; зона характеризуется обломками сцементированного известняка, иногда небольшими колониями живых кораллов, пятнами песка. Бугры, располагающиеся перпендикулярно краю рифа, являются продолжением водорослевого вала (Космынин, 1979б). Рассматриваемой зоне, видимо, отвечает выделяемая М. Льюисом (Lewis, 1969) радиальная зона [radial zone], которая отличается многочисленными валами [ridges] относительной высотой 2—3 м из частично сцементированных водорослевых валунов [algal cobbles], присутствием колоний кораллов и грубого кораллового детрита.

Еще ближе к берегу, до самого уреза, прослеживается зона, часто довольно широкая, но неоднородная, которую О. К. Леонтьев (1970) назвал зоной подводной аккумуляции песка. По его мнению, здесь происходит интенсивная сепарация перемещающегося рыхлого материала в ходе его дробления, истирания, а также в результате перехода более тонких частиц во взвесь и их выноса под воздействием вторичных волн.

В этой зоне общего накопления песчаного материала, расположенной ближе к берегу от зоны подводных бугров-гребней, В. Н. Космыниным (1979б) выделяется подзона западин относительной глубиной 1—1,5 м, с пятнами песка, водорослями, колониями кораллов в наиболее глубоких понижениях.

Сходное строение в этой части рифовой поверхности отмечалось и автором. Так, на о-ве Вити-Леву в полосе дна шириной в несколько сотен метров также прослеживались небольшие блюдцеобразные понижения (см. рис. 21, б) заполненные коралловым песком и детритом, с очень редкими кустиками живых кораллов. На атолле Фунафути наблюдались понижения в виде ячей глубиной 5—10 см и в поперечнике до 20—30 см, с отдельной галькой и присыпкой песка (см. рис. 20).

Еще ближе к берегу на рифовой платформе в целом ряде случаев располагается подзона морской травы (Lewis, 1969; Леонтьев, 1975; Космынин, 1979б). Растительность обуславливает задержку и накопление плохо отсортированного илистого песка и алевроита в основном выпадающих из взвеси. В подзоне отмечаются отдельные редкие колонии кораллов.

Участки на поверхности рифа, в значительной степени покрытые низкой морской травой, с небольшими округлыми повышениями дна, покрытыми пятнами песка и детрита, наблюдались и нами на о-ве Вити-Леву (см. рис. 21, б).

М. Льюис (Lewis, 1969) и В. Н. Космынин (1979, а) выделяют еще одну подзону, песчаных осадков с рифелями [rippled sand zone], непосредственно примыкающую к береговой линии.

Довольно широкая полоса рифовой поверхности в самой верхней части подводного берегового склона, почти сплошь покрытая песком, отмечалась и нами на о-ве Уполу (см. рис. 21, в), а также на о-ве Иль-о-Гоэлан.

Вместе с тем довольно типичным, судя по нашим наблюдениям на атолле Фунафути (см. рис. 20), следует признать и полное отсутствие какого-либо рыхлого материала непосредственно у уреза, где может отмечаться оголенная поверхность рифовых известняков, в силу того что

при определенных условиях этот материал оказывается целиком выброшенным из верхней части подводного берегового склона в надводную часть пляжа потоком заплеска волн.

По мнению В. В. Калиненко с соавторами (1981), первично очень разнородный (по крупности) карбонатный материал в зоне действия потока заплеска (у коренного берега, острова, барьера или атолла) подвергается интенсивной переработке (в зоне пляжа). В результате преобладающая масса рифогенного обломочного материала относится к размерности песка. В целом для пляжевых отложений ввиду сложности и изменчивости гидродинамического режима характерны очень широкий набор гранулометрических разностей, пестрый состав отложений.

Поток заплеска обычных, средних волнений, как правило, выносит на берег главным образом песок, а также гальку, тогда как выше по профилю пляжа, в сфере действия плоского потока, образующегося в результате окончательного разрушения штормовых волн, отмечается значительно более грубый материал, вплоть до крупных валунов. На такую зональность в распределении материала по крупности обращалось внимание Э. МакКи (McKee, 1958). В работе же Г. Бэйнса и Р. МакЛеана (Baines, McLean, 1976) приведены интересные фактические данные по наблюдениям на атолле Фунафути о чрезвычайно большой силе воздействия волн на таких открытых океанских берегах. Наличие на пляже известняковых плит весом около 18 кг связывается ими со способностью волн высотой около 3,5 м передвигать в верхней части подводного берегового склона глыбы до 50 см в поперечнике, а плитообразной формы — даже больших размеров при меньших параметрах волн. На том же атолле большие нагромождения крупных обломков кораллового известняка до 20—50 см в поперечнике в виде штормового вала отмечались и Н. В. Логвиненко (1980).

По нашим наблюдениям на атолле Фунафути в 1971 г., с океанской стороны в нижней половине профиля надводного пляжа обнаруживались значительные скопления (навалы) почти не окатанных глыб кораллового известняка до 1—3 м в поперечнике, а несколько выше по профилю — плохо окатанная крупная галька (см. рис. 20). Неокатанность материала, по всей вероятности, объясняется малым временем воздействия потока заплеска сильных штормовых волн. В то же время на некоторых участках берега атолла, в верхней половине пляжа, среди крупных неокатанных известняковых глыб прослеживались крупная галька и мелкие валуны (до 20—30 см в поперечнике), хорошо или очень хорошо окатанные, плотно уложенные, образующие как бы каменную мостовую. Характерно при этом, что ниже по профилю, вплоть до уреза, почти не было никакого обломочного материала, т. е., вероятно, в ходе наиболее сильных штормов в верхнюю часть пляжа передвинулся материал, уже прошедший значительную обработку ниже по профилю, при менее сильных волнениях.

Результаты интенсивного воздействия волн — хорошая окатанность пляжевого материала кораллового происхождения, вплоть до очень крупного, отмечалась нами и на атолле Диего-Гарсия (архипелаг Чагос) в Индийском океане (Долотов, 1969).

В случае если волновое воздействие на берег не столь значительно, прежде всего, в силу отмелости дна (рифовой поверхности) и особенностей

гидрометеорологического режима, то пляжевый материал — в основном песчано-гравийногалечный. Таковы, например, обследованные нами некоторые участки западного берега атолла Фунафути (см. рис. 20, б), сложенные главным образом средне- и мелкозернистым песком с галькой разного размера, часто довольно плохо окатанной. Очень тонкозернистый однородный, хорошо сортированный коралловый песок характерен для наблюдавшихся нами отмельных участков берега о-ва Науру (см. рис. 21, а). В результате разбивающихся на внешнем крае рифа волны очень быстро теряют свою энергию, о чем свидетельствует плохая сортированность и слабая окатанность (часто угловатость) зерен более грубого материала — крупнозернистого песка, гравия и особенно мелкой гальки. Вместе с тем наиболее тонкий материал в зоне действия потока заплеска относительно слабых волн, достигающих берега, испытывает интенсивную сепарацию по крупности.

Все рифогенные постройки с тыльной (противоположной океанской) стороны обычно имеют лагуны. В одних случаях они носят характер широкой и глубокой акватории, называемой шельфовой лагуной, или ограниченной шельфовой акваторией [rimmed shelf], отличающейся довольно высокодинамичной обстановкой и разнообразным в гранулометрическом отношении составом отложений, как, например, обширная лагуна Большого Барьерного рифа Австралии, залив Батабано (Куба) или районы Большой Багамской банки (Friedman, Sanders, 1978), шельфа Флориды, Гватемалы, Гондураса, Белиза (Selwood, 1978). В других случаях это типичные лагуны тылового рифа (Selley, 1976) атоллов, окаймляющих и некоторые барьерные рифы.

Лагунный пляж, по нашим наблюдениям на атолле Фунафути, отличался разнородным обломочным материалом — в основном плохо окатанной галькой (почти щебнем), песком, коралловым детритом (см. рис. 20).

Для дна лагуны, как правило, характерны внутрिलाгунные рифы [rippacle reefs, patch reefs, или knolls], сложное распределение донных осадков различного гранулометрического состава в зависимости от характера динамической обстановки в лагуне, обусловленного той или иной интенсивностью проявления гидродинамических факторов (волн и течений). В целом прослеживается довольно четкое общее постепенное уменьшение крупности осадков с удалением от берега (с увеличением глубины) — от карбонатных песков и гравия вблизи уреза (см. рис. 20, а, в) до алевроитов (в зоне действия достаточно сильных течений) и известковых илов в более глубоких частях акваторий лагун (McKee, 1958; Selley, 1976; Селли, 1981). На дне лагун отмечается много выходов кораллового известняка, колоний живых кораллов, скоплений известковых водорослей *Halimeda* (Леонтьев, 1968); вокруг внутрिलाгунных рифов прослеживаются накопления гравия и карбонатного песка (Градзинский и др., 1980).

Несколько более сложное строение по сравнению с приведенным описанием различных зон и подзон типичного простого рифового сооружения имеют крупнейшие барьерные рифы мира. В качестве примера на основе собственных наблюдений охарактеризуем некоторые особенности строения Большого Барьерного рифа Новой Каледонии, протягивающегося более чем на 600 км и занимающего второе место в мире по

своим размерам после Большого Барьерного рифа Австралии. Один из его участков был обследован нами в отлив (см. рис. 21, з).

Очень крутой склон внешнего края рифа до глубины около 8 м представляет собой поверхность массивного кораллового известняка, покрытую почти на 50% колониями живых кораллов. Вершину внешнего края с глубинами около 0,5 м образует пологая известняковая поверхность, почти лишенная живых кораллов и расчлененная поперечными бороздами с отвесными бортами глубиной до 1—1,5 м и шириной до 2 м, носящими иногда характер замкнутых котловин. На самой вершине отмечался тонкий плащ обломков кораллов и крупного детрита, тогда как на дне борозд — песок.

В сторону лагуны (к суше) прослеживается зона рифа шириной несколько десятков метров, также сложенная массивным коралловым известняком с небольшим количеством обломочного материала. Эту зону сменяет полоса глыб литифицированного кораллового известняка с отдельными редкими колониями живых кораллов, а затем прослеживается полоса тех же глыб, но без колоний.

Внутренний (лагунный) край рифа образует уступ значительно меньших размеров, чем с внешней (океанской) стороны. Видимая его высота всего порядка 1,5 м, но он построен по тому же типу — расчленен бороздами с вертикальными стенками, правда, глубина расчленения и размеры борозд тоже существенно меньше. На стенках борозд и близ внутреннего края рифа колонии живых кораллов занимают до 2/3 поверхности. У основания уступа рифа — обилие довольно крупных обломков кораллов, частично сцементированных, образующих своего рода шлейф. Здесь имеются очень редкие колонии живых кораллов. Далее начинается дно лагуны с глубинами 3—4, покрытое коралловым песком.

Особенности рельефообразования и осадконакопления в условиях хемогенного материала

Процессы химической седиментации в прибрежных акваториях морей и океанов имеют четкую климатическую зональность. Эти процессы протекают вяло или почти отсутствуют в высоких широтах, заметно интенсивнее они в гумидной зоне и получают максимальное развитие в аридной зоне, причем массовое накопление солей происходит в прибрежных мелководьях, в замкнутых или полузамкнутых акваториях — лагунах и заливах, частично или полностью изолированных от океана или моря (Сафьянов, 1978; Справочник по литологии, 1983). По мнению А. А. Чистякова и Ф. А. Щербакова (1983), собственно хемогенные отложения — это чисто лагунные осадки, различного рода эвапориты, кристаллы солей которых выпадают из пересыщенных растворов при их контакте с дном.

Особенности процессов рельефо- и осадкообразования в условиях хемогенных отложений (с характерным выпадением из водной толщи эвапоритов) рассмотрим на примере очень типичных для условий аридных субтропиков образований прибрежной зоны — так называемых сибх, или сабхх [sabkhas], широко распространенных, например, на берегах Персидского залива. Они представляют собой обширные прибрежные равнины, располагающиеся всего на 0,5—1,0 м выше обычного уровня

высокого прилива (Селли, 1981), причем характерны ничтожно малые уклоны их поверхности, составляющие, по данным Р. Тилла (Till, 1978), 0,0003.

При штормовых ветровых нагонах глубины над поверхностью сабкхи увеличиваются иногда до нескольких метров по отношению к среднему уровню воды (Schneider, 1975); так что, несмотря на большую общую отменность дна, воздействие придонных волновых движений должно иметь место, о чем, вероятно, может свидетельствовать нахождение в зоне пляжа плоской гальки (Кропачева, 1984).

В наиболее же глубокой части Персидского залива распространены преимущественно карбонатные илы, ближе к береговой линии сменяющиеся обширной зоной органогенного песка, а хорошая окатанность его зерен свидетельствует о существенном проявлении гидродинамических факторов (Геккел, 1974). По данным Дж. Шнейдера (Schneider, 1975), в верхней части подводного берегового склона прослеживается скелетный песок [skeletal sand], сменяющийся выше по склону известковым илом со следами биотурбации, затем водорослевым матом, или покровом [algal mat] и, наконец, пляжевым валом [beach ridge], правда, в основном сложенным ракушечным материалом. Общее уменьшение крупности материала на подводном склоне в сторону уреза и наличие биотурбированных осадков в верхней части склона, по всей вероятности, следует объяснять затуханием среднего, нештормового волнения еще на некотором расстоянии от уреза, тогда как пляжевый вал формируется лишь при значительном нагоне водных масс к берегу. С влиянием штормов Р. Тилл (Till, 1978) связывает и формирование слоистости в зоне водорослевого мата (образование в эти периоды мощных слоев карбонатного материала).

Автором наблюдались участки сабкх в прибрежных лагунах на юго-восточном побережье Туниса. Там они занимают обширные пространства, почти плоские (уклон поверхности — 0,0004—0,0005); этапы соленакопления чередуются с этапами аккумуляции терригенных осадков, о чем свидетельствует тонкое переслаивание отложений обоих типов. Ввиду значительной отчлененности лагун от моря воздействие таких гидродинамических факторов, как течения, а тем более волнения, практически не играет никакой роли в процессе рельефо- и осадкообразования.

Общие особенности гранулометрической дифференциации карбонатного материала в зависимости от глубины бассейна и слоистость прибрежно-морских карбонатных отложений

Иностранцами учеными в зависимости от энергии среды седиментации принято выделять три зоны карбонатной седиментации в морях и океанах (что упоминалось нами выше, при изложении материала по коралловым рифам), а именно: зону низкой энергии глубже волновой базы, зону высокой энергии и интенсивного воздействия (гидродинамических факторов) на обломочный материал и зону низкой энергии на очень малых глубинах (Градзинский и др., 1980).

В первой зоне обычно прослеживаются осаждающиеся из взвеси тонкослоистые известковые илы, во второй — в основном пески (часто

образующие отмели и бары), в третьей отмечается переход от песков к биотурбированным илам (Selley, 1976). Для древних отложений, сформированных в зоне, располагавшейся ниже по профилю, чем нормальная волновая база (но в пределах воздействия сильных штормов), характерна биотурбированность, например, глинистых известняков, перемежающихся с мергелями (Sellwood, 1978).

Примерами современных карбонатных шельфов у открытых побережий, подверженных интенсивному воздействию волн, могут служить районы п-ова Юкатан, Западной Флориды, северо-западной части Атлантического океана (в том числе Мексиканского залива), Северной Австралии (Sellwood, 1978). Во внешней части прибрежно-шельфовой области в зависимости от энергетических условий доминирует известковый песок или известковый ил, причем при общем низком уровне энергии характерна интенсивная биотурбированность илов, а в условиях большей энергии отмечаются песчаные волны [sand waves] и песчаные бары [sand bars] различного типа. В верхней части выровненной поверхности подводного берегового склона часто прослеживаются биотурбированный пеллетный [pelletal] известковый ил и илистые осадки, принесенные, как и пеллетный материал, в шторм и задерживаемые водорослевыми покровами (матами). Карбонатный ил, пеллеты и их детрит, раковинный материал разного размера отмечаются и выше среднего положения уровня воды, причем в некоторых случаях (при благоприятных общих спокойных динамических условиях) и там прослеживаются признаки биотурбированности осадков.

Несмотря на некоторые особенности карбонатного материала, о чем говорилось выше, он, как мы видели, подвержен воздействию тех же самых гидродинамических факторов, что и терригенный материал. В связи с этим естественно, что в зависимости от характера и интенсивности их проявления в той или иной зоне формируются определенные текстурные признаки отложений, хотя цементация, приобретение массивности в какой-то период может приостановить этот процесс или вообще ему воспрепятствовать. В итоге карбонатные отложения характеризуются теми же типами слоистости, что и терригенные (Ботвинкина, 1966).

В качестве примера зональности текстурных признаков карбонатных отложений приведем описание, правда не современных, а верхнеплейстоценовых отложений п-ова Юкатан — калькаренитов, образовавшихся в обстановке высокой волновой энергии (Ward, Brady, 1979).

Донные отложения внешней зоны подводного берегового склона [low shoreface] или прибрежные осадки внешней зоны [outer-nearshore sediment] выделяются в целом малыми углами наклона косых серий [cross-bedded] с постепенным переходом снизу вверх от биотурбированных слоев к отложениям с мутьеобразной косой слоистостью [trough cross-beds] и наклоном слойков менее 10° , а далее — к серии полого наклоненных в сторону моря [low-angle parallel cross-bedding] параллельных слойков. Как в верхней части подводного берегового склона [upper shoreface], так и преимущественно в зоне, называемой в указанной работе прибойной [surf zone], отмечались отложения с мутьеобразной косой слоистостью [trough cross-bedded], отличающейся разным направлением и неодинаковым наклоном ($15\text{—}30^\circ$) слойков с чередованием более мелких и более грубых осадков, иногда со знаками ряби (рифелями). Пляжевые

отложения [foreshore — backshore] обладают преимущественно клиновидными сериями [wedge-shaped sets] параллельной слоистости [parallel lamination] с пологим наклоном слоев в сторону моря, а на морском склоне некоторых береговых валов прослеживается почти горизонтальная слоистость, пересекаемая поверхностями с крутым падением слоев к морю.

В древних карбонатных отложениях разного возраста верхнюю часть зоны подводного берегового склона, постоянно находящуюся ниже уровня бассейна, обычно характеризует рифельная плоскостная [planar] и диагональная, косая или перекрестная, слоистость [cross-stratification], а также остаточные, отмытые [winnowed] песчаные линзы. В то же время для попеременно затопляемой и осушающейся зоны характерны текстуры, связанные с наличием водорослей [algal-laminated structures], причем вследствие быстрых изменений скоростей течений и волновых движений воды, обуславливающих чередование этапов размыва и отложения [scour-and-fill], типичны существенные изменения гранулометрического состава от слоя к слою (Tidal deposits, 1975). Для древней савкхи, а также периодически затопляемой и осушающейся прибрежной равнины, судя по данным о нижнекарбонатных отложениях штата Вайоминг в США (Houlik, 1973), наряду со слоистостью, связанной с присутствием водорослей [algal laminae], характерна и мелкая косая, или диагональная слоистость [small-scale cross-bedding]. Она отличается от косой слоистости среднего масштаба [medium-scale cross-bedding], отмечающейся на подводном склоне, находящемся постоянно под водой, а тем самым испытывающем более сильное воздействие гидродинамических факторов.

§ 4. ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ ВУЛКАНОГЕННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Районы проявления вулканогенно-осадочного литогенеза связаны лишь с вулканической деятельностью (Справочник по литологии, 1983), и их распространение не обусловлено климатической зональностью, которой определяется поступление обломочного материала в прибрежную область при всех других его источниках.

Крупность, сортированность и вещественный состав таких прибрежных отложений в первую очередь определяются общим характером исходных вулканогенных пород, особенностями их выветривания и сноса.

Характер процессов выветривания на вулканических островах, на примере которых и рассмотрим особенности развития прибрежной области морей и океанов при вулканогенном ее питании обломочным материалом, дает поступление в водный бассейн в основном крупного материала — продуктов разрушения горных пород. Из-за короткого, в общем, пути переноса этого материала к берегу бассейна, а следовательно, значительного времени переработки, дезинтеграции его склоновыми или русловыми процессами этот материал в целом отличается плохой отсортированностью.

Многими исследователями вулканических островов Тихого океана подчеркивается, что прибрежные отложения характеризуются значительной крупностью, грубозернистостью — преобладанием песчаных и песчано-

гравийно-галечных осадков, как на Курильских островах (Мурдмаа, 1963; Ионин и др., 1980а, 1981, 1983). На примере изучения этих островов и Камчатки было обнаружено (Ионин и др., 1971), что в ходе разрушения пирокластических и вулканогенно-осадочных пород образуются продукты выветривания преимущественно песчаной размерности. Размыв коры выветривания вулканических пород обеспечивает обильный вынос тяжелых минералов (Павлидис, 1968; Сафьянов, 1978). По данным Ю. А. Павлидиса (1968), на Курильских островах в результате предварительной дезинтеграции пород первоначально возникают три группы обломочного материала: алевропелитового, песчано-гравийного и валунов. Мелкий материал затем выносится на большие глубины, наиболее крупный — локализуется в полях валуново-глыбового бенча, а песчаный — накапливается в виде аккумулятивных форм.

На вулканических островах в осадконакоплении характерна большая роль свежего мало измененного или совсем не измененного пирокластического и обломочного материала (Ионин и др., 1980а), что обеспечивает непосредственный привнос вулканогенных отложений в прибрежную область (Ионин и др. 1981). С этим, а также в меньшей степени с молодостью рельефа, невыработанностью профиля подводного берегового склона (Павлидис, 1968; Ионин и др., 1981) связан и большой набор крупности обломочного материала — свидетельство общей слабой его дифференциации.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что однозначно оценить интенсивность процессов гранулометрической и минералогической дифференциации очень трудно. С одной стороны, и довольно часто отмечаются случаи неотсортированности отложений (особенно грубых), отсутствие четкой дифференциации осадков по береговому профилю (Павлидис, 1968), с другой же — имеются многочисленные примеры интенсивной сепарации и хорошей отсортированности материала песчаной размерности (Ионин и др., 1981), глубокой дифференциации его по удельному весу (Павлидис, 1968; Калининко, Долотов, 1977; Ионин и др., 1983), с формированием рудных скоплений тяжелых минералов. Интенсивности процессов дифференциации, безусловно, способствует высокая энергия рельефо- и осадкообразующих процессов на побережьях вулканических островов, открытых прямому воздействию крупных океанских волн, расходующих свою энергию в очень узкой полосе в силу больших уклонов дна (Ионин и др., 1981).

На Курильских островах Ю. А. Павлидисом (1968) зафиксировано следующее общее закономерное изменение по профилю подводного берегового склона содержания тяжелых минералов, характерных для прибрежной области вулканических островов и, как отмечалось выше, отличающихся их общими высокими значениями.

На одном из участков в нижней части подводного склона (в зоне трансформации волн), на глубинах порядка 35 м, отмечено незначительное в целом содержание тяжелой подфракции (титаномагнетита) во фракции крупного алеврита — 0,05—0,1 мм; затем же по мере некоторого общего увеличения крупности донных осадков оно сначала возрастает (в полосе интенсивного шлихования мелких частиц преобладающего

размера), а потом уменьшается (к верхней части подводного берегового склона, к глубинам порядка 10 м). В зоне разрушения волн (валов и ложбин) их содержание вначале резко увеличивается (на морском склоне вала, на глубинах порядка 4,5 м), затем уменьшается (на вершине подводного вала, покрытого в основном среднезернистым песком), потом опять увеличивается (в прибрежной ложбине) и на пляже достигает максимальных значений.

По всей вероятности, размер преобладающих зерен титаномагнетита (обусловленный в первую очередь характером дробления вулканических пород вначале на суше, а затем в динамической обстановке прибрежной области) приводит к тому, что в таких условиях на подводном склоне возникают две зоны, обогащенные тяжелыми минералами. Одна из них прослеживается в зоне валов и ложбин, вторая — во внешней зоне трансформации волн. Это объясняется тем, что глубокая сепарация осадков по удельному весу возможна лишь при хорошей их сортированности по гранулометрическому составу, преобладании в осадке фракции, подвергающейся такой сепарации.

По нашим наблюдениям (Калиненко, Долотов, 1977), в заливе Меле на о-ве Эфате (архипелаг Новые Гебриды), сложенном вулканическими туфами, туфолавами, пемзами, авгитовыми и оливниновыми базальтами, для пляжевых отложений характерен большой набор крупности материала — от мелкозернистого песка до гравия и гальки, в целом плохо сортированного из-за растянутости спектра крупнозернистых, наиболее типичных фракций. Наиболее характерным (в силу специфики источника материала — вулканических пород) является ничтожно малое содержание мелкого алеврита и практически полное отсутствие пелитовых частиц (поступающий с суши, вероятно, в небольшом количестве тонкозернистый материал выносится на глубину). Особенности дробления исходных пород объясняется и растянутость спектра фракций, в которых имеются тяжелые минералы (они содержатся в четырех фракциях пляжевых отложений).

В потоке заплеска волн в силу резкого различия гидравлической крупности пористого туфолавого материала (реками выносятся главным образом легкая пемза) и компактных зерен тяжелых минералов происходит очень глубокая сепарация по удельному весу. Об этом свидетельствует чрезвычайно большая разница пляжевых осадков в скоплениях тяжелых минералов и вмещающих отложениях. В скоплениях чаще всего имеются две фракции, из них одна, мелкопесчаная, явно преобладает; отложения этих фракций отличаются хорошей и очень высокой степенью сортированности, в них доминирует магнетит (в среднем в мелкопесчаной фракции его содержится 67%, а во фракции крупного алеврита — 88%). Вмещающие же пляжевые отложения характеризуются обычно не менее чем пятью гранулометрическими фракциями; они обычно плохо отсортированы и в них доминируют пироксены (в среднем во фракции мелкого песка до 70%).

В результате интенсивной дифференциации в волновом потоке заплеска вулканогенного разнозернистого, преимущественно крупнообломочно-пемзового материала (с рассеянным пироксеном, добавлением магнети-

та) образуется хорошо отсортированный мелкозернистый почти чистый концентрат тяжелых минералов с резким преобладанием магнетита (содержание его достигает 95—98% осадка).

Большую интенсивность процессов сепарации мелкозернистых отложений на открытых, подверженных сильному воздействию волн участках пляжей вулканических островов в океанах, очевидно, следует признать очень характерной.

§ 5. ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНОЙ ЭНЕРГИИ СРЕДЫ

Факторы, определяющие энергию среды в прибрежной области

Энергию среды, а следовательно, и интенсивность протекающих в прибрежной области процессов рельефо- и осадкообразования определяет целый ряд факторов. С одной стороны, она зависит от группы общих планетарных факторов. В первую очередь с такого рода в основном климатическими факторами связана общая энергия волн и течений, обусловленная общей гидрометеорологической обстановкой в той или иной климатической зоне. Параметры волн и течений определяются также характером самого водного бассейна, его размерами и очертаниями, что, в свою очередь, зависит от общего распределения суши и воды на земной поверхности, а последнее обусловлено главным образом геологической историей нашей планеты. С другой стороны, существует и целая группа местных, узко региональных факторов, зависящих в основном от геологического строения и характера рельефа того или иного района. К таким факторам относятся величина уклона поверхности дна и конфигурация береговой линии, причем результаты их проявления (направленность рельефообразующих процессов — аккумуляции или размыва, характер процессов дифференциации и распределение осадочного материала) в конечном итоге зависят от количества (баланса) рыхлого материала в прибрежной области.

Общая климатическая зональность волнения, характер волновых процессов в океанах и морях, результаты их воздействия

Интенсивность волновых режимов, распределение районов с различными параметрами волн зависят от законов общей циркуляции атмосферы, подчиняются закону географической зональности (Сафьянов, 1978), связаны с наличием зон, отличающихся характерными и устойчивыми во времени особенностями прибрежных гидродинамических процессов (Невесский, 1971), причем гидродинамические зональные факторы осадкообразования — преимущественно широтного простираения (Невесский, 1977).

С зональностью волнового воздействия в прибрежной области морей и океанов в значительной степени связаны характер, распределение и границы распространения различных типов осадков (Сафьянов, 1978), по-

скольку в зависимости от волновых параметров меняются глубина и общая ширина сферы воздействия волновых движений у дна, ширина отдельных зон прибрежно-шельфовой области, которая в некоторых случаях, как отмечалось выше, может распространяться практически на весь шельф. По мнению Ф. А. Щербакова (1983), широтная зональность волновой активности имеет такое же важное значение для процесса седиментогенеза, как и питание его осадочным материалом.

Зона наибольшей волновой активности с самыми сильными и частыми штормами приурочена к средним широтам северного и южного полушарий, образуя два широтных пояса (Davies, 1964; Невеский, 1971; Каплин, 1973; Никифоров, Торопов, 1977; Сафьянов, 1978). В этой зоне современные осадки волнового поля занимают основную часть поверхности шельфа и обнаруживают четкую нормальную дифференциацию по крупности с ее уменьшением (а также сортированности) по мере увеличения глубины (Сафьянов, 1978).

По сравнению со средними широтами существенное снижение интенсивности динамических процессов в водной толще (прежде всего штормовой активности) отмечается в тропических, приэкваториальных широтах, а также в полярных районах Мирового океана (Davies, 1964; Каплин, 1973; Никифоров, Торопов, 1977; Сафьянов, 1978; Щербаков, Чистяков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1983; Щербаков, 1984). В связи с этим если для средних широт основным типом шельфовых осадков являются пески, то для приэкваториальных и приполярных — илы (Чистяков, Щербаков, 1984а). В условиях обильного поступления тонкозернистого материала с суши в тропических и арктических областях короткопериодные волны с ограниченной глубиной воздействия на дно обуславливают инверсию гранулометрического распределения осадков по профилю с распространением наиболее тонкозернистого материала ближе к береговой линии (Сафьянов, 1978), т. е. гидродинамические факторы не успевают перерабатывать, перераспределять весь поступающий осадочный материал. Правда, для некоторых районов тропической зоны обоих полушарий характерны циклоны или ураганы [hurricanes], зарождающиеся в открытом океане на широтах 5—10°, а подходящие к берегам континентов на широтах 20—35° (Marsaglia, Klein, 1983). Они оставляют ощутимые следы в прибрежной области, а результаты их проявления будут рассмотрены в следующей главе.

Для тропического пояса (Тихого океана) наиболее характерными признаются волны зыби, резко преобладающие над ветровыми, тогда как в умеренных поясах, наоборот, наиболее типично воздействие главным образом ветровых волн (Davies, 1964; Леонтьев, 1975).

Параметры волн определяются как силой и длительностью воздействия ветрового режима, так и длиной разгона волн, следовательно размерами водной экватории. В связи с этим громадная разница в размерах океанов (с их окраинными морями) и внутренних морей обуславливает существенные различия в ходе динамических процессов в водной толще, в процессах седиментации на шельфах (Чистяков, Щербаков, 1984а).

Для океанских побережий, особенно, как отмечалось выше, находящихся в средних широтах, характерно воздействие как крупных ветровых волн, порождающих сильные штормовые течения, так и особенно,

длиннопериодных волн зыби со значительными параметрами (Каплин, 1973; Ионин и др., 1981, 1983; Щербаков, 1983, 1984; Чистяков, Щербаков, 1984а). В умеренных широтах северного полушария параметры волн зыби достигают таких значений: период — 10—12 с и более, максимальная высота — 15—25 м, длина — 200 м (Щербаков, 1983). Подобные волны, воздействуя на поверхность дна на глубинах в десятки метров, испытывают очень интенсивную рефракцию на пути к берегу и в результате разворота их фронта обуславливают преобладание поперечной подачи осадочного материала со дна в сторону уреза на открытых океанских побережьях, а также берегах окраинных глубоководных морей (Каплин и др., 1971; Ионин и др., 1981; Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1984а). Такое перераспределение рыхлого материала на дне сопровождается выносом более тонкого материала на большие глубины; последнее обуславливает существенное поглубение донных осадков во внешней части подводного берегового склона, что наблюдается, например, в Беринговом и Охотском морях (Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1984а). В результате для прибрежной области океанов и их окраинных морей считается очень характерным преобладание аккумулятивных форм, связанных с поперечной подачей рыхлого материала, в первую очередь таких мощных образований волнового поля, как бары, а также пересыпей, аккумулятивных террас и других форм рельефа (Каплин и др., 1971; Ионин и др., 1981; Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1984а).

В качестве примера высокой интенсивности процессов дифференциации осадочного материала на пляжах открытых океанских побережий приведем обследованный нами участок берега в вершинной части залива Меле, на о-ве Эфате, архипелаг Новые Гебриды (Калиненко, Дологов, 1977).

Современный активный пляж, открытый свободному доступу крупных океанских волн, имеет, как правило, ширину не более 5 м, а его профиль отличается значительной крутизной (до 30—35°). Столь необычная для песчаных побережий крутизна склона надводного пляжа объясняется особенностями строения подводного берегового склона, отличающегося очень большими уклонами (от уреза до глубины 40 м — 0,1). При подобном строении прибрежной части дна разрушение волн, даже крупных, происходит в приурезовой зоне. В этих условиях поток заплеска волн обладает очень большой энергией, что и наблюдалось автором непосредственно. В результате отмечается очень интенсивная отмывка легкой фракции песчаного осадка, глубокая дифференциация песка по удельному весу, обуславливающая формирование скоплений тяжелых минералов, о чем упоминалось в предыдущем разделе главы.

Прибрежная область внутренних морей в силу меньших общих размеров их акваторий подвергается воздействию в основном короткопериодного ветрового волнения с меньшими параметрами (Каплин, 1973), что обуславливает значительно меньшую глубину и ширину зоны проявления волновых придонных движений на подводном склоне, большое распространение более тонкозернистого материала на дне (Ионин и др., 1981; 1983; Щербаков, 1983, 1984; Чистяков, Щербаков, 1984а).

Вместе с тем в прибрежной области внутренних морей по-разному сказывается воздействие ветрового волнения (в зависимости от длины

разгона волн) и волн зыби, и там они могут иметь неодинаковую роль; например, на Балтийском море явно доминирующая роль принадлежит ветровому волнению, тогда как на Черном море велика роль волн зыби.

Некоторые различия в проявлении волнения двух типов в зоне пляжа внутренних морей проследим на примере сопоставления детально обследованных нами участков пляжей на побережьях этих двух бассейнов.

Болгарское побережье Черного моря отличается высоким процентом повторяемости длиннопериодных волн зыби, часто заканчивающих цикл ветрового волнения, отличающегося значительными параметрами в силу очень большого разгона волн некоторых румбов.

В связи с этим отмечается высокий нагон воды к берегу, так что поток заплеска волн даже летом обладает большими скоростями и способен переносить крупный материал практически по всему профилю пляжа. В результате в летних условиях по сравнению с обследованным нами побережьем Балтийского моря накапливается значительно большая толща отложений, поскольку нигде в глубоких разрезах канав (почти до 2 м) не было обнаружено подстилающей поверхности коренных пород. Благодаря высокой энергии и большой длине потока заплеска волн в самой верхней части профиля пляжа могли формироваться пляжевые валы (возможно, правда, еще в позднеосенне-зимних условиях), чего обычно на Балтийском море не наблюдалось. Толща такого вала, сложенного пачками слоек разнородного материала (с падением в сторону суши) и в котором четко прослеживались ритмы (с постепенным уменьшением крупности материала снизу вверх), была обнаружена в низу осадочной толщи одного из участков. Вершина вала потом была срезана, и отмечался очень резкий контакт с вышележащей серией слоек, имевших наклон к морю. Благодаря продолжительному периоду воздействия волн зыби после затухания ветрового волнения имела место длительная аккумуляция материала с формированием мощной серии слоек, характеризовавшихся однообразным падением в сторону моря и выдержанных на значительном протяжении профиля пляжа (Долотов и др., 1982б).

Характер процессов рельефообразования и седиментации в условиях проявления местных факторов в различных энергетических обстановках

Общим правилом, вернее тенденцией, является то, что в условиях высокой энергии среды отмечается более грубый и лучше отсортированный осадочный материал, чем в условиях низкой энергии (Füchtbauer, 1974), причем это проявляется особенно явно, если рассматривать только один небольшой географический район или участок берега (Kotag, 1976a). Такая зависимость, например, четко прослеживается в заливе Монт Сен Мишель, в западной части Английского канала (Франция), где в условиях высокой энергии на дне преобладает песок, а в условиях низкой — илы (Larsonneur, 1975). Увеличение динамичности среды (энергии) на пляже обуславливает общую большую крупность материала, поскольку более тонкий материал имеет тенденцию выноситься в сторону моря (Engstrom, 1974); одновременно улучшается сортированность отложений (Cunningham, Fox, 1974). По мере возрастания волновой энергии увеличивается

глубина распространения той или иной фации, протяженность (вдоль профиля) активной, т. е. подверженной воздействию гидродинамических факторов осадочной толщи (Short, 1984).

Некоторые исследователи (Short, Hesp, 1982) считают, что в зависимости от уровня волновой энергии надо выделять три типа берега (с высокой, средней и низкой энергией среды), отличающиеся, по их мнению, определенным набором форм рельефа в прибрежной области, что обусловлено разным характером обмена осадочным материалом между отдельными частями этой области в тех или иных динамических условиях. Правда, на наш взгляд, выделяемые типы берега не отличаются четкими морфологическими признаками. Вместе с тем А. Шорт (Short, 1984) считает, что и общее строение профиля пляжа, подводного берегового склона в условиях высокой и низкой энергии несколько отличается.

Характер расходования волновой энергии и распределения придонных волновых скоростей в прибрежной области, определяющий ход рельефо- и осадкообразующих процессов, в значительной степени зависит от уклона дна. Это связано с тем, что по мере изменения уклона поверхности меняется характер не только деформации волн, но и трансформации (перераспределения) их энергии на мелководье. От того, на что расходуется эта энергия (на размыв или перемещение рыхлого материала), а также от общего направления этого перемещения (определяемого уклоном дна), зависит, будет ли берег приглубым (абразионным) или отмелым (аккумулятивным). Ясно, что выделение этих двух основных типов берега определяется не только величинами уклонов дна, но и запасами осадочного материала на дне.

Исходный откос приглубого берега имеет крутые уклоны, которые обуславливают преимущественный свал материала на глубину, вниз по подводному склону, где он может накапливаться, образуя подводную аккумулятивную террасу. Ввиду больших уклонов подача рыхлого материала в сторону берега невозможна, и все аккумулятивные образования на таких берегах связаны с вдольбереговым перемещением обломочного материала выше уреза (в зоне пляжа). Из трех выделяемых нами зон прибрежной области на приглубом берегу реально существует лишь одна — зона потока заплеска волн, или пляжевая, поскольку практически разрушение (опрокидывание) волн без предварительной их деформации происходит на урезе или вблизи него. Здесь поток волнового заплеска обладает исключительно высокой энергией.

Напротив, при наличии достаточного количества осадочного материала пологие углы наклона первоначального откоса обуславливают возможность подачи этого материала со дна к берегу. На таком подводном береговом склоне (отмелом берегу) энергия волнения расходуется главным образом на перемещение рыхлого материала вверх по профилю подводного склона и только частично — на размыв отдельных его участков. Аккумуляция рыхлого материала наблюдается в тех местах профиля, где движущие суммарные импульсы придонных движений воды ослаблены или равны нулю. Участки же размыва приурочены к местам их усиления.

Формы аккумуляции осадочного материала на отмелом берегу очень разнообразны. Возникновение их и развитие определяется

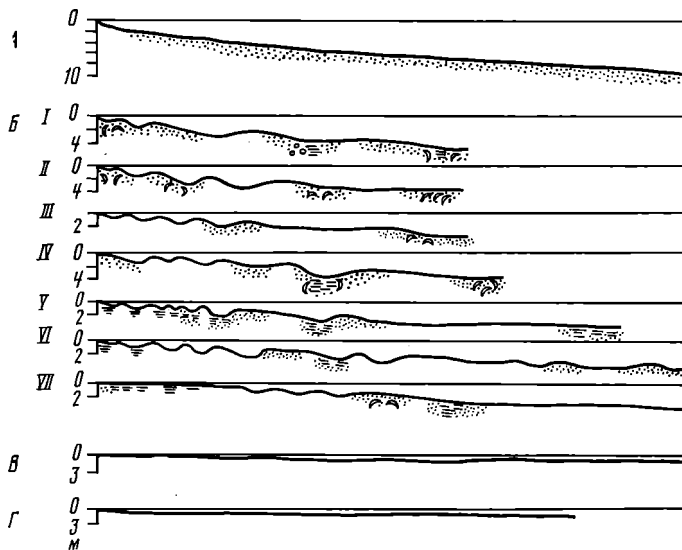


Рис. 22. Характерные профили подводного склона различных типов отмелого берега
А — берег с надводной террасой; *Б* — берег с подводными валами; *В* — берег с песчаными волнами на подводном склоне; *Г* — берег с плоским дном. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4 и 15

в первую очередь величинами уклона дна, а также запасами обломочного материала на подводном склоне или условиями его поступления со стороны. Важное значение имеют сила и направление волн, а также крупность материала.

В соответствии с изменением величины уклона дна на отмеле аккумулятивным побережье меняется и строение всей прибрежной области: общая ее ширина, размеры отдельных зон (трансформации волн, их разрушения и потока заплеска), расположение на профиле и размеры отдельных участков размыва и аккумуляции, характер форм рельефа аккумулятивных частей профиля.

Теперь рассмотрим в общем виде характер динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления в прибрежной области четырех основных типов отмелых побережий, выделяемых О. К. Леонтьевым (1957а): берега с надводной террасой, с подводными валами, с песчаными волнами на подводном склоне и с плоским дном. При этом для составления гипотетических схем по конкретным типам отмелого побережья применена общая типизация деформации волн и трансформации волновой энергии, предложенная В. В. Лонгиновым (1957).

К первому типу берега, развивающегося при достаточном количестве рыхлого материала (берегу с надводной террасой), относятся участки, обладающие относительно крутыми уклонами дна (рис. 22, *А*).

На подводном береговом склоне в таких условиях должно наблюдаться непрерывное и довольно резкое увеличение деформации волны от нижней (внешней) границы прибрежной области в сторону уреза.

В этом же направлении, по всей вероятности, возрастает и удельная энергия волнения (энергия, отнесенная к единице объема воды). Влияние перераспределения энергии (на фоне уменьшения мощности взволнованной водной толщи) должно сказываться сильнее, чем ее потери на мелководье (на движение рыхлого материала и на трение о дно). Благодаря этому, несмотря на уменьшение высоты волны, по направлению к берегу отмечается неуклонное и довольно резкое увеличение придонных волновых скоростей. Усиление деформации сопровождается возрастанием асимметрии движений воды, увеличением преобладания прямых скоростей (направленных в сторону берега) над обратными (направленными в сторону открытого моря).

На графике (рис. 23,А) изображена кривая так называемого положительного суммарного импульса придонных волновых движений, обуславливающего перемещение материала к берегу (Логинов, 1958б). Эта кривая испытывает довольно резкий подъем над профилем до некоторой точки, которая располагается вблизи уреза. Участку кривой, соответствующему возрастанию положительного импульса, отвечает полоса (участок) размыва дна. Эта полоса является зоной питания для располагающегося выше по профилю участка подводной аккумуляции материала (продуктов перестройки нижележащей части профиля). Процесс отложения осадков прослеживается в узкой приурезовой полосе ослабления положительных импульсов.

Расходование волновой энергии вдоль профиля подводного берегового склона происходит постепенно; разрушение волн, сопровождающееся опрокидыванием, должно наблюдаться только в приурезовой полосе или, возможно, даже на самой линии уреза (как показано на графике). Однократность разрушения волны непосредственно вблизи уреза обуславливает наличие значительных запасов энергии и больших скоростей в потоке заплеска волн. Энергия последнего тратится на перемещение рыхлого материала, который находится выше уреза и может формировать береговой (пляжевый) вал. Основная часть продуктов размыва дна, по всей вероятности, накапливается именно здесь.

Можно считать, что на профиле такого типа берега имеются хорошо выраженная и достаточно протяженная зона трансформации волн (ее размеры определяются величиной уклона профиля), очень узкая зона разрушения волн (а в случаях, когда разрушение происходит на урезе, ее может совсем не быть) и неширокая (из-за значительных уклонов) зона потока заплеска волн.

При уклонах меньших, чем на профилях берега с надводной террасой, подводный склон характеризуется наличием подводных валов и ложбин – второй тип отмелого берега (рис. 22,Б).

Еще на значительном удалении от уреза на подводном склоне наблюдается опрокидывание гребня волны, после чего она перестраивается, имея уже уменьшенные параметры, и снова опрокидывается. Это явление, как отмечалось в предыдущей главе, может повториться опять, прежде чем волна достигнет берега. С приближением к урезу удельная энергия волнения, а следовательно, и интенсивность волновых движений у дна в ограниченных случаях (при довольно значительных для отмелого берега уклонах), по-видимому, могут оставаться еще примерно одинако-

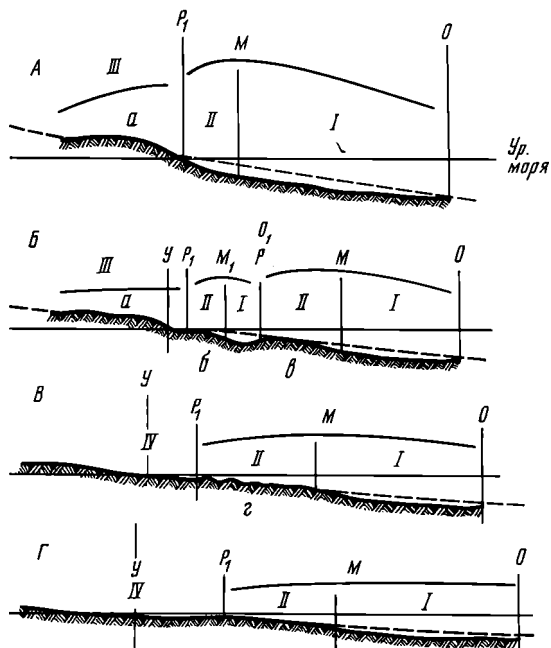


Рис. 23. Характер расходования волновой энергии над профилем подводного склона различных типов отмелего берега

I — полоса размыва; II — полоса аккумуляции осадочного материала; III — зона действия потока заплеска волн (пляж); IV — зона действия сгонов и нагонов; O и O₁ — вертикали начала размыва дна; M и M₁ — вертикали максимального наносодвижущего действия первоначальной (M) и частично разрушившейся (M₁) волны; P и P₁ — зоны частичного (P) и окончательного (P₁) разрушения волн; У — вертикаль линии уреза (среднего его положения)

a — пляж (пляжевый вал); б — прибрежный вал; в — морской вал; г — песчаные волны

выми. При этом относительная высота волны (отношение высоты волны к глубине в точке наблюдения) в результате перераспределения энергии возрастает, несмотря на абсолютное уменьшение высоты волны. В основном же на профилях рассматриваемого типа по мере приближения к берегу должно наблюдаться общее уменьшение удельной энергии волнения и интенсивности придонных волновых движений.

Процесс гашения волновой энергии над подводным склоном как бы дробится на ряд более слабых процессов (Лонгинов, 1958а). Рассмотрим его на схеме (рис. 23,Б), изображающей профиль с двумя подводными валами: морским и прибрежным. Вначале, от границы прибрежной области, более широкой, чем на профилях предыдущего типа (вследствие меньших уклонов дна), должно наблюдаться возрастание положительных импульсов в сторону уреза. Правда, оно не должно

быть таким же большим, как на профилях берега с надводной террасой, из-за большего влияния потери волновой энергии на мелководье.

Полоса размыва, все более интенсивного по мере приближения к берегу, прослеживающегося по подъему кривой положительного импульса на графике, является основной областью питания для участка аккумуляции материала с подводным валом, расположенного выше по профилю. Возможность отложения части переносимого рыхлого материала обусловлена уменьшением положительных импульсов, нашедшим отражение в понижении кривой на графике в районе вала, вплоть до частичного разрушения волны.

В результате последующей перестройки такой волны величины положительных импульсов должны снова возрасти. В результате подачи продуктов размыва дна межвальной ложбины, а также поступления материала с морского вала (а возможно и с нижележащих участков размыва нижней части подводного берегового склона) в области нового ослабления положительных импульсов может формироваться прибрежный вал. Вполне вероятно, что уменьшению величин положительного импульса должен в значительной степени способствовать компенсационный отток нагонных вод от берега в сторону моря. Окончательное разрушение волны, очевидно, должно происходить в наиболее типичном случае на некотором небольшом расстоянии от уреза. Ввиду интенсивного и неоднократного частичного разрушения волн на подводном склоне образующийся поток заплеска обладает значительно меньшей энергией, чем на профиле берега предыдущего типа.

На профиле подводного склона берега рассмотренного типа хорошо развиты все три зоны: трансформации волн, их разрушения и потока заплеска. Ввиду относительно небольших уклонов профиля пляж должен быть достаточно широким и пологим.

При сопоставлении данных по профилям подводного берегового склона различных участков западного побережья Каспийского моря обнаружилось, что с уменьшением уклона дна (от разреза I к разрезу VII, см. рис. 22, Б) расходование энергии волн над профилем, по всей вероятности, происходит все интенсивнее и полнее, так что с приближением к урезу волнение все более и более ослабевает. Подтверждением этого служит уменьшение параметров подводных валов по направлению к урезу, вплоть до появления форм очень малых размеров (разрез V), напоминающих так называемые песчаные волны (Зенкович, 1946а), о которых упоминалось в предыдущей главе. Кроме того, в ближайших к урезу межвальных понижениях появляется заиленность (разрезы V, VI, VII). При сравнении профилей (разрезы I, II, III, IV, V, VI, см. рис. 22) обнаруживается, что уменьшению уклона дна соответствует расширение зоны с подводными валами и увеличение числа последних.

При крайне малых значениях уклонов профилей, осложненных подводными валами (разрез VII, см. рис. 22), волнение средней силы уже не доходит до штилевого уреза. Зона подводных валов (с еще более уменьшившимися параметрами) отделяется от него полосой плоского дна, осушающегося при сгонах (о сгонно-нагонных явлениях речь пойдет в следующей главе). Выше штилевого уреза появляется ярко выраженная полоса, затопляемая при нагонах. В процессах, происходя-

щих в самой верхней части подводного склона, участие волновых движений сведено к минимуму (только при ощутимых нагонах воды к берегу).

При еще меньших уклонах прибрежной полосы дна, чем на профилях с подводными валами (см. рис. 22, *В*), особенно характерными становятся донные формы рельефа типа песчаных волн. По мнению О. К. Леонтьева (19576), для таких образований в отличие от подводных валов характерно: большее их число (обычно не менее 10), симметричный профиль и небольшая высота (не свыше 0,4—0,5 м).

На профилях подводного склона с песчаными волнами (третьего типа отмелого берега) деформация волн происходит медленно, полно и продолжается длительное время. Прибрежная область еще более растянута, чем на профилях с подводными валами. Ввиду этого большая часть волновой энергии расходуется на значительном расстоянии от уреза. Разрушение волн также происходит в удалении от берега, причем оно выражено, как правило, не ярко. Для подобных профилей должна быть характерна такая трансформация волновой энергии, при которой, по всей вероятности, наблюдается непрерывное затухание интенсивности придонных волновых движений от нижней границы прибрежной области в сторону уреза. Последнее связано с тем, что удельная энергия волн по мере их движения к берегу должна уменьшаться.

Величина положительного импульса в том же направлении, очевидно, может или сразу уменьшаться, или же вначале очень медленно увеличиваться (рис. 23, *В*). Затем, по мере затухания волновых движений у дна, она должна непрерывно уменьшаться. Процесс затухания этих придонных движений полностью заканчивается еще на значительном расстоянии от уреза (его положения в штилевую погоду).

С большей отмелостью дна связано возрастание (по сравнению с профилями предыдущего типа) роли сгонов и нагонов (а на приливных морях — приливов и отливов), влияние которых распространяется на еще более широкую зону самой прибрежной полосы дна, на чем подробнее остановимся в следующей главе. По мере уменьшения общего уклона полоса дна, где результаты воздействия волн практически не проявляются, все более расширяется.

На профиле третьего типа отмелого побережья хорошо выражена протяженная зона трансформации волн, слабо — зона их разрушения, а в связи с этим почти не должна быть выражена и зона потока заплеска волн.

При чрезвычайно малых уклонах прибрежная полоса дна отличается исключительной выровненностью (рис. 22, *Г*) и не имеет практически никаких мезо- и микроформ рельефа (таковы, например, обширные участки северного и северо-западного побережья Каспийского моря).

На подводном склоне этого четвертого типа отмелого берега волновая энергия в ходе длительного непрерывного расходования практически полностью иссякает еще в нескольких километрах от линии штилевого уреза. От нижней границы прибрежной области вверх по профилю обычно отмечается неуклонное уменьшение величины положительного импульса или вначале его очень медленное незначительное увеличение, которое затем сменяется уменьшением (см. рис. 23, *Г*).

Наличие весьма малых уклонов обуславливает очень большую роль

сгонов и нагонов. Положение береговой линии в течение года меняется и пределах нескольких километров. Само определение положения штилевого уреза является весьма затруднительным, так что установить ширину осушки и сгонной полосы часто не представляется возможным.

Как и в случае подводного склона предыдущего, третьего, типа, на профиле четвертого типа отмелого берега должна существовать очень растянутая зона трансформации волн и в то же время практически не должно быть выражено двух других зон — разрушения волн и их потока заплеска.

В зависимости от того или иного уклона профиля подводного склона меняется ширина определенных фаций, областей распространения осадков различной размерности (Невесский, 1967; Справочник по литологии, 1983). В одном из заливов Японского моря выявлена четкая зависимость между типом донных отложений и вполне определенным диапазоном величин уклонов поверхности дна (Кочемасов, 1980).

Разница в уклонах поверхности подводного берегового склона отдельных участков отмелого побережья находит довольно четкое отражение в особенностях строения осадочной толщи пляжа. Об этом свидетельствуют результаты наших наблюдений на болгарском побережье Черного моря. Так, возможность некоторого обогащения отдельных слоев тяжелой подфракцией при стабилизации волнового режима имела только на наиболее приглубом южном участке (правда, с довольно значительным общим содержанием более мелких фракций); самые мощные серии слоев с однообразным падением в сторону моря на большом протяжении профиля, сформировавшиеся в фазу затухания ветрового волнения и при действии волн зыби, оказались характерными для наиболее отмелого участка (Долотов и др., 1982б).

Особым, но очень распространенным типом отмелого побережья, является берег с баром [barrier islands, или *barriers*] — обширным аккумулятивным образованием, отчленяющим лагуну и возникающим при определенных сочетаниях местных условий. Одним из таких неперемных условий является обилие рыхлого материала (Егоров, 1956; Зенкович, 1957), местного (например, ракушечного) или же поступающего со стороны (часто аллювиального происхождения). При этом дно должно обладать достаточно малыми уклонами (Леонтьев, Никифоров, 1965 и др.). Сочетание всех этих условий и приводит к интенсивной подаче материала в сторону берега. По мнению О. К. Леонтьева (1957б), уклоны на подводном склоне не должны быть очень малыми, так как при очень большой отмелости побережья энергия волн не в состоянии обусловить достаточное накопление осадочного материала, что вытекает из анализа рассмотренных выше типов отмелого берега. По современным представлениям (Зенкович, 1957), типичные бары (согласно концепции Эли де Бомона), созданные в результате поперечного перемещения материала к берегу, видимо, очень редки. Причина заключается в том, что источником накопления запасов рыхлого материала, вовлекаемого в это перемещение, чаще всего является вдольбереговой перенос твердых частиц осадочного материала.

В своем развитии бар проходит несколько последовательных стадий: отмели значительных размеров (Зенкович, 1957), затем обширного под-

водного вала (бара), гораздо более мощного, чем обычные морские подводные валы, и возникающего на больших глубинах (Леонтьев, 19576), и, наконец, островного бара и бара-пересыпи (Леонтьев, 1960а). Для эволюции этих крупных аккумулятивных образований типичны смещения (в сторону берега) главным образом на стадиях их подводного развития, временами возможны и такие их перемещения после выхода бара на поверхность:

С морской стороны берега выделяются те же три зоны, которые обычно различаются в прибрежной области отмелых побережий: трансформации волн, их разрушения и потока заплеска. Со стороны же лагуны следует, в общем, выделять только две динамически различные зоны: дно лагуны (с энергетической обстановкой, определяемой ее размерами и глубиной) и зона пляжа (потока заплеска волн). Зарубежными специалистами подчеркивается, что баровый комплекс состоит из фасада берега [shoreface], пляжа [beach], дюны [dune], песчаной равнины [sand flat, или barrier flat] и лагунного пляжа [beach of lagoon] [Füchtbauer, 1974].

С больших глубин в сторону берега на подводном береговом склоне бара обычно четко прослеживается переход от тонкозернистых алеврито-глинистых осадков к пляжевым пескам (Градзинский и др., 1980), причем основную массу комплекса отложений бара, как правило, составляют хорошо отсортированные пески (Selley, 1976) — свидетельство интенсивного проявления воздействия основных гидродинамических агентов: волн и течений в условиях достаточно значительных уклонов дна. Лагунные же осадки формируются в существенно более спокойной динамической обстановке и чаще всего характеризуются алевритовой и пелитовой размерностями (Elliott, 1978; Рейнек, Сингх, 1981; Казанский, 1983а), хотя в зависимости от величины акватории и ее глубин донные отложения могут быть в очень широком диапазоне крупности — от песка до ила (Selley, 1976). Довольно часто отмечается биотурбированность лагунных осадков (Рейнек, Сингх, 1981).

В соответствии с изменением динамики среды осадконакопления по мере движения от нормальной волновой базы в сторону берега на основе изучения древних баровых отложений (La Fon, 1981) на подводном склоне перед баром отмечается переход от горизонтально-слоистых алевритовых глинистых сланцев [shale], перемежающихся с песчанистыми глинистыми сланцами [sandy shale], сначала к алеврито-песчаным отложениям с интенсивной биотурбацией и, наконец, к косослоистым [cross-bedded] песчаным отложениям с довольно обильной мелкой мульдобразной косой слоистостью [small trough cross-bedding]. Для зоны же действия потока заплеска волн (зоны пляжа), как и на отмелых побережьях других типов, признается характерной горизонтальная или пологонаклонная (в сторону моря) слоистость [horizontal lamination, или low-angle cross-bedding] (Selley, 1976; Рейнек, Сингх, 1981; Thomas, Mack, 1982). В целом же слоистость барового комплекса некоторые специалисты характеризуют как очень крупную клиновидную перекрестную косую слоистость [wedge-shaped cross-bedding] с мелкой извилистой волнистой косой слоистостью [wavy lamination] (Справочник по литологии, 1983) или же крупной пологонаклонной слоистостью

[large-scale low-angle bedding] (Shelton, 1967). Для лагунных отложений типичной следует признать тонкую слоистость в илах или же образующуюся в результате переслаивания рифельного песка, алевроита и ила (Selley, 1976; Elliott, 1978). Правда, нередко вследствие интенсивной биотурбации слоистость здесь выражена нечетко (Градзинский и др., 1980) или же отложения вообще оказываются бесструктурными (Elliott, 1978).

Конфигурация береговой линии также оказывает существенное влияние на характер и интенсивность расходования волновой энергии в прибрежной области.

Так, плановые очертания того или иного участка побережья определяют характер рельефообразующих процессов — абразии и аккумуляции. Например, конфигурацией берега обуславливается возможность развития береговых аккумулятивных форм, связанных с вдольбереговым перемещением осадочного материала, поскольку от нее зависит создание условий для торможения потока наносов (рыхлого материала), т. е. замедления скорости перемещения последних. В. П. Зенкович (1946а, 1962) считает, что подобные условия возникают в тех случаях, когда поток встречает изгиб береговой линии в сторону суши (заполнение входящего угла берега) или выступающий участок, который осадочный материал вынужден огибать (огибание выступа берега). Аккумуляция рыхлого материала имеет место также в тех случаях, когда какой-то участок берега блокируется островом или отмелью и тем самым попадает в полосу волновой тени (внешняя блокировка берега). Этот же процесс отмечается при общем истощении энергии волнового поля. Последнее наблюдается в удлинённых заливах по мере движения фронта волны от входа к вершине.

Расчлененность берега обуславливает растяжение фронта волн, уменьшение их удельной энергии, а местами вообще препятствует какому-либо волновому воздействию на дно и берег (Сафьянов, 1978). Хорошо известно, что в вогнутостях берега, часто являющихся затишными зонами, накапливаются в основном илистые осадки (Ионин и др., 1971), тогда как при переходе от закрытых акваторий к открытым отмечается сокращение площадей, покрытых пелитовыми и алевроитовыми осадками, на фоне увеличения области распространения мелкозернистых песков (Кочемасов, 1980). Таким образом, экспозиция берега по отношению к направлению воздействующих на него волн влияет и на ширину зон с донными отложениями того или иного гранулометрического состава (Справочник по литологии, 1983).

Разница в экспозиции отдельных участков берега находит яркое отражение в особенностях процессов рельефообразования и дифференциации рыхлого материала на коралловых рифах. Так, направление, характер, размеры и густота весьма характерных для внешнего края коралловых сооружений шпор (гребней) и каналов (борозд) целиком зависят от силы и направления волн, предопределяемых наветренностью или подветренностью участка (Космынин, 1979а, б), причем при слабом воздействии волн они получают слабое развитие. Некоторые из зон, обычно типичных для коралловых рифов и хорошо развитых на их наветренной

стороне, при недостаточном волновом воздействии (на подветренной стороне) могут отсутствовать (Lewis, 1969; Космынин, 1979б). Обычно отмечается четкая разница и в крупности обломочного материала: на наветренной стороне рифовой платформы он значительно грубее, чем на подветренной (Shinn et al., 1969).

В конечном итоге направленность и интенсивность рельефо- и осадкообразующих процессов на том или ином участке побережья, а именно, характер и направление перемещения рыхлого материала, создаваемые ими формы рельефа, динамика их, общее преобладание процессов аккумуляции или размыва — все это зависит от состава и особенно количества обломочного материала, находящегося в прибрежной области, баланса его.

В заключении раздела остановимся на некоторых конкретных примерах, характеризующих результаты проявления местных факторов в некоторой их совокупности (Долотов и др., 1982 а).

На побережье Балтийского моря наши наблюдения велись на трех участках: общего размыва (в условиях общего дефицита материала), относительно стабильном и общей аккумуляции (нарастания суши), отличающихся общим уклоном поверхности профиля, крупностью материала на дне и пляже и общим его балансом, строением пляжа и подводного берегового склона.

Для участка общего размыва характерны: наибольшая приглубость дна, наиболее крупный материал на дне и пляже, наименьшая ширина пляжа (или временами его полное отсутствие), один (или два) подводных вала.

Относительно стабильный участок отличается в целом более пологим дном в приурезовой зоне, более мелким осадочным материалом, более широким пляжем, двумя или тремя подводными валами.

Участок общей аккумуляции характеризуется наименьшими уклонами дна, наиболее мелким и хорошо отсортированным материалом, наиболее широким пляжем, тремя или четырьмя подводными валами.

В летней толще пляжа на участке общего размыва в средней и даже верхней части профиля на поверхности отмечалась наброска довольно крупной гальки. В осадочной толще были обнаружены линзовидные тела более грубого материала (крупнозернистого песка, гравия и гальки) — остатки пляжевых валов, в том числе в зоне максимальных заплесков волн. Таким образом, в силу относительной приглубости берега даже при летних волнениях средней силы поток заплеска волн занимал почти всю ширину пляжа и был способен переносить со дна в верхнюю часть пляжа крупный материал (максимальные волновые заплески и летом почти достигали подножия дюнного вала). Ввиду довольно высокой общей динамичности среды осадконакопления на пляже участка даже в летних условиях действия умеренных волнений содержание биотита — наиболее легкого и подвижного из минералов тяжелой подфракции — крайне незначительно или его не обнаружено совсем.

На относительно стабильном участке, отличающемся меньшей приглубостью, поток заплеска в ходе умеренных летних волнений не мог переносить гальку в верхнюю часть профиля пляжа. В нижней и средней

же его частях отмечались клиновидные серии слоев из крупнозернистого материала (до гравия и гальки), также образовавшие формы рельефа типа пляжевых (береговых) валов.

Толща пляжа на участке общей аккумуляции отличалась слоями с небольшим наклоном к морю или почти горизонтальными — в основном в мелкозернистом песке. Содержание тяжелых минералов по сравнению с предыдущим участком значительно меньше. В средней части профиля при общем очень незначительном содержании тяжелой подфракции наблюдалось явное преобладание более легких минералов — амфиболов и пироксенов, а также довольно ощутимое количество слюд (биотита). Видимо, это следует связывать с отсутствием сколько-нибудь существенной сепарации в потоке заплеска на почти горизонтальном участке пляжа.

В осенне-зимней толще пляжа на участке общего размыва был зафиксирован почти полный размыв современных отложений пляжа; по контакту с подстилающей породой были обнаружены слои, обогащенные тяжелыми минералами; в ряде случаев отмечалось формирование мощного пляжевого вала при выносе в море более мелкого материала.

На относительно стабильном участке в осенне-зимний период вначале, возможно, произошел почти полный смыв рыхлой летней пляжевой толщи (за исключением толщи в самой верхней части профиля). Зафиксировано довольно значительное содержание тяжелой подфракции, связанное с обогащением ею осадочной толщи в условиях значительного нагона вод при низком положении профиля пляжа и активной сепарации рыхлого материала в потоке заплеска волн.

На участке общей аккумуляции размыв летней толщи пляжа был намного меньше: только в нижней и средней частях. Общее содержание тяжелых минералов опять-таки невысокое, и в средней и нижней частях профиля пляжа в толще нигде не были обнаружены слои, обогащенные ими. Отмечался нечетко выраженный пологий пляжевый вал.

В осенне-зимний период особенно высокое положение на профиле штормовых пляжевых валов, неоднократный полный размыв осадочного чехла и интенсивное шлихование тяжелой подфракции зафиксированы на наиболее приглубом участке. В то же время отмечалось отсутствие таких валов в нижней части профиля на наиболее отмелом участке.

В весенне-летний период с разницей в силе (ширине) потока заплеска волн на различных участках связано отсутствие (на наиболее отмелых участках) или неодинаковое положение на профиле забросов гальки и линз грубозернистых отложений (максимальное на наиболее приглубых участках). Углы наклона формирующихся слоев соответствуют общему наклону поверхности пляжа: максимальные — на наиболее приглубых участках, минимальные — на наиболее отмелых.

В целом на пляже, в зоне штилевого уреза, большой диапазон изменений гранулометрического состава отложений был зафиксирован на наиболее приглубых участках (общего размыва и относительно стабильном), отличавшихся большим набором крупности материала.

В зоне валов и ложбин на участке общего размыва отмечался большой диапазон изменений содержания тяжелых минералов во фракции

крупного алеврита и максимальное их содержание во фракции мелкозернистого песка. На относительно стабильном участке значительный диапазон изменений их содержания зафиксирован во второй и третьей ложбинах и на третьем валу (в той же фракции мелкозернистого песка); большая амплитуда колебаний в содержании тяжелой подфракции отмечалась и во фракции крупного алеврита.

Внешняя зона подводного берегового склона (зона трансформации волн) на участке общего размыва характеризуется большим диапазоном изменений характеристик гранулометрического состава, а на участках относительно стабильном и общей аккумуляции — незначительным.

Таким образом, характер процессов рельефообразования и осадконакопления в конкретных природных условиях, в первую очередь определяется энергией водной среды; а также уклонами дна, балансом и крупностью рыхлого материала, конфигурацией берега в том или ином районе.

ДИНАМИКА СРЕДЫ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ УРОВНЯ БАССЕЙНА

§ 1. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ФОНЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ВОДНОГО БАССЕЙНА

В первых двух главах были рассмотрены динамические процессы в прибрежных областях морей и океанов, происходящие при одном положении среднего уровня водного бассейна, а следовательно, при одном (в многолетнем среднем) положении выделяемых динамических зон и подзон. Правда, как было показано, в связи с изменением параметров волн, разницей в характере и интенсивности нагона и оттока водных масс в процессе волнений отмечается некоторое (иногда довольно значительное) смещение зон, или сфер влияния тех или иных ведущих гидродинамических факторов, а соответственно зон и подзон, отличающихся спецификой рельефо- и осадкообразования. Безусловно, что определенную роль, по всей вероятности немаловажную, при этом играли колебания уровня, однако выявить их относительное значение на фоне проявления таких гидродинамических факторов, как волновые придонные движения, волновые течения, поток заплеска волн, пока еще весьма затруднительно, да к тому же, очевидно, эти колебания должны сказываться не непосредственно, а лишь через обусловленную изменениями уровня систему циркуляции вод в прибрежной полосе дна.

Теперь дадим оценку проявления этого фактора, колебаний уровня моря в тех случаях, когда он непосредственно вызывает существенные изменения во времени динамической обстановки рельефообразования и осадконакопления, причем разного характера, масштаба и продолжительности (Dolotov, 1975; Долотов, 1977; Dolotov, 1982a). Значительные изменения в положении уровня, как будет видно из дальнейшего изложения, обуславливают ощутимые изменения глубин (их увеличение или уменьшение), смещение, расширение или сужение зон и подзон, отличающихся определенными особенностями динамики рельефа, динамическими условиями накопления и дифференциации осадков.

В зависимости от характера проявления гидродинамических факторов на фоне меняющегося уровня бассейна, их приспособления к изменению глубин, с одной стороны, и количества осадочного материала, находящегося в верхней части шельфа, с другой стороны, процесс осадконакопления может быть непрерывным или прерывистым (в последнем случае со сменой аккумуляции размывом накопившихся отложений).

Изменения в положении уровня моря, а соответственно смена динамической обстановки во времени могут носить разный характер: споради-

ческий (при экстремальных штормах, ураганах или тайфунах, действии волн цунами, сгонов и нагонов), периодический (в условиях действия приливов и отливов), устойчивый однонаправленный (при длительных изменениях уровня водного бассейна или тектонических движениях в области шельфа одного знака).

§ 2. ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В УСЛОВИЯХ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ВОЛНОВЫХ РЕЖИМОВ, БОЛЬШИХ СГОНОВ И НАГОНОВ

Рассмотрим динамические обстановки, создающиеся в прибрежной области благодаря нерегулярному, эпизодическому (спорадическому), но сильному проявлению гидродинамических факторов. Эти экстремальные режимы, хотя и редкие, отличаются гораздо большей энергией, чем обычные (средние) режимы, а тем самым обуславливают специфический характер перемещения и дифференциации осадочного материала возникающих форм рельефа. При этом в сферу деятельности гидродинамических агентов могут попадать участки профиля, которые в обычных условиях не испытывают их влияния и, напротив, некоторые участки временно выпадают из-под такого влияния. В результате, как будет видно из дальнейшего изложения, происходит замещение одного основного гидродинамического фактора другим.

Теперь остановимся на двух группах динамических процессов: одной — с экстремальными волновыми режимами, связанными с прохождением ураганов, тайфунов, циклонов, явлениями цунами (обусловленными общеклиматическими и погодными условиями), а другой — с максимальными сгонами и нагонами (объясняющимися не только общей гидрометеорологической обстановкой, но и геологическими условиями района, предопределившими большую выровненность, выположенность профиля дна). Правда, интенсивность развития волн цунами также во многом предопределяется профилем подводного берегового склона (чем он выше, тем их перестройка существеннее и параметры больше).

Ураганам, тайфунам и очень сильным штормовым волновым режимам в последние десятилетия уделяется особое внимание, поскольку признается (High, 1969) очень большое их геологическое значение как агентов седиментации; правда, одновременно подчеркивается, что это относится только к тем их результатам, которые остаются и могут фиксироваться в геологической летописи, тогда как другие эфемерны и долго не сохраняются. В первую очередь такая их роль справедливо связывается с очень большой энергией, отличающей эти эпизодические процессы (High, 1969), причем, по оценке Р. Дотта (Dott, 1983), их энергия по сравнению с каждодневными процессами оказывается на 5—10 порядков выше.

При таких экстремальных волновых режимах обычно отмечается значительное повышение уровня бассейна, иногда до 4 м (Dott, 1983), — явление, которое носит название штормовой волны [storm surge]. Особенно существенный нагон водных масс к берегу приводит к сильному компенсационному их оттоку в море, обуславливает в придонном слое сложную комбинацию волновых скоростей и скоростей отточных течений

(Лонгинов, 1980). О большой интенсивности динамических процессов в случае возникновения волн цунами свидетельствуют приводимые в литературе данные (Costa, Baker, 1981) о зафиксированном изменении высоты таких волн с 5 м на глубокой воде до 30 м у береговой линии (над пологонаклонной поверхностью шельфа).

Результаты воздействия ураганов и тайфунов, очень характерных для многих тропических районов Мирового океана, ярко запечатлеваются на коралловых рифах.

В зоне внешнего края рифа прослеживается интенсивное разрушение коралловых колоний, выламывание волнами крупных блоков кораллового известняка (Perkins, Epos, 1968). Интенсивное (массовое) перемещение крупного материала (гравия, гальки и валунов) с края рифа в сторону уреза, по рифовой платформе (McKee, 1959; Baines et al., 1976; Marsaglia, Klein, 1983), приводит к формированию гравийных валов [gravel reef ridges] типа баров с «биением известняковых блоков и валунов, оторванных на краю рифа, а также слоистого плаща гравийного материала [gravel sheets, или blanket deposits]; в результате выноса (в высокоэнергетических динамических условиях) тонкого материала (песка и более тонких фракций почти не остается) на платформе прослеживается в основном относительно плохо отсортированный грубый материал с галькой и валунами, на что обращается внимание Э. МакКи (McKee, 1959). Значительное содержание более крупного обломочного материала на рифовой платформе отмечается и другими исследователями (Baines et al., 1976; Marsaglia, Klein, 1983). Вынос илистого материала в основном осуществляется в сторону открытого океана (Perkins, Epos, 1968).

Свидетельством очень значительного размывающего действия волн большой силы является наличие почти чистой, свободной от осадков поверхности известняковой рифовой платформы без какого-либо рыхлого материала, вплоть до глубин 15—20 м (Maragos et al., 1973), а также рытвин и ям, отмечавшихся после прохождения ураганов (McKee, 1959).

В периоды действия ураганов и тайфунов благодаря очень высокому нагону воды и интенсивным придонным ее движениям материал, притом крупный, способен поступать в мощный потоке заплеска волн так высоко на край берега (фактически уже на современную надводную террасу, а не на пляж), что это не идет ни в какое сравнение с тем, что происходит при действии потока заплеска обычных, из года в год повторяющихся волновых режимов. На атолле Фунафути, например, находящемся в группе тихоокеанских островов Эллис, после прошедшего сильного урагана сформировался новый пляж на другом месте с выпуклым аккумулятивным профилем (Baines et al., 1976), причем вновь образованный штормовой береговой вал высотой около 4 м был сложен валунами кораллового известняка (диаметром до 0,3—0,4 м), вероятно вынесенными с внешнего края рифа (Maragos et al., 1973; Аксенов, 1975). Возможно, что и часть нагромождений почти неокатанного крупного материала в самой верхней части профиля пляжа того же атолла, наблюдавшихся автором (Долотов, 1977), также связана с воздействием экстремальных волновых режимов. Формирование нового берегового вала, сложенного крупными валунами, после тайфуна отмечалось и ранее в других районах (McKee, 1959). В то же время более

мелкий и легкий материал с пляжа подхватывается отточными течениями, компенсирующими большой нагон вод к берегу. Некоторые исследователи (Perkins, Epos, 1968) с этим связывают проявление включений раковин и другого пляжевого материала в илу, откладывающемся дальше в сторону открытого океана от внешнего края рифа.

После прошедших тайфунов и ураганов на участках рифов прослеживается процесс восстановления обычного (среднего) берегового профиля (Marsaglia, Klein, 1983), причем часто этот процесс прослеживается в течение длительного отрезка времени. На самых же крайних (верхних и нижних) участках профиля, подвергавшихся воздействию экстремальных волновых режимов, результаты этих режимов сохраняются вплоть до нового волнения, связанного с ураганами или тайфунами, по крайней мере сопоставимого с ними по силе. Так, по наблюдениям Г. Хилла и Р. Хантера (Hill, Hunter, 1976), тыльная часть пляжа [backshore], находящаяся вне сферы влияния обычных, средних волнений, остается неизменной в течение нескольких лет в промежутках между ураганами.

Некоторыми исследователями (Nelson, 1982) отмечаются результаты проявления волновых режимов, связанных с ураганами, не на рифах, а в условиях терригенного питания осадочным материалом; подчеркивается, что в одном случае на глубинах от 3 до 20 м отложился слой песчаного материала мощностью 1—2 см, перекрывший илистые осадки, и наблюдался значительный вынос мелкого материала (мелкозернистого песка, алевроитовых и илистых частиц) в сторону открытого моря.

На Балтийском море частота повторяемости штормов ураганной силы составляет в среднем один раз в 30 лет (Кирлис, 1976), причем в это время, отличающееся существенным и быстрым подъемом уровня бассейна, значительно расширяется сфера воздействия волн вверх и вниз по профилю прибрежной области (Orviku Kaapel, 1986), зафиксированы значительные изменения как на пляже, так и на подводном береговом склоне (Шуйский, 1969 а; Кирлис, 1977; Жаромскис, 1982).

В зарубежной литературе в последнее время уделяется много внимания вопросам строения и генезиса различных штормовых осадков, как современных, так и древних, обнаруживаемых на самых различных глубинах, о чем уже нами упоминалось. В настоящем разделе проанализируем только некоторые из них, а именно те, которые связаны с проявлением экстремальных штормовых режимов волнения. К таким волнениям, по силе воздействия превышающим ежегодно повторяющиеся максимальные штормы, на наш взгляд, должны относиться режимы, результаты воздействия которых на подводном склоне проявляются ниже нормальной волновой базы [fair-weather wave base].

Подобными волновыми режимами, как правило, обуславливается и особенно существенный нагон водных масс к берегу, а тем самым и очень интенсивный обратный их отток в море. Большое количество осадочного материала выносится в том же направлении, очевидно, преимущественно во взвешенном состоянии. В связи с этим очень характерно образование прослоев несколько более крупного (в основном песчаного) материала среди поля распространения илистых отложений (рис. 24). Это хорошо объясняется данными о зафиксированных скоростях течений глубже нормальной волновой базы; их величины составляют 0,4—0,8 м/с

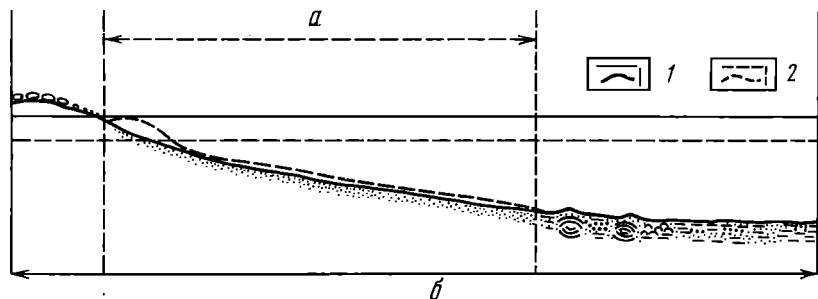


Рис. 24. Особенности рельефообразования и осадконакопления в условиях экстремальных волновых режимов

a — прибрежная область при воздействии умеренных волнений; *b* — то же, при экстремальных волновых режимах. 1 — уровень моря, положение профиля и границы прибрежной области при экстремальных режимах волнения; 2 — то же, при режимах умеренных волнений. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 7 и 19

(Johnson, 1978). Прослой в донных отложениях, содержащие более крупный материал, иногда называют штормовыми слоями [storm beds] (Morton, 1981). Они могут включать гравийный материал [gravel layers] или представлять собой отложения мощностью в несколько сантиметров с градиционной слоистостью [graded layers], т. е. с переходом снизу вверх от песка к алевриту и затем к илу (Dott, 1983). Некоторые исследователи (Allen, 1982b) указывают на характерную распространенность ниже нормальной волновой базы тонких песчаных прослоев мощностью, измеряемой сантиметрами—дециметрами, перемежающихся с илами и прослеживающихся до глубин в несколько десятков метров. Основная особенность этих штормовых отложений заключается в том, что обычные, нормальные волновые процессы не способны их модифицировать (Dott, 1983).

На профиле подводного склона ниже нормальной волновой базы отмечаются и такие характерные для штормовых условий особенности отложений, как своеобразная слоистость повышений (холмиков) и понижений [hummocky cross-stratification], а также слои, обогащенные ракушечным материалом [shell rich layers] (см. рис. 24) в результате выноса мелких частиц (Dott, Bourgeois, 1982; Dott, 1983).

К формам рельефа, происхождение которых связывается с действием исключительно сильных штормов [exceptionally severe storms], некоторые ученые (Owens, 1981) относят крупные песчаные волны [sand waves].

Как отмечалось в одном из разделов предыдущей главы, на очень отмелых побережьях ввиду сильного растягивания подводного берегового склона и расходования большей части энергии еще в удалении от уреза верхняя часть подводного склона выпадает из сферы воздействия волн средней силы и основным гидродинамическим фактором здесь становятся стгонно-нагонные явления и обусловленные ими течения.

Благодаря исключительной отмелости дна эти процессы очень ярко проявляются в прибрежной акватории Северного Каспия (Леонтьев,

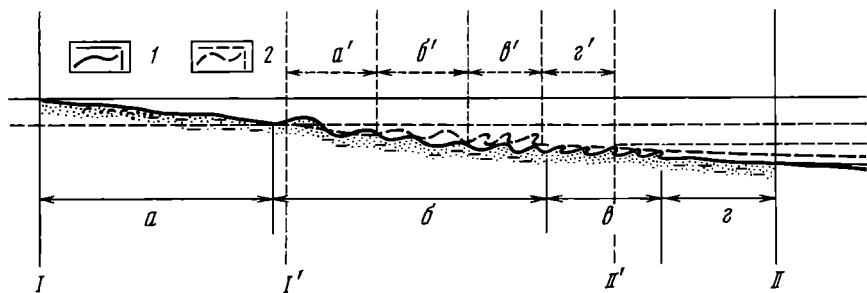


Рис. 25. Особенности рельефообразования и осадконакопления в условиях максимальных нагонов и сгонов

I — граница максимального нагона; II — то же, сгона; I' — граница среднего нагона; II' — то же, сгона; участки прибрежной области при максимальных нагонах и сгонах; a, z — выровненного дна, b — с песчаными волнами, v — с асимметричными рифелями; то же, при средних нагонах и сгонах; a', z' — выровненного дна, b' — с песчаными волнами, v' — с асимметричными рифелями; I — уровень моря, положение профиля, границы прибрежной области и отдельных ее участков при максимальном нагоне; 2 — то же, при среднем нагоне. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4 и 19

1956; Леонтьев и др., 1959), где повышение уровня только в среднем достигает 0,8 м, а сточные течения имеют скорости до 0,2—0,3 м/с. К сожалению, проведенные в указанном районе наблюдения О. К. Леонтьева и его соавторов охватывали лишь участки, являющиеся сферой воздействия сгонов и нагонов в зоне наиболее часто повторяющихся, а не максимально возможных штормов. Была изучена так называемая ветровая осушка (зона попеременного затопления и осушения) и были выявлены некоторые особенности рельефа и дифференциации осадков, которые, на наш взгляд, можно распространить и на воздействие более сильных штормовых волновых режимов, сопровождающихся большим повышением уровня — нагоном вод.

При такой динамической обстановке нагонные водные массы должны намного расширять зону ветровой осушки в сторону суши (рис. 25) и откладывать там по мере расходования энергии разнообразный осадочный материал, причем из-за небольшой длительности и нерегулярности, очень малой повторяемости таких явлений этот материал в верхней (расширившейся) части осушки, в общем, должен быть плохо дифференцирован и отсортирован. Ниже же по профилю (в остальной части осушки), как и в случае обычных, средних нагонных штормовых волнений, должна располагаться зона воздействия в основном сгонно-нагонных сточных течений (отчасти, очевидно, с некоторым проявлением волновых придонных движений). Воздействием этих гидродинамических факторов должно быть обусловлено возникновение (или преобразование) форм донного рельефа типа песчаных волн, которые, очевидно, могут испытывать размыв и изгибание фронта в сторону моря под влиянием сгонных токов воды, а также появление асимметричных рифелей с более крутым морским склоном (по направлению сгонного оттока вод).

По-видимому, и при этих экстремальных режимах имеет место нетипичная для отмелых аккумулятивных побережий картина распределения осадков по крупности, связанная с воздействием в первую очередь сгонно-нагонных течений: вначале в верхней части осушки (а далее на участках с песчаными волнами и рифелями) некоторое увеличение крупности и улучшение сортированности осадков в сторону моря, а затем обычное уменьшение размера частиц. Нижняя морская граница осушки при таких режимах по сравнению со средними смещается на большую глубину (см. рис. 25), и вся полоса ветровой осушки, на которой ощущается воздействие сгонно-нагонных явлений, заметно расширяется.

§ 3. ХАРАКТЕР ДИНАМИКИ СРЕДЫ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ ДЛИТЕЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ БАССЕЙНА И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА

Общие особенности проявления относительных вертикальных движений побережий

Длительные и устойчивые изменения высотного и планового положения уреза (береговой линии) могут быть обусловлены эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана или тектоническими вертикальными движениями окраин материков (прибрежной полосы шельфа и суши). Ввиду того что часто оба фактора (эвстатический и тектонический) проявляются одновременно и бывает трудно выделить роль каждого, а нередко вообще установить природу происходящих изменений, принято говорить об относительных вертикальных движениях побережий — их относительном погружении (трансгрессии водного бассейна) или относительном поднятии (регрессии бассейна).

По мнению Дж. Кэррея (Curray, 1964), в геологическом прошлом эти относительные вертикальные движения чаще всего были обусловлены тектоническими причинами; исключение составляли несколько периодов оледенений, сопровождавшихся одновременным изменением объема воды в океанских бассейнах.

Устойчивое продолжительное повышение или понижение уровня моря, так же как тектоническое погружение или поднятие поверхности дна в области шельфа, из-за нарушения установившегося взаимодействия суши и моря в прибрежной области приводит к интенсивному преобразованию донного рельефа — приспособлению действующих гидродинамических факторов к условиям меняющихся глубин (Долотов и др., 1964; Долотов, 1977; Dolotov, 1982a, 1986a). На мелководных шельфах (отмелых побережьях) это сопровождается усиленной перестройкой профиля и обусловленной ею интенсивной подачей осадочного материала (при его достаточных запасах) в сторону уреза (Леонтьев, 1949; Зенкович, 1962; Долотов, 1977; Dolotov, 1986a).

Вслед за трансгрессирующим или регрессирующим морем происходит смещение различных зон шельфа (Шербаков, 1984), а тем самым отмечается непрерывное изменение динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления в любой точке профиля погружающегося или поднимающегося побережья.

Колебания уровня водного бассейна и тектонические движения оказывают существенное влияние на ход динамических процессов и находят отражение в рельефе прибрежной области, хотя (за исключением терраированных длительно поднимающихся побережий) и не приводят к созданию каких-либо новых, специфических типов берегов по сравнению с условиями стабильного уровня бассейна (Долотов и др., 1964). Д. Джонсон (Johnson, 1919) считал, что колебания уровня бассейна являются одним из важнейших факторов развития рельефа морских побережий. По мнению Ф. А. Шербакова (1982а, 1983), с ними связаны изменения интенсивности и характера процессов перемещения и дифференциации осадочного материала в контактной зоне океана и литосферы.

Относительные вертикальные движения побережий оказывают значительное влияние на интенсивность основных рельефообразующих процессов (абразии и аккумуляции), условия питания аккумулятивных образований при изменении объема поступающего рыхлого материала за счет абразии и выносов рек, общий баланс осадочного материала в прибрежной области, эволюцию контура береговой линии (Долотов и др., 1964). По мнению некоторых специалистов (Шербаков, 1983; Чистяков, Шербаков, 1984а), колебания уровня бассейна являются одним из основных факторов пульсации объема выносимого на шельф терригенного материала.

Изменения в положении уровня морей и океанов признаются одним из важнейших факторов седиментогенеза на континентальной окраине в плейстоцене (Шербаков, 1978, 1982а, 1983; Чистяков, Шербаков, 1984а; Алексеев и др., 1986), причем по сравнению с другими морскими обстановками влияние трансгрессий и регрессий (даже небольшого смещения береговой линии) особенно ярко сказывается именно на процессах прибрежно-морской седиментации (Градзинский и др., 1980).

Аккумулятивные формы рельефа, т. е. толщи современных прибрежных осадков, могут перейти в устойчивое геологическое образование (геологическое тело) только в результате проявления достаточно длительных однонаправленных изменений уровня водного бассейна или тектонических вертикальных движений дна и суши лишь в тех случаях, когда осадочная толща выходит из-под влияния активных гидродинамических факторов, действующих в верхней части шельфа, и прибрежные отложения выводятся за пределы сферы проявления этих факторов (Dolotov, 1975; Долотов, 1977; Dolotov, 1982а).

С послеледниковой трансгрессией Мирового океана (ее неравномерностью) и проявлением дифференцированных тектонических движений в различных регионах связывается так называемая многоярусная седиментационная очаговость осадочной толщи шельфа (Невесский, 1977) и очень характерное для материковых окраин слоисто-ритмичное строение толщи осадков (Шербаков, 1980, 1983; Чистяков, Шербаков, 1984а).

Дж. Кэррей (Curray, 1964) считает, что конечные результаты проявления колебаний уровня водного бассейна определяются двумя наиболее важными факторами; скоростью накопления осадков и скоростью направленных относительных изменений уровня. В связи с этим вне зависимости от знака тектонических движений или изменений уровня

он выделяет два типа процессов: трансгрессию [transgression] — смещение береговой линии в сторону суши (наступление моря) и регрессию [regression] — миграцию уреза в сторону моря (отступление моря). По мнению Б. Тома (Thom, 1984), тип формирующейся на подводном береговом склоне толщи отложений (трансгрессивной или регрессивной) определяется тремя факторами: относительным изменением уровня, интенсивностью поступления осадочного материала, скоростью диссипации энергии волн и приливов. Р. Бойд и Ш. Пенланд (Boyd, Penland, 1984) проанализировали сложную систему факторов, обуславливающих формирование прибрежных фаций на фоне регрессивных и трансгрессивных изменений уровня бассейна в разных районах, отличавшихся по скорости таких изменений, волновой энергии, источникам и объему поступавшего осадочного материала.

Процессы рельефообразования и седиментации на фоне относительного погружения побережья

Как отмечалось еще Д. Джонсоном (Johnson, 1919), условия погружения побережья в целом стимулируют процесс размыва берега. Это обуславливается длительным подтоплением его, что приводит к активизации абразии, образованию активных клифов и других форм абразионного рельефа; абразионные террасы же, как правило, хуже выражены, чем на стабильном и поднимающемся побережьях, а иногда они вообще отсутствуют (из-за меньшего времени воздействия волн на одном уровне), и в очень устойчивых коренных породах основание береговых обрывов уходит на значительную глубину (Долотов и др., 1964). В сравнительно легко разрушаемых породах подводный береговой склон образует типичную пологовогнутую абразионную поверхность (Буданов, Ионин, 1956). В районах четвертичного оледенения на поверхности подводных абразионных террас располагаются плотно уложенные валуны и глыбы (Зенкович, 1949а).

Общее подтопление прибрежной территории обуславливает тенденцию к смещению береговой линии в сторону суши и размыву аккумулятивных образований; вместе с тем на отмелем берегу перестройка профиля подводного берегового склона (в условиях достаточного количества рыхлого материала) вызывает более интенсивную подачу осадков со дна в сторону берега с противоположной тенденцией — к нарастанию полосы суши (Долотов, 1971в). По мнению В. П. Зенковича (1954), развитие береговых аккумулятивных форм зависит от того, какая тенденция в итоге преобладает.

Советскими специалистами на основании результатов детального изучения отдельных этапов эволюции побережья в ходе новейшей трансгрессии Азово-Черноморского бассейна (Невесский, 1958) были установлены особенности развития процессов рельефообразования и осадконакопления при неравномерном ходе трансгрессии. В первую очередь было обращено внимание на очень четкую зависимость этих процессов на отмелем аккумулятивном побережье от важнейших общих факторов: соотношения скоростей относительного погружения и поступления осадочного материала (Долотов, 1962; Долотов и др., 1964; Долотов, 1971в,

1977; Dolotov, 1982a). При этом акцентировалось внимание на особую роль темпа относительного погружения, существенно влияющего, во-первых, на активность перестройки профиля и условия подачи рыхлого материала в сторону берега, во-вторых, на характер и интенсивность поступления материала со стороны (абразивного и аллювиального происхождения) и, в-третьих, на степень подтопления прибрежной полосы суши (Долотов, 1971в).

Зарубежные ученые также (но несколько позднее) стали придерживаться взглядов, что результаты воздействия трансгрессирующего водного бассейна на прибрежную (пограничную) полосу моря и суши, положение и характер миграции береговой линии определяются в первую очередь соотношением скоростей погружения и подачи осадочного материала (Currau, 1964; Currau et al., 1967; Буш, 1977); подчеркивается (Rueg, 1977) весомая роль поступления рыхлого материала (при большом его поступлении отмечается выдвигание береговой линии в море, при незначительном преобладает влияние погружения, затопления).

Кроме общих факторов, в зарубежной литературе анализируются и некоторые другие, региональные факторы, такие, как энергия волн (Hout, Ненгу, 1967), обуславливающая возможность и степень переработки осадочной толщи, а также характер рельефа и величина общего уклона поверхности, подвергающейся погружению (Rampino, Sanders, 1981):

Необходимо особо подчеркнуть, что в ходе относительного погружения побережья в зависимости от источника питания могут существенно изменяться условия поступления материала на аккумулятивные формы как со дна, так и с соседних участков берега (Долотов, 1971в); активная абразия береговых обрывов (и дна) в целом обуславливает значительную подачу обломочного материала, тогда как поступление аллювиального материала может носить разный характер: увеличиваться (во влажные эпохи, когда относительное погружение объясняется эвстатическими причинами) или уменьшаться (из-за повышения базиса эрозии в случае тектонической природы погружения).

При относительном погружении отмелого побережья, в зависимости от скорости изменения глубин, обусловленного общим затоплением, и количества материала, поступающего в прибрежную область, осадочная толща, слагающая аккумулятивные образования, может претерпевать различные изменения. Могут иметь место качественно различные пути эволюции рельефа и осадочного чехла: во-первых, затопление и консервация аккумулятивных образований в толще осадков, во-вторых, смещение их к берегу, сопровождающееся размывом, и, в-третьих, непрерывное накопление осадков и нарастание суши (Долотов, 1962; Долотов и др., 1964; Долотов, 1971в, 1977; Dolotov, 1982a, 1986a). Выделяемые же Дж. Кэрреем (Currau, 1964) типы трансгрессий, такие, как быстрая трансгрессия с размывом [erosional transgression], трансгрессия с прерывистым осадконакоплением [discontinuous depositional transgression] или трансгрессия с накоплением осадков [depositional transgression], как будет видно из дальнейшего изложения, явно не охватывают всех наиболее характерных случаев, встречающихся в различных регионах как

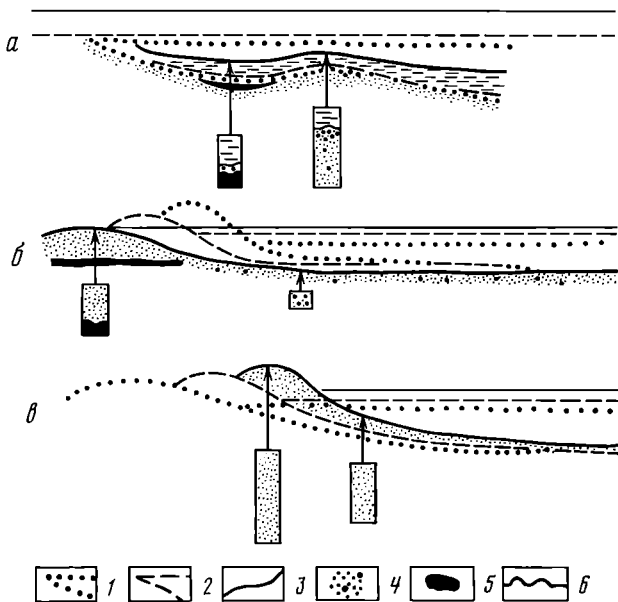


Рис. 26. Основные типы рельефообразования и осадконакопления на отмелем побережье в условиях его относительного погружения

а — затопление аккумулятивной формы (типа бара) и захоронение ее тонкозернистыми отложениями; *б* — смещение и размыв аккумулятивных образований; *в* — длительное и устойчивое накопление осадков на внешнем крае аккумулятивной формы; 1, 2, 3 — положение уровня и профиля на трех стадиях последовательного повышения уровня моря; 4 — песок, отмытый в условиях его размыва и переотложения; 5 — лагунный ил; 6 — контакт размыва в толще отложений. Остальные обозначения — см. рис. 3

в современных, так и в древних динамических обстановках рельефообразования и осадконакопления.

Один из возможных путей эволюции отмелого берега — затопление (обычно после некоторого размыва) и захоронение (консервация) ниже волновой базы аккумулятивного образования, сформированного в зоне активного волнового воздействия (рис. 26,а), чаще всего типа бара, при отложении сверху тонкозернистых более глубоководных осадков (Долотов, 1962, 1971в, 1977; Долотов и др., 1964; Dolotov, 1982а). Это соответствует случаю, выделяемому Д. А. Бушем (1977), когда скорость поступления осадочного материала меньше, чем скорость погружения. Такой ход эволюции имел место во время пиков послеледниковой трансгрессии, когда в ходе интенсивного и быстрого подтопления суши перестройка профиля не успевала за этим процессом и не смогла обеспечить достаточного количества рыхлого материала для нарастания аккумулятивного тела. Это, видимо, в одних случаях (при абразионном питании аккумулятивных форм) объясняется тем, что в такие периоды геологической истории ввиду короткого отрезка времени воздействия волн абразия значительна лишь в условиях легко размываемых пород

и не способна обеспечить необходимый для аккумуляции объем обломочного материала. В некоторых других случаях, при аллювиальном питании, твердый сток рек может оказаться минимальным вследствие существенного повышения их базиса эрозии (при тектоническом опускании побережья); правда, это отмечается не во всех случаях, поскольку при эвстатическом повышении уровня бассейна, несмотря на подтопление, сток может быть достаточно велик.

Особенно же высокие скорости погружения отмечаются в тех случаях, когда ускорение трансгрессии совпадало с периодами значительного тектонического опускания некоторых регионов, например в районе Арабатской стрелки (в Азовском море), где на глубинах 9—13 м среди илистых отложений была обнаружена мощная толща грубозернистых осадков — сохранившаяся часть затопленного и погребенного бара (Долотов, 1962). В подобных тектонически активных условиях (опускания), видимо, был сформирован также быстро затопленный древний бар (или пересыпь) в районе Сивашей, ныне захороненный осадками (Леонтьевы, 1956), реликтовые аккумулятивные образования Каламитского залива в Черном море (Невеский, 1960), мощные отложения древних аккумулятивных форм Мексиканского залива (Шербаков, 1983), например, отлично выраженный в толще древний бар (Fisk, 1959). Затопленные и захороненные в толще осадков древние аккумулятивные образования (с разной степенью сохранности) широко распространены на побережье Черного и Азовского морей (Невеский, 1958, 1959, 1961), обнаружены в Беринговом (Шербаков, 1961), Японском (Медведев и др., 1961), Охотском (Владимиров, 1959), Средиземном (Straaten Van, 1959) морях.

Такое развитие отмелого берега идентично его эволюции по пути затопления на месте [in-place drowning], когда бар никуда не смещается, в то время как отчлененная им лагуна углубляется и расширяется в сторону суши, а береговая линия затем перескакивает в сторону суши, занимая после затопления бара новое, перемещенное [overstepped] положение (Gilbert, 1885). В последние годы признаки подобного развития в ходе послеледниковой трансгрессии при быстром повышении уровня океана и незначительной подаче осадочного материала были обнаружены в осадочной толще шельфа на атлантическом побережье США (Rampino, Sanders, 1982; Kumar, Sanders, 1975). Зарубежными исследователями также подчеркивается недостаточность подачи осадков для продолжения процесса их аккумуляции и обращается внимание на то, что до затопления верхние части аккумулятивных образований размываются (Dillon, 1970; Stubblefield et al., 1983).

Второй путь развития — это рельефообразование и осадконакопление в условиях смещения аккумулятивных форм (рис. 26,б), сопровождающегося их размывом (Долотов, 1962, 1971в, 1977; Долотов и др., 1964; Dolotov, 1982а). Такой ход эволюции возможен как в условиях быстрого относительного погружения побережья, так и при замедлении его, а также при истощении запасов осадочного материала, т. е. имеются три варианта эволюции прибрежной области по такому пути.

Когда скорость погружения значительна (но не носит характер пика трансгрессии), что характерно для районов, не испытавших тектони-

ческого опускания (Невесский, 1958; Долотов, 1962), то, как и в процессе эволюции по первому типу, доминирует процесс погружения (эффект затопления прибрежной территории суши), относительное значение которого явно выше, чем роль поступления рыхлого материала, поскольку перестройка профиля на отмеле подводном склоне, как и в предыдущем случае «не успевала» за процессом наступания моря на сушу (Долотов, 1971в). Такая общая динамическая обстановка преобладания эффекта затопления обуславливала и то обстоятельство, что, несмотря на интенсивность абразионных процессов (из-за большей длительности воздействия волн по сравнению с этапами пиков трансгрессии), поступление на аккумулятивные формы продуктов абразии не смогло компенсировать размыв. Подобная эволюция побережья характерна для целого ряда районов, испытывающих относительное погружение достаточно высокого темпа и в настоящее время: некоторых участков побережья Берингова (Ионин, 1955) и Охотского (Владимиров, 1958) морей.

Смещение аккумулятивных форм одного из широко распространенных типов — кос, сопряженных с соседними питающими абразионными участками берега, определяется активным отступанием береговых обрывов в сторону суши, вследствие чего отступает и внешний край этих аккумулятивных образований, что признается не переменным условием развития подобных участков на стабильном берегу (Зенкович, 1946а). Типичным примером такой эволюции является северное побережье Азовского моря, где имеются четкие признаки смещения внешнего края кос в сторону суши в недавнем прошлом, на фоне последледниковой трансгрессии: сужение их в средней части, срезание древних береговых валов под значительным углом по отношению к береговой линии, частичное срезание толщи илистых лагунных осадков, факт нахождения пляжевых отложений на значительном удалении от уреза и небольшая мощность рыхлого плаща, выклинивающегося в сторону моря (Долотов, 1962).

На примере анализа трех кос этого побережья четко прослеживается зависимость скорости их смещения от количества продуктов абразии, поступающих с размывавшихся прилежащих береговых обрывов, которое, в свою очередь, обуславливается геологическим строением абразионных участков, высотой береговых обрывов, их протяженностью и силой действующего волнения.

Максимальное смещение испытала Федотова коса. Конечным результатом этого процесса явилось превращение части косы в полностью отчленившуюся аккумулятивную форму (о-в Бирючий). Общий объем продуктов абразии, поступавших к внешнему краю косы, был невелик (несмотря на значительную протяженность питавшего ее абразионного участка — 50 км). В первую очередь это связано с тем, что береговые обрывы сложены преимущественно лёссовыми суглинками. Размыв последних обеспечивает поступление очень небольшого количества достаточно крупнозернистого материала, который мог бы принимать участие в построении аккумулятивных форм. К тому же высота «клифов» незначительна. Волны преобладающего (северо-восточного) направления обладают максимальной для всего северного берега длиной разгона, а следовательно, и наибольшими параметрами. Все это обусловило макси-

мальную величину смещения береговых обрывов и внешнего края аккумулятивных участков.

Значительное смещение в прошлом испытала Обиточная коса. В результате этого процесса произошло весьма заметное сужение косы (местами, по нашим наблюдениям в 1959 г., она имела ширину всего 30—40 м). Общий объем осадочного материала, переносившегося волнами к внешнему краю косы, был не очень велик, хотя в толще лёссовидных суглинков, слагающих береговые обрывы, имеется выдержанный пласт песков, мощностью 2—3 м. Прежде всего это должно быть связано с меньшей по сравнению с двумя другими участками протяженностью абрадирувавшегося участка (30 км), а также меньшей высотой берегового обрыва. Волны же преобладающего направления ввиду значительной длины разгона обладали достаточно большой силой, что в сочетании с перечисленными выше условиями и предопределило существенное смещение берега.

Минимальная величина смещения отмечается у Белосарайской косы. По-видимому, это связано с тем, что, с одной стороны, значительная протяженность питающего участка (50 км) и большая высота береговых обрывов, сложенных лёссовидными суглинками, с крупными песчаными прослоями, обусловили обильное поступление абразионного материала в прибрежную область. С другой стороны, волны северо-восточного направления здесь значительно слабее, чем на других участках вследствие малой длины разгона и мелководности акватории. Подобные условия и явились причиной минимальных темпов отступления береговых обрывов, а следовательно, и смещения внешнего края косы.

При значительной скорости повышения уровня бассейна (когда его эффект явно превышает влияние поступления осадочного материала) смещение в сторону берега, сопровождающееся размывом, испытывают и аккумулятивные образования, не связанные непосредственно (в течение длительного отрезка времени) с какими-либо участками берега. Это крупные формы аккумуляции рыхлого материала типа баров, о которых упоминалось нами ранее. Одним из таких примеров может служить эволюция на одном из этапов последнециклового трансгрессии участка подводного склона в районе Арабатской стрелки (Долотов, 1962). В условиях достаточно быстрого повышения уровня Каспийского моря в период 1941—1947 гг. отмечалось некоторое смещение баров к берегу с восточной стороны о-ва Чечень, причем, по-видимому, как в подводном, так и в надводном их состоянии (Долотов, 1958). Отступление баров в сторону суши с размывом внешнего края при значительных скоростях повышения уровня, отмечается и зарубежными специалистами (Rueg, 1977; Leatherman, 1983).

В ходе эволюции по рассматриваемому, второму типу, благодаря интенсивному поступлению абразионного материала и довольно значительным аллювиальным выносам (при меньшем подтоплении устьев рек, чем во время пиков трансгрессии) общий объем обломочного материала в прибрежной области непрерывно увеличивался, однако количество осадочного материала, поступавшего к внешнему краю аккумулятивных образований, не компенсировало объема рыхлого материала, который оказывался под водой при затоплении суши; по этой причине площадь

аккумулятивных форм сокращалась, и имела тенденция к их полному уничтожению (Долотов, 1971в).

Вследствие общего увеличения объема рыхлого материала в прибрежной части шельфов в целом должно иметь место общее повышение дна, однако оно было, безусловно, незначительным, поскольку быстрое изменение в положении береговой линии приводило к растягиванию плаща осадков на большом протяжении профиля (Долотов, 1971в). В подобных условиях при значительном повышении уровня моря, очевидно, сформировались маломощные (ныне реликтовые, захороненные в толще) аккумулятивные образования, испытавшие существенный размыв на Черном море (в районе Анапы) и в Керченском проливе (Невесский, 1958), маломощные базальные горизонты грубозернистых отложений в трансгрессивных сериях на дне Черного моря (Невесский, 1967), тонкий осадочный слой, сложенный перемытыми грубозернистыми осадками и выклинивающийся в сторону моря на внешней части подводного берегового склона Охотского и Берингова морей (Шербаков, 1983).

Формирование тонкого остаточного песчаного плаща [residual sand sheet, или veneered sandy residue] на шельфе при быстром подъеме уровня океана, сопровождавшемся значительным размывом дна [shoreface retreat], отмечалось и в зарубежных публикациях, основанных на результатах исследований в первую очередь у атлантического побережья США (Swift, 1976b), а также на изучении древних осадочных пород (Hobson et al., 1982). В некоторых случаях не подвергшейся размыву оставалась только нижняя часть подводного берегового склона (Stubblefield et al., 1983), в других — песчаный плащ оказался не сплошным, а прерывистым, что прослеживалось в отложениях морских террас (Swift, 1975), на третьих участках на дне были зафиксированы формы рельефа типа валов и ложбин, рассматриваемые как останцы — свидетели процесса размыва поверхности профиля подводного склона (Swift et al., 1973), на дне четвертых участков отмечалась отмостка из крупнообломочного материала [lag cobble pavement] (Walker, Thompson, 1968), образовавшаяся, судя по всему, в условиях вымывания всех тонкозернистых осадков.

В целом рассматриваемый путь эволюции отмелого погружающегося побережья можно считать в какой-то степени соответствующим типу трансгрессии при достаточно большой скорости погружения или недостаточно значительной скорости отложения, так называемой трансгрессии с прерывистым осадконакоплением [discontinuous depositional transgression] (Curragh, 1964).

Необходимо подчеркнуть, что размыв, сопровождающийся смещением береговой линии и всего профиля в сторону суши, в том числе внешнего края береговых аккумулятивных форм, считается типичным для условий погружения (Johnson, 1919; Зенкович, 1955; Ионин, 1955; Fischer, 1961; Bruun, 1962; Schwartz, 1967; Sanders, Kumar, 1975; Swift, Moslow, 1982). Что касается масштаба этого процесса, то за длительный отрезок времени, последние 10 тыс. лет (в течение голоцена), береговая линия на некоторых участках атлантического побережья США мигрировала от положения близ современного края шельфа до ее нынешнего,

более чем на 50 км (Rampino, Sanders, 1980), причем признается характерным обще выравнивание поверхности дна при размыве в ходе трансгрессии (Field, 1974).

Эволюция отмелого побережья, сопровождающаяся смещением и размывом аккумулятивных образований, может иметь место и при замедлении скорости повышения уровня водного бассейна (Зенкович, 1953; Болдырев, 1958; Невесский, 1958, 1961; Шербаков, 1959; Болдырев, Долотов, 1961; Долотов, 1962, 1971в, 1977; Долотов и др., 1964; Dolotov, 1982а).

В тех случаях (при медленном погружении побережья), когда запасы осадочного материала были недостаточны и требовалось их существенное пополнение со стороны, смещение аккумулятивных форм в сторону суши (с размывом) было связано не с отступанием береговых обрывов в этом направлении, а с дефицитом обломочного материала из-за замедления процессов абразии и соответственно ухудшения питания аккумулятивных форм (Долотов, 1971а). Размыв некоторых из них, особенно интенсивный в прикорневых частях свободных форм, иногда приводит к превращению этих образований в отчлененные формы (Зенкович, 1953; Болдырев, 1958). Зарубежными исследователями (Belknap, Kraft, 1981) отмечается, что на фоне замедления повышения уровня дно может выравниваться под действием волн и течений.

В зарубежных работах встречается довольно много упоминаний о современном смещении и размыве аккумулятивных образований в различных регионах, причем чаще всего подчеркивается, что это происходит в силу недостатка осадочного материала у внешнего края этих образований. Но какова же причина такого пути эволюции в каждом конкретном случае, остается неясным. Дело в том, что в ходе перестройки профиля на фоне повышения уровня может произойти естественное истощение запасов обломочного материала (вследствие подачи их в сторону берега), связанное не с общим замедлением трансгрессии, а просто с недостаточным пополнением этих запасов за счет материала, принесенного со стороны, а к тому же в прибрежную область могут попасть участки дна с незначительными запасами рыхлого материала или без них; во всех этих случаях (при отрицательном балансе осадочного материала) подтопление явно будет «опережать» результаты перестройки профиля, а аккумулятивные формы будут испытывать смещение и размыв (Долотов, 1971в).

Иностранные специалисты отмечают интенсивность современных процессов размыва подводного берегового склона, в том числе зоны валов и ложбин (Stubblefield et al., 1983), размыва внешнего края баров и других аккумулятивных образований с частичным их разрушением, особенно в периоды штормов, когда материал с их морской стороны может перебрасываться на лагунную (Swift, 1968; Swift et al., 1971; Kraft, John, 1979; Rampino, Sanders, 1982). Подчеркивается, что при истощении запасов осадочного материала аккумулятивные образования типа баров становятся ниже и уже, а тем самым усиливается дальнейший их размыв и продвижение в сторону суши (Leatherman, 1983).

Некоторые зарубежные ученые (Psuty, 1986b), выделяя два рассмот-

ренных выше типа развития побережья, в условиях бара и лагуны на фоне повышения уровня бассейна, связывают их не со скоростью этого повышения и балансом рыхлого материала, а с высотой бара.

Третий путь развития отмелей побережий в условиях их относительного погружения — длительная аккумуляция осадочного материала и нарастание аккумулятивной суши с выдвиганием (см. рис. 26, в) береговой линии в море (Долотов, 1962, 1971в, 1977; Долотов и др., 1964; Dolotov, 1982a). Это отмечается в тех случаях, когда скорость поступления осадков больше скорости относительного погружения побережья (Буш, 1977), иными словами, когда объем поступающего материала не только компенсирует, но и превышает объем материала, оказавшегося затопленным в ходе погружения.

Особенно типичен такой путь эволюции для условий замедления скорости относительного погружения отмелого побережья при наличии достаточно больших запасов рыхлого материала в прибрежной области. В это время отмечается максимальная перестройка профиля подводного склона, сопровождающаяся и наиболее интенсивной подачей осадочного материала в сторону уреза (Долотов, 1971в), поскольку, по мнению В. П. Зенковича (1957), чем медленнее темп погружения, тем полнее перестройка, и максимальное нарастание суши приурочено к периодам, характеризующимся замедлением вертикальных движений, вызвавших нарушение профиля равновесия. На усиление нарастания аккумулятивных форм и образование новых после пиков трансгрессии при ее замедлении указывают О. К. Леонтьев (1961а) и Е. Н. Невеский (1961). В таких условиях, незначительного подтопления, перестройка не только «успевает», но и «опережает» погружение, так что относительно небольшая затопленная площадь аккумулятивных форм оказывается меньше площади, нарастающей за счет подачи материала со дна и его аккумуляции выше уреза (Долотов, 1971в). Такой характер развития должен соответствовать типу трансгрессии с накоплением осадков [depositional transgression], по терминологии Дж. Кэррея (Curray, 1964).

Примерами рассматриваемого типа эволюции могут служить некоторые участки побережья Азовского моря (Долотов, 1962). Из-за замедления трансгрессии значительно уменьшился темп абразии береговых обрывов на северном побережье, и в результате в настоящее время (по наблюдениям в 1959 г.) отмечается широкий пляж, и он нарастает вдоль всего контура кос, в том числе и на их прикорневых участках, где ранее происходил размыв со срезанием береговых валов. Длительное непрерывное выдвигание береговой линии в море, сменившее ее отступление, прослеживается и на современной Арабатской стрелке. В первом районе основную роль в накоплении достаточных запасов рыхлого материала на подводном береговом склоне играли продукты абразии, тогда как во втором — ракуша.

В период замедления послеледниковой трансгрессии при положительном балансе рыхлого материала на подводном склоне длительное устойчивое накопление песка, сопровождавшееся выдвиганием внешнего края бара в сторону моря и нарастанием его кверху, наблюдалось и на атлантическом побережье США, в штате Нью-Джерси (Psuty, 1986a).

Выдвижение береговой линии особенно характерно в условиях непрерывного поступления аллювия крупных рек в тех случаях, когда замедление повышения базиса эрозии (с тенденцией к увеличению стока рек) определялось в основном тектоническими, а не эвстатическими причинами (Долотов, 1971в). Так, значительные темпы нарастания суши отмечаются в районе дельты Роны (Straaten Van, 1959). Пример доминирования регрессивного пути развития береговой линии (смещение в море) в течение последних нескольких тысяч лет на фоне замедления повышения уровня океана при аллювиальном питании одного из участков мексиканского побережья приводится в работах Дж. Кэррея с соавторами (Curray, Moore, 1964; Curray et al., 1967). Довольно интенсивное выдвижение берега в сторону моря имело место в прошлом и прослеживается в настоящее время на многих участках Западной Камчатки (Зенкович, Владимиров, 1951; Зенкович, 1956бб). В зарубежной литературе приводится материал по разным регионам, также свидетельствующий о значительных скоростях седиментации и выдвижении береговой линии [coastal progradation] при доминирующей роли подачи рыхлого материала на фоне замедления скорости повышения уровня бассейна (Walker, Thompson, 1968; Swift, 1976b; Ryer, 1977).

При невысоком темпе относительного погружения и значительном поступлении осадочного материала нарастание с внешнего края (со стороны моря), а также сверху испытывают береговые бары (Gilbert, 1885; Зенкович, 1957; Dillon, 1970; Rampino, Sanders, 1980, 1981, 1982; Leatherman, 1983). В эпоху замедления темпа трансгрессии Азово-Черноморского бассейна при наличии больших запасов ракушечного материала цепь разрозненных островков в западной части Азовского моря, помеченных на генуэзских картах XIV в., превратилась в надводный бар — Арабатскую стрелку (Леонтьевы, 1956). Видимо, в подобных же условиях трансгрессии на одном из участков побережья Чукотского моря цепочка островов также превратилась в сплошной мощный бар (Данилов и др., 1980). В зарубежной литературе приводится довольно много примеров нарастания древних баров в условиях повышения уровня и значительной подачи рыхлого материала (Bridges, 1976; Stubblefield et al., 1983).

В процессе погружения побережья теоретически имеет место непрерывная активная абразия береговых обрывов и дна. Обилие обломочного материала в общем случае должно привести к возникновению мощных потоков наносов и образованию многочисленных аккумулятивных форм. Активное наступание моря на внешний край ранее созданных аккумулятивных образований, как отмечалось выше, влечет за собой их интенсивную перестройку.

При погружении смещение береговых обрывов, в общем, происходит несравненно в более высоком темпе, чем в стабильных условиях. Перестройка аккумулятивных форм же может сопровождаться увеличением или сокращением их общей площади. Это зависит от соотношения скорости поступления абразионного материала, наращивающего полосу суши, и темпа погружения побережья, вызывающего частичное затопление форм.

На погружающемся приглубом берегу в общем случае аккумулятив-

ные формы, связанные в питании с береговыми обрывами, должны непрерывно получать значительное количество обломочного материала.

В эволюции всех аккумулятивных образований основную роль играет соотношение темпа погружения района (с тенденцией к затоплению формы, отступанию ее внешнего края в сторону суши и уменьшению площади) и темпа поступления обломочного материала (с тенденцией к выдвиганию берега в сторону моря и увеличению общей площади формы). Конечный результат борьбы двух противоположных тенденций обусловит тот или иной характер эволюции. При значительном темпе погружения возможно отступление внешнего контура аккумулятивной формы на всем его протяжении.

При погружении берега основную роль в смещении внешнего края аккумулятивных образований играет отодвигание берегового обрыва в ходе абразии. Последнее наиболее интенсивно на выступах берега (рис. 27, а). Вследствие этого перестройка, связанная с процессом интенсивного отступления клифа в условиях наступания моря на сушу, достигает максимальных размеров у аккумулятивных свободных форм, смежных с выступающими участками берега типа кос.

При уменьшении скорости повышения уровня водного бассейна, как отмечалось, обычно наблюдается замедление абразии береговых обрывов, что ведет к сокращению питания аккумулятивных образований, дефициту материала у внешнего края и их возможному отмиранию при уменьшении общей площади (Болдырев, 1958; Болдырев, Долотов, 1961; Зенкович, 1962). Таким образом, аккумуляция осадков носит прерывистый характер.

В условиях аллювиального питания аккумулятивные формы приглубо берега, развивающиеся на фоне относительного погружения побережья (рис. 27, б), в ряде случаев испытывают устойчивое нарастание, увеличение своей площади, однако в результате подтопления устьев рек не менее типично и уменьшение аллювиальных выносов, что приводит к ухудшению питания аккумулятивных образований (Долотов и др., 1964).

Обстановка относительного погружения побережья в связи с общим увеличением глубин в прибрежной области обеспечивает последовательное выведение участков профиля из зоны воздействия активных гидродинамических факторов, но до этого сформировавшиеся отложения часто подвергаются, как мы видели, довольно интенсивной переработке. По мнению Ф. А. Шербакова (1982б), интенсивное воздействие волн и течений на дно создает условия, неблагоприятные для формирования длинных разрезов осадочной толщи.

К факторам, влияющим на степень сохранности осадочной толщи в условиях погружения, Д. Белкнэп и Дж. Крафт (Belknap, Kraft, 1981) относят топографию дна, глубину размыва, энергию волн, подачу осадочного материала, устойчивость его размыву, амплитуду приливов, скорость относительного изменения уровня бассейна.

На наш взгляд, на основе изложенного выше материала наиболее важными факторами следовало бы признать скорость относительного погружения побережья в регионе, характер динамики среды осадконакопления на рассматриваемом участке профиля (сила воздействия гидро-

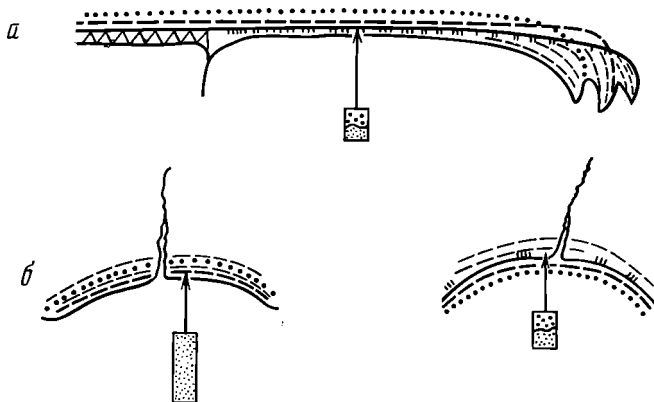


Рис. 27. Процессы рельефообразования и осадконакопления на приглубом побережье в условиях его относительного погружения

а — при абразивном питании аккумулятивных образований; *б* — то же, при аллювиальном питании. Условные обозначения — см. рис. 3, 4, 15, 16 и 26

намических факторов) и количество осадочного материала (его запасы и условия пополнения).

Темп погружения определяет длительность времени устойчивого активного воздействия гидродинамических факторов и быстроту выведения участков профиля из-под их влияния. Существует одна общая точка зрения, что большие возможности для захоронения толщи имеются при более высокой скорости погружения (Kraft, 1971; Belknap, Kraft, 1981). Однако есть и другая — оптимальные условия для захоронения аккумулятивных образований создаются при замедлении трансгрессии (Щербаков, 1983; Чистяков, Щербаков, 1984а). На наш взгляд, обе точки зрения слишком категоричны и не имеют достаточного обоснования, о чем свидетельствует вышеприведенный материал. Представляется более справедливым оценивать возможный результат (потенциал сохранности толщи) с учетом всех трех важнейших факторов, а не изолированно.

Характер общей динамической обстановки (динамики среды рельефообразования и осадконакопления) определяет степень (глубину) возможной переработки осадочной толщи или же условия ее устойчивого наращивания под действием волн и течений (направленность и интенсивность их воздействия). Сила проявления гидродинамических факторов обуславливается положением того или иного участка на профиле. В общем, она меньше, как было показано (см. главу 1), в нижней части подводного берегового склона. В связи с этим понятна точка зрения многих авторов, что на большей глубине — большая вероятность захоронения толщи осадков (Belknap, Kraft, 1981) и что наиболее благоприятные условия существуют во внешней зоне подводного берегового склона (зоне трансформации волн), глубже зоны валов и ложбин (Sanders, Kumar, 1975) или же только в нижней части внешней зоны (Fraser, Nester, 1977). Материал собственных наблюдений на Балтийском и Чер-

ном морях позволяет нам согласиться с такой точкой зрения. То же следует сказать и в отношении сохранности отложений зоны валов и ложбин. Наши данные также свидетельствуют о том, что, как справедливо считают Г. Фрэйзер и Н. Хестер (Fraser, Hester, 1977), лучшие возможности сохраниться по сравнению с отложениями валов имеют осадки на дне ложбин. Результаты исследований автора показывают, что последние благодаря неоднократному перемещению валов (часто разных направлений) могут в конечном итоге быть захоронены толщей осадков, слагающих валы.

Безусловно, что для захоронения осадочной толщи абсолютно необходимо достаточное количество рыхлого материала на дне местного участка или же значительное пополнение его запасов за счет поступления со смежных участков берега. Наличие достаточно большого количества материала препятствует размыву дна в момент затопления того или иного участка. Для захоронения же аккумулятивных форм типа баров требуется поступление значительного количества тонкозернистого (глинистого) материала, чаще всего осадков с больших глубин; сильное проявление гидродинамических факторов на открытых океанских побережьях, однако, может обусловить очень сильную переработку толщи, слагающей аккумулятивные формы, и препятствовать их захоронению тонкими осадками; в результате они как геологические тела могут оказаться не выраженными (Шербаков, 1983). Толщи, слагающие многие бары, испытывают существенную переработку вследствие интенсивных перемещений этих форм рельефа (Hoyt, Hengy, 1967). По мнению же некоторых зарубежных специалистов (Czapowski, 1986), для захоронения баров необходимы лишь два условия: высокая скорость погружения и большое количество тонких осадков, перекрывающих сверху более грубозернистые, слагающие бары.

Необходимым условием для сохранности в толще береговых аккумулятивных образований является первоначальная достаточно большая мощность слагающих их осадков, поскольку до захоронения некоторый, хотя бы незначительный размыв неизбежен (Долотов, 1962). По этой причине размыв или небольшие скорости осадконакопления могут служить препятствием для такого захоронения (Ryer, 1977). В общем, сохраняется, как правило, только часть осадочной толщи. Так, по мнению М. Рампино и Дж. Сандерса (Rampino, Sanders, 1981), при любом продолжительном размыве дна большая часть трансгрессивной толщи оказывается разрушенной; по мнению Дж. Крафта (Kraft, 1978), сохраняется только половина толщи, формирующейся в прибрежной области шельфа. Зарубежные ученые (Kraft, John, 1979) считают, что нижние части прибрежной осадочной толщи могут сохраниться под покровом откладывающихся сверху новых осадков, после размыва верхней части этой толщи. Могут сохраниться в трансгрессивной осадочной толще остатки самой нижней части толщи подводных валов (Fraser, Hester, 1977). Л. Б. Рухин (1953) отмечал наличие хорошо сохранившихся в разрезе погребенных прибрежных осадков в виде базальных горизонтов в основании трансгрессивного комплекса отложений.

При повышении уровня моря или тектоническом опускании шельфа донные осадки до перехода их в устойчивое осадочное образование,

геологическое тело, испытывают еще дополнительную переработку в зоне действия неволновых факторов, располагающейся по профилю ниже сферы волнового воздействия (Долотов, 1977; Dolotov, 1982a).

По мнению Ф. Риэра (Ryer, 1977), в разрезах толща мелководно-морских отложений бывает представлена только осадками периодов выдвигения береговой линии [progradational sequence], которые разделяются поверхностями размыва, фиксирующими перерывы в осадконакоплении [erosional disconformities]. Такую точку зрения нельзя считать правильной.

Общее строение разреза голоцена, отражающего развитие на фоне послеледниковой трансгрессии, установленное на основе материалов главным образом по атлантическому побережью США, представляется (Сиггау, 1964) таким образом (снизу вверх): осадки залива, бара, приурезовой полосы подводного склона, пляжевые, дюнные, прибрежные и шельфовые.

Рассмотренные выше три основные пути развития отмелых аккумулятивных побережий приводят к формированию и трех разных типов осадочных толщ.

По мнению Б. Тома (Thom, 1984), трансгрессивные толщи [transgressive sequences], или толщи первого типа, согласно нашей типизации, являются отражением процессов, происходивших в условиях быстрого повышения уровня океана. Х. Реддинг (Reading, 1978a) к этому типу осадочных толщ относит такие, которые формировались в условиях, когда доминировало влияние относительного погружения побережья, т. е., по всей вероятности, также имеются в виду условия быстрого затопления. Строение трансгрессивной толщи бара [transgressive barrier], т. е., видимо, сформировавшейся при затоплении подобного крупного аккумулятивного образования практически без его смещения, представляется таким (снизу вверх): осадки марша, прибрежной лагуны, бара, подстилающие лагунные, марша тыльной части бара, штормового намыва [washover], дюны, бермы, пляжа и размытой поверхности, перекрытой мелководноморскими осадками (Kraft, John, 1979). По результатам исследований Дж. Сандерса и Н. Кумара (Sanders, Kumar, 1975), при затоплении бара на месте снизу вверх в толще прослеживаются отложения: тыльной части бара, лагунные, прибрежные и открытого шельфа. К этому же типу разрезов, вероятно, следует относить и группу, названную Ф. А. Шербаковым (1983) черноморским типом. Для толщ осадков рассматриваемого типа характерно сложное линзовидное строение — наличие линзы грубозернистых отложений, реликтов затопленных береговых аккумулятивных форм плейстоценового и голоценового возраста (Невесский, 1967).

В осадочной толще некоторых регионов, например северного берега Азовского моря, некоторых участков побережья Черного моря и других, четко фиксируются признаки смещения внешнего края аккумулятивных форм (Долотов, 1971b). К этому, второму типу, по всей вероятности, следует относить толщи охотоморского типа, выделяемого Ф. А. Шербаковым (1983), характерного для открытых побережий с переотложенными прибрежными осадками.

Регрессивные толщи [regressive deposit sequences], сформировавшиеся

на завершающем этапе замедления послеледниковой трансгрессии (Thom, 1984), образуют в древних четвертичных толщах характерные регрессивные прибрежные песчаные тела [sand bodies] (Curray, Moore, 1964) и должны быть выделены в третий тип осадочных толщ, формирующихся в процессе относительного погружения побережья при выдвигании береговой линии в сторону моря. Х. Рединг (Reading, 1978a) называет регрессивным типом осадочных толщ тип разреза отложений, сформированных при доминировании подачи осадочного материала, опережавшей эффект затопления в ходе трансгрессировавшего моря. Толща, слагающая такой регрессивный бар [regressive barrier], характеризуется четко выраженным падением слоев отложений в сторону моря параллельно поверхности профиля пляжа и подводного склона, залегающих без резких контактов на мелководноморских осадках (Kraft, John, 1979), с общим уменьшением крупности отложений в сторону моря (Thom, 1984). К этому же типу отложений, по всей вероятности, следует отнести и регрессивную толщу юрского возраста, образовавшуюся в условиях погружения (Rautman, 1978), в которой отмечается переход (снизу вверх) от осадков нижней части подводного берегового склона (интенсивно биотурбированных тонкозернистых песков, алевритов, илов) к отложениям средней (в основном сильно биотурбированным пескам), верхней (косослоистым пескам) его частей, а затем к пляжу (с доминированием пологонаклонных слоев).

Вопросы, связанные с эволюцией берегов на фоне повышения уровня океанов и морей, приобретают особую актуальность в настоящее время в связи с дискуссией по проблеме так называемого парникового эффекта (Greenhouse effect..., 1984) — прогнозируемого Национальной Академией Наук США очень существенного возрастания (в 2—3 раза) к 2100 г. концентрации в атмосфере CO_2 и некоторых других газов из-за сжигания в промышленности разнообразных видов топлива; это должно повлечь за собой общее потепление климата от 1,5 до 4,5°, а соответственно таяние ледников и повышение уровня Мирового океана примерно на 3,5 м, что может привести к затоплению обширных густонаселенных территорий. Не исключено, что отмечающийся в настоящее время глобальный процесс отступления береговой линии аккумулятивных образований (Bird, 1985; Шуйский, 1987) наряду с антропогенным влиянием объясняется и явлением парникового эффекта.

Актуальность вопросов, рассмотренных в данном разделе, несомненна и ввиду начавшегося в 1978 г. периода подъема уровня Каспийского моря, сменившего этап его снижения, что также обусловило значительный размыв берега (Леонтьев и др., 1987).

Динамика среды рельефо- и осадкообразования в условиях относительного поднятия побережья

В отличие от условий относительного погружения условия его относительного поднятия создают обстановку общего осушения дна, наступания суши на море, что в целом должно способствовать затуханию процессов размыва и, наоборот, усилению процессов аккумуляции осадочного материала.

Так же как и при погружении, характер процессов рельефообразования и осадконакопления, степень изменения динамических условий в прибрежной области в первую очередь зависят от скорости изменения уровня бассейна (только в данном случае его снижения) и количества поступающего рыхлого материала (Долотов, 1961, 1977; Dolotov, 1982a, 1986a). Зарубежными специалистами признается (Curray, 1964), что максимальная скорость выдвигания береговой линии отмечается в тех случаях, когда быстрое понижение уровня сочетается с высоким темпом накопления осадков. Со скоростью относительного поднятия побережья некоторые ученые связывают интенсивность гранулометрической и минералогической дифференциации. Так, некоторые из них (Шербаков и др., 1972) считают, что для районов, отличающихся высокой скоростью поднятия, характерна большая общая крупность прибрежных отложений по сравнению с участками, характеризующимися меньшей скоростью этого процесса. Этими же авторами приводятся данные о том, что содержание тяжелых минералов в осадках на аккумулятивных участках берега с незначительной скоростью относительного поднятия на порядок выше, чем на участках с высоким темпом поднятия, и это справедливо связывается с недостатком времени для достаточно полного проявления процесса дифференциации отложений по удельному весу.

В ходе относительного поднятия побережья в результате появления в сфере действия волн и течений все новых участков дна обычно происходят качественные изменения режима питания аккумулятивных участков; относительное значение разных источников питания при этом меняется, вплоть до того, что преобладающий источник может смениться другим, а поступление материала от третьего почти полностью прекращается; доля продуктов абразии по мере затухания абразионного процесса уменьшается (Долотов, 1958). Результаты проявления действия волн в условиях поднятия, так же как и в стабильных (Зенкович, 1956a), определяются различным сочетанием эффектов проявления важнейших местных факторов: баланса рыхлого материала, уклона подводного склона и плановых очертаний берега (Долотов, 1961). К этим факторам в рассматриваемых условиях прибавляется еще один — темп относительного поднятия побережья (Долотов, 1958, 1961). Попадание в ходе поднятия в сферу волнового воздействия участков с разными уклонами и запасами рыхлого материала, различным составом коренных пород обуславливает неоднократные изменения условий питания аккумулятивных форм; преобладание подачи материала со дна может смениться преимущественным развитием аккумулятивных образований за счет вдольберегового перемещения осадков и, наоборот, в ряде случаев берег из аккумулятивного может превратиться в абразионный или, напротив, процесс абразии может смениться аккумуляцией (Долотов, 1959).

Дж. Кэрреем (Curray, 1964) рассматриваются различные возможные пути формирования толщи прибрежных отложений на фоне относительного поднятия берега в зависимости от соотношения темпа этого процесса и скорости поступления рыхлого материала. Так, по его мнению, за исключением условий медленного поднятия большей частью образуются маломощные толщи осадков, подверженные последующему значительному размыву, причем чем быстрее поднятие и меньше скорость

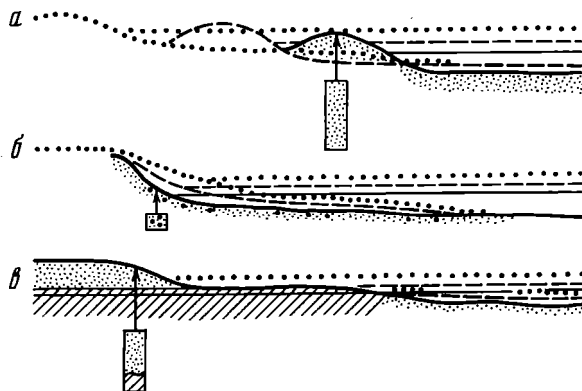


Рис. 28. Основные типы рельефообразования и осадконакопления на отмелем побережье в условиях его относительного поднятия

а — при непрерывном накоплении осадочного материала; *б* — размыв внешнего края аккумулятивного образования; *в* — консервация аккумулятивных форм. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 15 и 26

поступления и отложения рыхлого материала, тем больше вероятность итогового размыва (это все случаи регрессии с размывом [erosional regression]). Дж. Кэрреем выделяются также, во-первых, тип сложной регрессии с размывом и накоплением осадков [mixed erosional and depositional regression] (в случае преобладания процесса аккумуляции над процессом размыва или значительного превышения скорости поднятия над скоростью седиментации), во-вторых, тип регрессии с прерывистым осадконакоплением [discontinuous depositional regression] (при большой скорости седиментации и незначительном темпе поднятия, что, по его мнению, приводит к формированию толщи с незначительной мощностью, которая при длительном поднятии может быть полностью размыва) и, в-третьих, тип регрессии с накоплением осадков [depositional regression] (правда, этот тип фактически не относится к рассматриваемым условиям поднятия побережья, поскольку Дж. Кэррей имеет в виду классическую регрессивную толщу, образующуюся при относительно постоянном уровне моря).

Среди зарубежных публикаций следует отметить и работу Д. Буша (1977), в которой трактуется о различных случаях возможного развития побережья при медленном его поднятии в зависимости от особенностей поступления осадочного материала (ограниченного, умеренного и обильного).

Наблюдения автора на побережьях Баренцева, Каспийского и Японского морей показывают, что все многообразие процессов рельефообразования и осадконакопления в условиях относительного поднятия берега можно свести к двум их основным типам. При обилии осадочного материала на дне (рис. 28, *а*), достаточном его поступлении со смежных участков берега или с суши (положительном его балансе в течение длительного отрезка времени) имеет место непрерывная аккумуляция

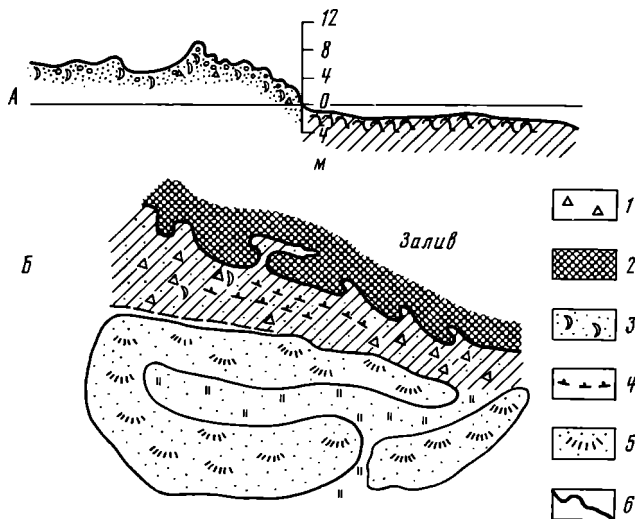


Рис. 29. Схемы строения отмелых участков побережья в условиях его относительно поднятия (Каспийское море) при недостаточных запасах рыхлого материала
А — профиль участка, испытывавшего размыв; *Б* — консервация надводной аккумулятивной террасы

1 — щебень; *2* — бенч ниже уровня моря; *3* — поднятый бенч, с маломощным осадочным чехлом; *4* — небольшие уступы размыва; *5* — перевеянный песчаный массив тела аккумулятивной террасы; *6* — современная береговая линия. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 15, 16 и 21

рыхлого материала; при неравномерной подаче осадочного материала со дна или с соседних участков побережья (колебания баланса материала от положительного к отрицательному) отмечается прерывистое осадконакопление (рис. 28, б, 29, а), и временами при возникновении дефицита материала толща ранее накопленных осадков испытывает размыв (Долотов, 1961, 1977; Dolotov, 1982a). Существует, правда, еще и третий путь эволюции, возможно, не так часто встречающийся (из-за необходимости наличия ряда специфических условий), но неоднократно наблюдавшийся нами — это консервация аккумулятивных образований (см. рис. 28, в, 29, б) с полным прекращением воздействия гидродинамических факторов на их внешнем крае (Долотов, 1958, 1959, 1961; Долотов и др., 1964).

Существенным проявлением понижения уровня моря (тектонического поднятия) на отмелом берегу, где питание аккумулятивных участков происходит главным образом путем подачи материала со дна, является то, что этот процесс, нарушая прежние условия взаимодействия суши и моря, вызывает, как и на погружающемся берегу, интенсивную перестройку профиля подводного берегового склона (Леонтьев, 1949; Долотов, 1958), а тем самым ошутимо отражается на процессах перемещения осадочного материала по дну. Перестройка сочетается с осушением мелководной прибрежной полосы дна, так что при достаточном количестве

рыхлого материала характерно особенно интенсивное выдвигание берега в сторону моря; общая площадь нарастающей суши определяется количеством материала, поступившего со дна к урезу, а также принесенного с соседних участков побережья, и от площади осушающегося дна, причем все это в значительной степени зависит от скорости относительного поднятия берега (Долотов и др., 1964).

Следствием активной перестройки профиля являлись четкие признаки размыва средней части подводного берегового склона на Каспийском море, которые впервые были обнаружены О. К. Леонтьевым (1949). Об этом, в частности, свидетельствовало: во-первых, характерное возрастание содержания более крупных фракций отложений (Леонтьев, 1954, 1965; Леонтьев и др., 1977), во-вторых, преобладание осадков алевритовой размерности вместо илистых и высокая общая сортированность отложений на глубинах от 2 до 5 м в Северном Каспии (Кленова и др., 1955), в-третьих, отмечавшееся увеличение процентного содержания тяжелых минералов на некоторых профилях у западного побережья Каспия на глубинах 7—10 м (Невесский, 1954), в-четвертых, многочисленные выходы на дне коренных пород как следствие размыва плаща рыхлого материала (Леонтьев, 1949, 1961б; Никифоров, 1959; Леонтьев и др., 1960). Усиленная подача материала из зоны размыва к берегу обычно обуславливает наличие широкой зоны аккумуляции в верхней части подводного берегового склона с положительными формами рельефа. В процессе относительного поднятия побережья они могут превращаться в надводные (Леонтьев, 1954). Необходимо подчеркнуть, что процесс перестройки начинается не одновременно с относительным поднятием берега, а несколько отстает от последнего (Леонтьев, 1951; Леонтьев, Халилов, 1965). Так, Б. И. Кошечкин и Б. Н. Можаяев (1956) отмечают, что в течение 5 лет, с 1932 по 1937 гг., несмотря на интенсивное падение уровня, контуры о-ва Кулалы в Северном Каспии почти не изменились, а быстрое наращивание суши началось только после 1937 г.

Судя по данным наблюдений в северной части акватории Каспийского моря, предоставленных автору И. А. Хрипуновым, на фоне быстрого снижения уровня бассейна для участков дна, располагающихся в нижней зоне аккумуляции, куда из зоны размыва поступает тонкозернистый материал, характерно уменьшение среднего медианного диаметра и ухудшение сортированности донных осадков. В то же время участки дна, относящиеся к верхней зоне аккумуляции, характеризуются уменьшением крупности материала, но отличаются его хорошей сортированностью вследствие значительно большей динамичности среды осадконакопления. На участках, попавших в самую верхнюю часть подводного берегового склона (зону сгонно-нагонных явлений), отмечается общее укрупнение отложений и ухудшение их сортированности. Произошли существенные изменения в распределении ареалов распространения различных типов донных осадков, что нашло отражение, прежде всего, в сокращении площадей, занятых илистыми отложениями, и четкой тенденции к общему увеличению крупности осадочного материала (расширению ареалов распространения песчаных и ракушечных донных отложений). В донных прибрежных осадках всех типов в связи с общим возрастанием динамичности среды седиментации из-за уменьшения глубин отмечалось увеличе-

ние процентного содержания доминирующей фракции крупного алеврита, в наибольшей степени реагировавшей на изменение динамической обстановки, обусловленное перестройкой профиля, а также улучшение сортированности отложений. В процессе снижения уровня моря под действием гидродинамических факторов донные отложения вовлекались в перемещение в непрерывно меняющихся условиях — смещения по профилю зон интенсивного воздействия на дно течений, волновых придонных движений, сгонов и нагонов. Конкретный же характер изменений состава донных отложений на том или ином участке профиля зависел от того, в какой зоне подводного склона он находился в тот или иной момент.

Характер перестройки профиля подводного берегового склона, зависящий от расходования волновой энергии и распределения придонных волновых скоростей в прибрежной области, определяется величиной уклона дна; это обстоятельство наряду с разным проявлением эффекта осушения прибрежной полосы дна в зависимости от его уклона обуславливает различный механизм, а также темпы аккумуляции и нарастания отлогого берега в условиях его относительного поднятия (Долотов, 1958).

При довольно крутых уклонах дна (рис. 30,А), на участках берега с современными надводными аккумулятивными террасами, шириной в несколько десятков метров, в результате перестройки и подачи материала в сторону суши прослеживается аккумуляция его выше уреза, а также на дне в непосредственной близости от него. Механизм нарастания суши тот же, что и в условиях стабильного побережья, но темпы этого процесса при поднятии выше, чем в других условиях, что, кроме активизации переработки профиля, связано также с некоторым (правда, небольшим из-за крутых уклонов) осушением прибрежной части дна.

При меньших уклонах (берег с подводными валами — см. рис. 30,Б, В и Г) наращивание берега осуществляется главным образом за счет выхода из-под уровня моря и причленения к суше прибрежного вала. Характер процесса нарастания суши в этом случае такой же, как на стабильных и погружающихся побережьях. Однако основной фактор, обуславливающий возможность выхода на поверхность и закрепления на суше прибрежного вала — снижение уровня бассейна, на поднимающихся побережьях проявляется особенно ярко. В этих условиях активизация подачи осадочного материала в сторону уреза и осушение прибрежной полосы дна определяют очень высокие скорости выдвижения суши (по наблюдениям на Каспийском море, до 25 м в год и более). По мере уменьшения уклона осушение приобретает все большее значение. На рис. 30 это прослеживается по увеличению левой части надводной террасы (до точки М) с переходом от профилей берега с надводной террасой (профиль А) к профилям рассматриваемого типа (с подводными валами). Среди последних при переходе от профилей с большими к профилям с меньшими уклонами (профили Б и В) также отмечается расширение левой части надводной террасы.

При сравнении профилей берега предыдущего типа, с надводной террасой (профиль А), и профилей рассматриваемого типа (профили Б и В) обнаруживается, что по мере уменьшения уклона относительная роль волновой перестройки подводного склона вначале увеличивается

(отрезок MM_1 , расширяется). С дальнейшим же растягиванием подводного склона, как отмечалось в предыдущей главе, связано появление плоских участков, осушающихся при сгонах (профиль Γ). Эта зона не обеспечивается достаточным количеством осадочного материала, поскольку воздействие гидродинамических факторов здесь носит лишь эпизодический характер. В связи с этим в процессах нарастания суши относительная роль продуктов перестройки профиля подводного берегового склона уменьшается (сокращение отрезка MM_1 на профиле Γ по сравнению с профилем B). Материал, выносимый из зоны размыва, целиком распределяется лишь в более удаленной от берега части прибрежной зоны аккумуляции, где волнение еще обладает достаточной силой. Ширина зоны валов и общее их число на таких профилях (профиль Γ) по сравнению с профилями, обладающими большими уклонами (профили B и V), уменьшается. Темп нарастания берега с подводными валами, зависящий от величины осушения и результатов перестройки профиля, вначале увеличивается. Это связано с тем, что, несмотря на уменьшение подачи продуктов перестройки к берегу, возрастание площади осушающегося дна (по мере уменьшения величины уклона профиля) сначала еще сильнее отражается на процессе выдвигания береговой линии. По мере же дальнейшего уменьшения уклона сокращение площади суши, нарастающей за счет продуктов волновой перестройки профиля, происходит очень быстро. Одновременное увеличение площади осушающегося дна может не компенсировать это сокращение. В результате темп нарастания суши может начать снижаться.

На профилях с еще меньшими уклонами (с песчаными волнами) осушение сказывается еще в большей степени, чем на профилях с подводными валами, о чем свидетельствует ширина левой части надводной террасы на профиле D . По мере уменьшения величины уклона поверхности подводного берегового склона все большая часть прибрежной полосы дна попадает в сферу действия лишь сгонно-нагонных явлений с ярко выраженной зоной осушки. Процесс нарастания суши в этих условиях представляет собой простое осушение территории бывшего морского дна. Скорость нарастания берега с песчаными волнами вначале (на профилях с уклонами, наиболее близкими к уклонам профилей с подводными валами) может снизиться. Дело в том, что с уменьшением величины уклона дна продолжается дальнейшее сокращение подачи продуктов перестройки профиля. На схеме это отчетливо прослеживается по сокращению (с переходом от профиля Γ к профилю D) полосы между истинным положением штилевого уреза после снижения уровня моря (точка M_1) и тем положением, которое он бы занимал в случае, если бы имело место лишь простое осушение дна без нарастания берега за счет продуктов перестройки профиля (точка M). В связи с общим расширением прибрежной области и все более полным расходом энергии волновой энергии еще в удалении от берега продукты перестройки профиля совершенно не поступают в широкую полосу дна (самую верхнюю часть подводного склона). Все это приводит к тому, что, несмотря на увеличение площади осушающегося дна, темп нарастания суши может уменьшиться.

В целом на берегах рассматриваемого типа механизм нарастания

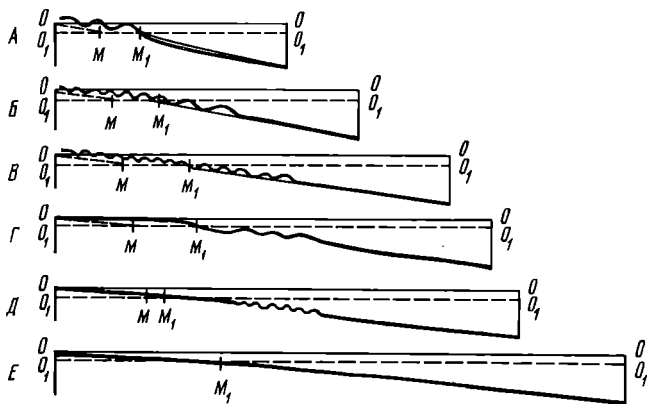


Рис. 30. Схема механизма накопления осадков и нарастания суши на отмелем побережье в условиях его относительного поднятия (за счет продуктов перестройки профиля и осушения дна)

А — профиль берега с надводной террасой; *Б, В, Г* — профили берега с подводными валами; *Д* — профиль берега с песчаными волнами; *Е* — профиль берега с плоским дном; *ОО* — первоначальное положение уровня моря; *О₁О₁* — то же, после его снижения. Остальные обозначения и пояснения даны в тексте

суши (осушение значительных площадей дна) специфичен лишь для условий относительного поднятия побережья.

На участках берега, отличающихся чрезвычайной отмелостью дна (берег с плоским дном), процесс нарастания суши заключается исключительно в простом осушении дна. На рис. 30 (профиль *Е*) показано, что полоса, которая могла бы нарасти за счет продуктов перестройки профиля, в настоящее время отсутствует. Темпы же выдвигания берега чрезвычайно велики — намного выше, чем на участках берега всех предыдущих типов.

При развитии в условиях относительного поднятия побережья береговых баров вследствие активной подачи рыхлого материала в сторону берега (при достаточном его количестве) должно происходить наращивание бара с морской стороны на подводной его стадии. Подобные условия способствуют также последующему выходу бара из-под уровня моря и присоединению к суши после осушения дна бывшей лагуны. Перебрасывание материала через бар и возможное его перемещение к берегу, по всей вероятности, наблюдаются лишь в первое время, только при узости бара и почти исключительно на подводной стадии его развития. На то, что подобные условия неблагоприятны для смещения баров, обращал внимание и В. П. Зенкович (1957).

Выход крупных подводных валов (баров) из-под уровня Каспийского моря в периоды его снижения подтверждается, например, появлением двух небольших вытянутых островков с восточной стороны о-ва Чечень (на северо-западном побережье Каспия) за отрезок времени с 1939 по 1941 гг. (Леонтьев, 1957б). Возможно, что с этим процессом связано

и осушение в 1922 г. (после начавшегося в 1917 г. падения уровня) тех участков дна, которые стали островами в 1929 г. (Пичугин и Лопатин). После 1929 г. выход баров из-под уровня моря и последующее осушение дна лагуны имели место на западном и, очевидно, северном берегах о-ва Чечень, а также в других районах. В результате снижения уровня моря в период 1847—1853 гг. на Аграханском полуострове благодаря осушению дна лагуны (Кадушкина ерика) произошло присоединение к суше участка, который в 1847 г. был островом Печки (Леонтьев, 1951).

После выхода баров из-под уровня моря в условиях продолжающегося относительного поднятия берега благодаря активной перестройке профиля наблюдается дальнейшее нарастание этих аккумулятивных образований с морской стороны. Значительное расширение их окончательно исключает возможность смещения к берегу. Присоединение же баров к суше, как отмечалось выше, произойдет лишь в результате простого осушения лагуны. Так, в начале 50-х годов при снижении уровня Каспия эволюционировали участки с двумя барами восточнее островов Чечень, Яичный, Базар и Пичужонок (Леонтьев, 1957б).

Поскольку участки с баром и лагуной характеризуются малыми уклонами дна, то темпы накопления осадков и нарастания суши на них значительны. Формирование бара в ходе относительного поднятия побережья обуславливает изоляцию акватории лагуны от воздействия волн открытого моря. Процесс нарастания берега представляет собой простое осушение дна лагуны с последующим включением тела бара, который, как правило, устойчиво нарастает с морской стороны.

На побережье Японского моря (в Южном Приморье) на отмытых непрерывно нарастающих участках часто отмечается значительная мощность плаща осадочного материала на дне (уменьшающаяся в сторону открытого моря) в связи с подачей материала в сторону уреза в ходе процесса перестройки профиля (Медведев и др., 1961).

По данным наблюдений автора, в недавнем прошлом в ходе относительного поднятия о-ва Науру в Тихом океане при наличии малых уклонов и достаточных запасах рыхлого материала на подводном береговом склоне на большей части протяжения береговой линии острова за счет поступления материала со дна формировалась широкая надводная аккумулятивная терраса.

Темп относительного поднятия побережья, обуславливая то или иное удаление профиля от его первоначального положения, во-первых, влияет на активность перестройки профиля дна, а следовательно, и на интенсивность подачи рыхлого материала к берегу. Во-вторых, он отражается на степени осушения дна. В-третьих, обуславливая быстроту изменений на смежных питающих участках, темп поднятия отмытого берега определяет характер и интенсивность поступления материала со стороны. При более высоком темпе поднятия увеличивается относительная роль простого осушения дна, а при более медленном — значение аккумуляции продуктов волновой перестройки профиля (в последнем случае перестройка осуществляется полнее).

В условиях высокого темпа тектонического поднятия побережья Белого моря, по мнению Ф. А. Шербакова (1983), создавался сравни-

тельно узкий пляж, а надводные аккумулятивные террасы являются цокольными с маломощными пляжевыми слабо сортированными отложениями. Формирование маломощных покровных древних песчаников в подобных условиях отмечается и зарубежными специалистами (Буш, 1977).

На эстонском медленно поднимающемся побережье Балтийского моря в условиях мелководности прибрежной полосы дна большое распространение получили береговые аккумулятивные образования (часто значительных размеров), связанные с поперечной подачей обломочного материала со дна в сторону берега (сложенные в основном малоокатанным материалом размерности гальки), развивавшиеся в обстановке устойчивого достаточно продолжительного донного питания (Орвику (мл.), 1965). Для многих районов побережья Эстонии в условиях поднятия абразия поверхности подводного берегового склона становится важнейшим источником осадочного материала (Лутт, 1985).

Развитие отмелого берега в условиях непрерывной аккумуляции осадочного материала и длительного нарастания суши ранее, начиная с Д. Джонсона (Johnson, 1919), считалось единственно возможным путем эволюции для берегов, испытывающих относительное поднятие. За рубежом такое мнение существует и сейчас (Steers, 1948; Cotton, 1952; King, 1959). Однако наблюдения автора и других отечественных исследователей на побережьях Баренцева, Каспийского и Японского морей (Ионин, Долотов, 1958; Долотов, 1958, 1959; Долотов и др., 1964), а также на берегах Балтийского моря (Орвику (мл.), 1965, 1966) показали, что в ходе эволюции некоторые участки, для которых была характерна устойчивая аккумуляция осадков, могут начать испытывать дефицит рыхлого материала и размыв — положительный баланс осадочного материала сменяется отрицательным. Причиной дефицита рыхлого материала может быть истощение его запасов на дне. Часто это происходит, когда в ходе перестройки профиля большая часть материала недостаточно мощного рыхлого плаща была выброшена на берег. При абразии обнажившихся на дне коренных пород обломочных продуктов образуется меньше, чем необходимо для продолжения аккумуляции. В прибрежную область в ходе поднятия могут быть введены и участки, покрытые илом. Другой причиной дефицита материала может быть сокращение по мере осушения площади донного питающего участка. Дефицит материала может быть обусловлен также уменьшением (вплоть до полного прекращения) подачи рыхлого материала со стороны. Развитие в условиях дефицита осадочного материала было характерно для ряда участков восточного берега Каспия, а также побережья Японского моря (Медведев и др., 1961). Истощение запасов рыхлого материала на дне и размыв аккумулятивных образований отмечались на целом ряде участков побережья Каспийского моря и другими исследователями (Никифоров, 1959; 1960; Леонтьев, 1961в, 1965; Леонтьев и др., 1977).

Продолжительному размыву, вероятно, благоприятствует сочетание относительно крутых уклонов дна и сильного волнения (на открытых или недостаточно защищенных от волнения участках) с невысоким темпом относительного поднятия побережья.

При медленном поднятии в условиях ограниченного поступления осадочного материала образуются вытянутые линзовидные песчаные тела незначительной ширины (Буш, 1977).

В ряде случаев (в условиях недостаточного количества рыхлого материала) размыв может смениться консервацией аккумулятивных образований (Долотов, 1958, 1959; Долотов и др., 1964), при полном прекращении воздействия волн на дно и берег у линии бывшего уреза. Это наблюдается, когда подводный склон не успевает перерабатываться волнами. В результате происходит быстрое осушение больших площадей дна, сложенного коренными породами. По-видимому, процесс консервации аккумулятивных форм особенно характерен для условий быстрого относительного поднятия берега, а именно, когда перед фронтом аккумулятивного образования в сфере волнового воздействия появляются очень пологие участки дна. Так, хорошая возможность для консервации вышедших на поверхность подводных валов по всей вероятности, существует и в условиях быстрого снижения уровня Аральского моря благодаря осушению широкой полосы коренных пород (Вейнбергсы, 1982).

Процессу консервации аккумулятивных образований весьма благоприятствует положение участков в достаточно защищенных от волнения местах (затишных мелководных зонах заливов). К ним и приурочено большинство аккумулятивных форм, которые оказались законсервированными на многих участках восточного побережья Каспия (в районе мыса Мелового и в вершине залива Александр-бай).

При очень малых уклонах дна или некотором сочетании других местных условий даже при невысокой скорости относительного поднятия может также иметь место консервация аккумулятивных форм. Таковы, видимо, цокольные формы некоторых участков Сахалина, как бы насаженные на широкие, частично вышедшие из-под уровня моря абразионные террасы (Владимиров, Медведев, 1959). Валунная отмостка в условиях ослабленного волнового воздействия и поднятые плоские бенчи обуславливают очень характерную консервацию береговых аккумулятивных форм на отмелях участках медленно поднимающегося эстонского побережья (Орвику (мл.), 1966).

По наблюдениям автора, в ходе поднятия в сферу воздействия волн может попасть новый участок с достаточными запасами рыхлого материала или очень легко размываемый волнами пласт коренных пород. В результате размыв или консервация берега вновь могут смениться аккумуляцией осадочного материала. Возобновление прерванного процесса нарастания суши может произойти также при усилении подачи материала со смежных участков побережья.

О попадании в ходе поднятия в зону активного воздействия гидродинамических факторов новых участков, отличающихся различными уклонами, а также неодинаковым составом коренных пород и обуславливающих разную интенсивность подачи обломочного материала со дна к берегу, вплоть до смены преобладания процессов донного или вдольберегового перемещения рыхлого материала, свидетельствуют и результаты наблюдений на эстонском побережье (Орвику (мл.), 1965).

На приглубых участках берега, так же как и на отмелях, в зависимости от характера баланса рыхлого материала на питающих участках,

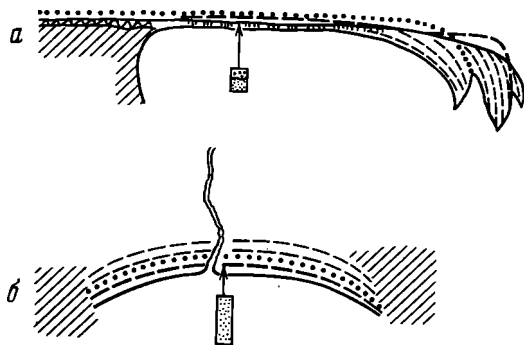


Рис. 31. Процессы рельефообразования и осадконакопления на приглубом побережье в условиях его относительного поднятия

а — при абразивном питании аккумулятивных форм; б — то же, при аллювиальном питании. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 15, 16 и 26

а следовательно, и вдоль контура аккумулятивных форм возможны два качественно различные пути развития. Первый — длительная устойчивая аккумуляция осадочного материала, которая может иметь место по всему внешнему краю береговых аккумулятивных форм или только на их дистальном конце (с транзитом на большей части их внешнего края). Второй путь — эволюция в условиях дефицита обломочного материала, который вызывает размыв на значительном протяжении контура аккумулятивных образований. Для аккумулятивных форм первой группы характерно непрерывное увеличение их общего объема и площади (развитие при положительном балансе наносов). У форм же второй группы в отдельные отрезки времени нарастание сменяется сокращением их площади и объема аккумулятивной толщи (когда баланс становится отрицательным).

Длительное нарастание аккумулятивной суши (при положительном балансе осадочного материала) часто характерно для форм, созданных преимущественно за счет материала аллювиального происхождения (рис. 31,а) при непрерывном его поступлении в достаточно большом количестве. Примерами таких аккумулятивных образований, площадь которых неуклонно возрастает, могут служить некоторые формы (рис. 32) побережья Баренцева и Японского морей (Ионин, Долотов, 1958; Долотов, 1959, 1961; Медведев и др., 1961). Подобное развитие имеет место, если относительное поднятие берега определяется в основном тектоническими причинами, когда в связи с понижением базиса эрозии увеличивается твердый сток рек; однако этого не происходит, если относительное поднятие побережья определяется главным образом эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, поскольку в засушливые регрессивные эпохи сток рек невелик (Долотов и др., 1964).

Аккумулятивные формы приглубых участков, относящиеся ко второй группе, в отличие от форм первой группы развиваются в условиях неравномерного поступления обломочного материала абразивного происхождения (рис. 31, б) и испытывают неоднократную перестройку

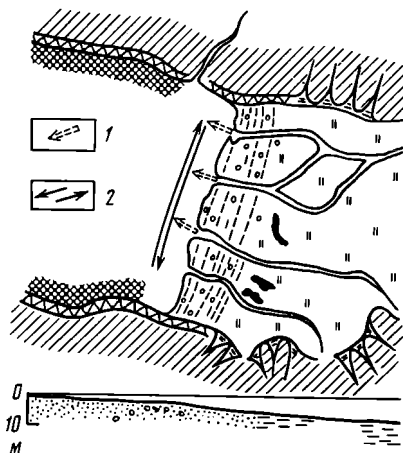


Рис. 32. Строение аккумулятивной формы, развивающейся в условиях относительного поднятия приглубого берега при аллювиальном питании

1 — поступление аллювиального материала; 2 — миграции рыхлого материала.

Остальные обозначения — см. рис. 4, 5, 15, 16 и 21

контура, сопровождающуюся размывом (Ионин, Каплин, 1956; Ионин, Долотов, 1958; Долотов, 1959, 1961).

На первоначальных этапах эволюции берега активная абразия клифов, как правило, обуславливает обилие поступления рыхлого материала к внешнему краю образующихся в это время многочисленных и разнообразных аккумулятивных форм. Так возникли современные аккумулятивные образования на побережьях Баренцева, Японского, Каспийского и других морей.

Отступление берегового обрыва вскоре должно привести к началу интенсивной перестройки созданных форм с общим отодвиганием их контура в сторону суши; последнее сопровождается увеличением общей площади этих образований, поскольку происходит непрерывное и обильное поступление продуктов абразии (Долотов и др., 1964).

В ходе дальнейшей эволюции в результате выработки подводных абразионных террас наблюдается замедление абразии и отмирание клифов. Основания береговых обрывов, как правило, оказываются изолированными от воздействия волн пляжем или вышедшими из-под уровня моря верхними участками абразионной террасы, образующими поднятый бенч (Ионин, Долотов, 1958; Ионин и др., 1960, 1961а, б; Медведев и др., 1961; Долотов и др., 1964). Скорость отмирания клифов зависит, с одной стороны, от устойчивости пород по отношению к процессам абразии и денудации, крутизны профиля дна, запасов рыхлого материала, энергии волн, а с другой — от скорости относительного поднятия берега; от соотношения же скоростей размыва пород и поднятия побережья зависят направление (к суше или в сторону моря) и величина смещения береговых обрывов на различных этапах эволюции (Долотов и др., 1964).

В условиях медленного поднятия волнение в общем случае в течение довольно длительного времени углубляет дно настолько, что абразия клифов продолжается, правда во все замедляющемся темпе. При этом долгое время скорость размыва дна остается выше скорости поднятия (Ионин, Каплин 1956). Так, по наблюдениям на довольно многочисленных участках побережья Баренцева моря береговые обрывы имеют внешние признаки активной абразии (Ионин, Долотов, 1958; Долотов, 1959). Однако в настоящее время они абрадируются очень слабо, о чем свидетельствует незначительное количество обломочного материала у их подножия. Подобная картина характерна и для некоторых участков побережья Японского моря (Медведев и др., 1961). В целом в условиях медленного поднятия берега отмирание клифов происходит постепенно, хотя в отдельных случаях, по наблюдениям автора, на Баренцевом и Японском морях, а также других исследователей — на Сахалине (Владимиров, Медведев, 1959), Беринговом море (Буданов, Ионин, 1956) и Командорских островах (Ионин, 1961) отмечалось почти полное отмирание клифов.

В условиях быстрого поднятия при любых сочетаниях величины уклона дна и состава горных пород период активной абразии очень короток. Волнение большей частью не в состоянии углубить дно настолько, чтобы обеспечить продолжение абразии берегового обрыва. Превышение скорости поднятия над скоростью размыва — основное условие выхода верхней части абразионной террасы и начала неуклонного смещения уреза в сторону моря — достигается гораздо быстрее (Ионин, Каплин, 1956).

По наблюдениям на Каспийском море, после периода снижения уровня даже на открытых мысах клиф, как правило, был отделен от уреза широкой надводной абразионно-аккумулятивной террасой или участками поднятого бенча (Долотов, 1959 и др.). Вследствие полной изоляции от воздействия волн такой береговой обрыв окончательно перестает быть источником питания аккумулятивных форм.

Начало процесса отмирания питающих береговых уступов приводит к прогрессирующему уменьшению мощности потоков рыхлого материала и увеличению дефицита материала, поступающего на аккумулятивные образования.

Характер перестройки внешнего края аккумулятивных форм при этом меняется (Долотов и др., 1964). Для всех обследованных нами аккумулятивных образований побережья Баренцева моря, созданных при вдольбереговом перемещении продуктов абразии береговых обрывов, в настоящее время характерно лишь незначительное нарастание на ограниченных участках. Последнее происходит теперь главным образом за счет повсеместно наблюдающейся внутренней перестройки самих форм, которая сопровождается размывом их внешнего края на значительном протяжении и перераспределением материала, слагающего формы (Ионин, Долотов, 1958). При этом общий объем и площадь аккумулятивных образований непрерывно уменьшаются (Долотов, 1961; Долотов и др., 1964). Последнее объясняется значительной потерей материала на истирание в ходе его перемещения волнами, поскольку все обследованные нами формы сложены преимущественно галечниковым материалом. Раз-

мыв аккумулятивных образований, смежных с отмирающими или отмершими абразионными обрывами, наблюдался автором также на побережье Японского моря (Медведев и др., 1961; Болдырев, Дологов, 1961), а с другими исследователями — на побережье Сахалина (Владимиров, Медведев, 1959; Медведев, 1961а,б), на некоторых участках побережья Берингова моря (Ионин, 1958, 1959) и Командорских островах (Ионин, 1961).

Аккумулятивные формы приглубых участков восточного побережья Каспийского моря, развивающиеся при полном отсутствии речного стока, по нашим наблюдениям в конце 50-х годов, испытывали острый дефицит материала. Дальнейшее нарастание отдельных их участков тоже в условиях непрерывного сокращения общей площади происходило в основном только за счет перераспределения рыхлого материала вдоль внешнего контура самих форм.

В ходе дальнейшей эволюции абразионных участков, согласно схеме А. С. Ионина и П. А. Каплина (1956), математически обоснованной Б. А. Поповым (1957), даже при равномерном поднятии берега, имеющего профиль, отличающийся на всем своем протяжении сходными уклонами, запасами осадочного материала и близким составом горных пород, возможна активизация абразии на другом, более низком уровне. Это приводит к возобновлению усиленного притока материала на внешний край аккумулятивных форм и к общему нарастанию их площади.

Часто в ходе поднятия приглубокого берега в зону волнового воздействия могут попадать очень разнородные участки. Это, как известно (Марков, 1934; Зенкович, 1949б), обуславливает разный темп абразии берега и дна, а также неоднократные изменения в балансе обломочного материала на сопряженных с аккумулятивными формами абразионных участках.

Таким образом, развитие аккумулятивных образований уже и в этом, идеальном, случае (при равномерном поднятии) сложнее, чем на стабильных берегах. Пульсации в подаче материала бывают выражены особенно ярко при высоком темпе поднятия и соответственно быстрой смене условий в прибрежной области.

Неравномерность поднятия суши при различной устойчивости горных пород и неодинаковых уклонах подводного склона приводит к еще более сложной эволюции питающих абразионных участков, чередованию этапов замедления и активизации абразии (Зенкович, 1949б). Вследствие этого в еще большей степени усиливаются колебания в поступлении обломочного материала на аккумулятивные формы, и часто меняется характер их перестройки.

Направление (в сторону моря или суши), а также величина смещения береговой линии на том или ином этапе эволюции зависят от соотношения скорости абразии коренных пород, слагающих дно и береговые уступы на питающих участках, и скорости поднятия берега. В конечном итоге этим определяется количество обломочного материала, поступающего на аккумулятивные формы.

Процесс перестройки с интенсивным размывом и смещением внешнего края особенно ярко выражен у аккумулятивных форм, образование которых связано с огибанием рыхлым материалом выступа берега (До-

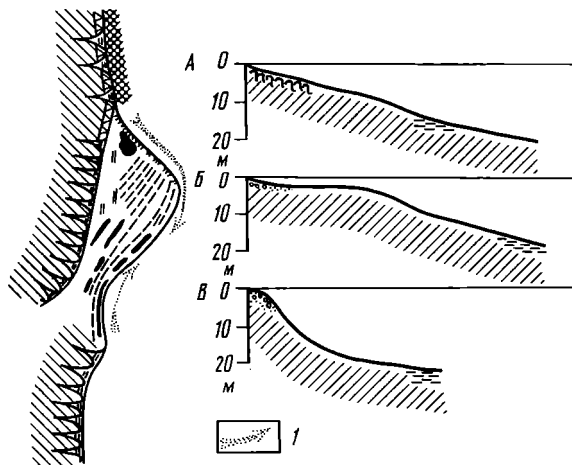


Рис. 33. Схема строения аккумулятивной формы, возникшей при огибании выступа приглубокого берега, развивающейся в условиях относительного поднятия побережья (при абразивном питании)

Профили подводного склона: А — перед подножием отмершего берегового обрыва; Б — у прикорневой части аккумулятивной формы; В — у дистального ее конца; 1 — основное направление перемещения обломочного материала. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 15, 16 и 21

лотов, 1959, 1961; Медведев и др., 1961). По нашим наблюдениям, на побережье Баренцева моря (рис. 33) в настоящее время на большей части протяжения внешнего края, вплоть до дистального конца, обычно четко прослеживается крутая бровка со следами интенсивного размыва. Некоторые аккумулятивные образования на побережье Японского моря также испытывают значительный разыв, связанный с дефицитом рыхлого материала (Медведев и др., 1961). Значительное преобладание волнения с одной стороны у контура таких форм обуславливает создание хорошо выраженного потока обломочного материала, питающего аккумулятивную форму. При возникновении дефицита материала (в связи с процессом отмирания береговых уступов), когда основным источником нарастания формы становятся продукты размыва слагающей ее толщи, перераспределение материала осуществляется главным образом только в одну сторону. В результате значительная, а часто и большая часть протяжения внешнего края формы из транзитного участка превращается в участок размыва, испытывающий значительное смещение в сторону суши. Поток достигает насыщения только у самого дистального конца, где обычно располагается небольшой по протяжению участок с серией молодых береговых валов. Отсутствие притока осадочного материала с противоположной стороны или очень незначительное его поступление и является причиной того, что острый дефицит материала на размываемых участках почти не восполняется. Если в подобных условиях дефицит рыхлого материала ощущается продолжительное время, то может произойти значительное сокращение площади аккумулятивного

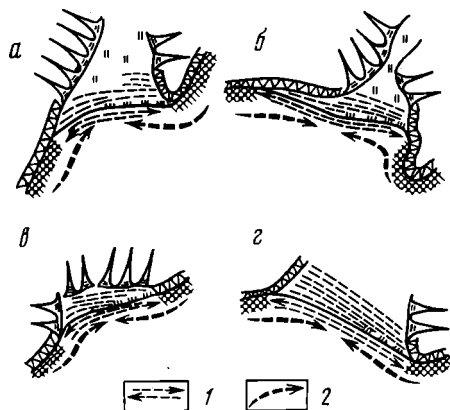


Рис. 34. Схема строения аккумулятивных форм, возникших при заполнении приглубких вогнутых участков берега и развивающихся в условиях его относительного поднятия (при абразивном питании)

а, б, в, г — примеры развития прикмувших аккумулятивных террас с разной степенью размыва их внешнего края; *1* — направление перемещения обломочного материала в прошлом; *2* — то же, в настоящее время. Остальные обозначения — см. рис. 15, 16 и 21

образования, созданного при активной абразии питающих береговых обрывов.

Признаки размыва и перестройки внешнего края формы выражены намного менее ярко у аккумулятивных образований, создание которых в основном связано с заполнением рыхлым материалом входящего угла берега (Долотов, 1959, 1961; Медведев и др., 1961). Эти надводные террасы и пересыпи, располагающиеся в вогнутостях берега, созданы потоками обломочного материала двух противоположных направлений. Таковы некоторые аккумулятивные формы на побережьях Баренцева (рис. 34) и Японского морей.

На первоначальных этапах эволюции в условиях обильного поступления обломочного материала происходит формирование серии валов, параллельных береговой линии. Смещение внешнего края террасы, связанное с отодвиганием клифа, выражено очень слабо, так как эти участки располагаются в вершинах бухт на значительном расстоянии от отступающих береговых обрывов. Также незначительно и последующее смещение внешнего края форм, обусловленное отмиранием клифов и возникновением дефицита материала. Террасовидной полосы размыва на подводном склоне аккумулятивных форм, как правило, нет.

Аккумулятивные образования, испытывающие существенно меньшую перестройку внешнего края, чем формы первого типа (не сопровождающуюся значительным отступанием или выдвиганием берега на тех или иных его отрезках), приурочены к участкам, где сила волн противоположных направлений соизмерима. Благодаря такой структуре равнодействующей волнового режима вдоль внешнего края подобных форм материал перемещается в разные стороны. В условиях поднятия побе-

режья, обуславливающего сокращение подачи обломочного материала с питающих участков, это приводит к тому, что у подобных аккумулятивных образований не наблюдается устойчивого и интенсивного размыва и отступления внешнего края на одних участках, постоянного отложения продуктов размыва и выдвигания берега — на других. Объясняется это тем, что в результате действия волнений противоположных направлений происходит частая смена участков размыва, транзита и аккумуляции материала на внешнем крае форм.

Процесс перемещения этого рыхлого материала из одного конца вогнутого участка берега в другой и обуславливает общее сглаживание влияния дефицита осадочного материала (связанного с отмиранием питающих береговых обрывов), а одновременно и незначительные изменения в положении внешнего края форм. Если сила волнений противоположных румбов на подобных участках примерно одинакова, то общее смещение контура берега происходит сравнительно равномерно, поэтому современная береговая линия и остается параллельной более древним береговым валам. При некотором преобладании силы волн, с одной стороны, отступление берега происходит неравномерно. В этом случае на участках, подверженных воздействию более сильного волнения, наблюдается срезание ранее образовавшихся валов. За счет этого может произойти некоторое выдвигание других участков. Однако вследствие слабого пополнения запасов рыхлого материала как для форм предыдущей группы, так и для рассматриваемой характерны тенденция к смещению их внешнего края в сторону суши и непрерывное сокращение площади и объема.

Высокий темп относительного поднятия побережья (как отмечавшийся на Каспийском море) обуславливает большую роль осушения дна. Последнее в целом «опережает» работу волн по снижению поверхности дна, хотя в отдельных случаях скорость снижения уровня моря и скорость абразии пород бенча имеют соизмеримые величины (Зенкович, 1946б). Береговые обрывы перестают участвовать в питании созданных ранее (при их активной абразии) аккумулятивных форм. С этих участков побережья на аккумулятивные образования могут поступать лишь продукты размыва дна. Все это обуславливает наличие резкого дефицита рыхлого материала вдоль внешнего края. Процесс отмирания береговых обрывов при высоком темпе относительного поднятия берега выражен очень ярко. Происходит быстрая смена участков дна, попадающих в зону воздействия волн. Это обуславливает частые изменения в режиме питания аккумулятивных форм. При небольшой скорости относительного поднятия изменения происходят значительно медленнее. Волнение легче приспособляется к ним, и ход береговых процессов приближается к их ходу на стабильных побережьях.

Вопросы зависимости строения и развития абразионных участков берега в условиях медленного относительного его поднятия от рельефа и состава коренных пород, в том числе и оценки их с точки зрения питания аккумулятивных форм, детально изучены на Эстонском побережье Балтийского моря (Орвику, Орвику (мл.), 1969).

В случае понижения уровня водного бассейна или тектонического поднятия побережья верхние участки подводного склона окончательно

выводятся из-под влияния гидродинамических факторов, и осадочный материал подвергается лишь воздействию субаэральных агентов (Долотов, 1977; Dolotov, 1982a).

Зарубежные специалисты (Thompson, 1937) обращают внимание на возможность сохранности пляжевых отложений в регрессивных толщах. По наблюдениям в Эстонии (Раукас и др., 1965), в условиях достаточно быстрого относительного поднятия побережья и дефицита рыхлого материала обычно формировались осадочные толщи террас незначительной мощности (чаще всего 0,3—1,0 м), а слагающие их береговые валы образовывались не непрерывно, а с перерывами. Ф. А. Шербаков (1983) по наблюдениям на Белом море обнаружил, что осадочная толща, сформированная в условиях медленного тектонического поднятия суши, отличается не пестротой, линзовидностью и ступенчатостью строения, как трансгрессивная толща на побережье Черного моря, а монотонностью.

В целом в условиях относительного поднятия побережья формируются аккумулятивные террасы, а соответственно толщи отложений различных типов (Долотов, 1961).

Длительная аккумуляция и непрерывное нарастание суши обуславливают создание широких аккумулятивных террас, составленных серией береговых валов, параллельных друг другу и современной линии уреза. Это может происходить при значительной и устойчивой подаче рыхлого материала со дна на отмелем берегу или в условиях обилия аллювиальных выносов на приглубых участках.

Развитие побережья в условиях неравномерного поступления обломочного материала приводит к образованию террас меньшей ширины ввиду некоторого сокращения их площади за счет размыва в условиях дефицита осадочного материала. На поверхности террас этой группы, образовавшихся на отмелых участках побережий, наблюдается чередование серий параллельных валов с полосами, отличающимися маломощным плащом рыхлого материала, или с выходами коренных пород. При формировании аккумулятивных террас за счет продуктов абразии береговых обрывов параллельность валов на поверхности террасы, в общем, сохраняется или же одни береговые валы срезаются другими под небольшим углом.

§ 4. ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ И СЕДИМЕНТАЦИИ В УСЛОВИЯХ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРИЛИВОВ И ОТЛИВОВ

Общие особенности проявления приливов и отливов в прибрежной области

Воздействие приливов и отливов обуславливает регулярное, периодическое изменение динамической обстановки в прибрежной области морей и океанов. Районы, подверженные влиянию приливо-отливных колебаний, получили даже особое название «околоприливных» [peritidal areas] (Friedman, Sanders, 1978).

Четкая периодичность, устойчивость, значительная, в общем, ве-

личина и сравнительно большая повторяемость этих колебаний обуславливают постоянство направленности и интенсивности процессов перемещения водных масс и осадочного материала в приливных морях (Медведев, 1978; Ионин и др., 1980а), причем эта интенсивность признается гораздо большей, чем в неприливных условиях (Медведев, 1976).

Прилив — это в сущности очень длинная волна (с суточным или полусуточным периодом); в прибрежной области, на мелководье, эта приливная волна деформируется, что сопровождается увеличением ее высоты (Зенкович, 1962). При этом профиль волны становится асимметричным, что приводит к общему усилению переноса воды в сторону суши (Зенкович, 1962; Vreppner, 1980), к общему усилению приливногo течения и ослаблению отливногo (Зенкович, 1962; Galloway, Hobday, 1983; Komar, 1976а). Приливные течения, даже слабые, могут стать значительными, если их усиливают дрейфовые или волновые (Galloway, Hobday, 1983). В то же время приливо-отливные течения также могут усиливать или же замедлять скорости течений иного происхождения (Leithold, Bourgeois, 1984).

Мощными приливыми течениями периодически охватывается вся толща прибрежных вод (Медведев, 1978). По наблюдениям на атлантическом побережье США, влияние приливов и отливов распространяется на километры от береговой черты (Swift et al., 1981).

По существовавшему мнению некоторых специалистов (Медведев, 1964), не только в бесприливных, но и в приливных морях основным энергетическим фактором, определяющим рельефо- и осадкообразование в прибрежной области, является волнение. Такое мнение следует признать слишком категоричным и вряд ли справедливым для всего многообразия обстановок, связанных с воздействием приливов и отливов.

Вместе с тем не вызывают сомнений существующие другие наиболее общие положения. Так, различны условия деятельности волн в приливных морях по сравнению с бесприливыми (Медведев, 1964) что, например, выражается в расширении (или сужении) зоны воздействия волн при изменении положения береговой линии (Медведев, 1978) и в периодическом смещении зон максимального волнового воздействия (Медведев, 1964). Главная же особенность гидродинамического режима приливных морей — это существующее там единое «волноприливное поле» — мощнейший энергетический фактор прибрежной области (Медведев, 1964, 1976).

В условиях действия приливов и отливов отмечаются более сложная деформация волн и трансформация волновой энергии, изменения во времени относительной высоты волны и удельной волновой энергии в каждой точке профиля (Медведев, 1964).

Относительная роль волнения и приливо-отливных течений при прочих равных условиях зависит от величины прилива: с ее возрастанием увеличиваются скорости течений и их относительное значение (Медведев, 1976, 1978). При этом, как считает В. С. Медведев (1964), важное значение имеет соотношение величин сизигийного (максимального) прилива и высоты средней штормовой волны. По мнению П. Комара (Komar, 1976а), наибольшее проявление приливов и отливов наблюдается в спокойные (в отношении волнения) периоды, тогда как в другие — их влия-

ние замаскировано волновой деятельностью. Имеются данные о том, что нередко волнение усиливает приливное течение (Jago, 1981).

Общая энергия волноприливного поля существенно меняется вдоль профиля в зависимости от относительной роли волнения и приливо-отливных течений; общая тенденция — уменьшение воздействия волн и некоторое увеличение скоростей течений по мере удаления от берега и возрастания глубин (Медведев, 1978). Предпринята попытка (Johnson, 1977) подразделить энергетических обстановок на три категории: наиболее высокой энергии, когда приливные течения усиливаются штормовым волнением; наиболее низкой энергии, когда течения слабы, а волнение значительной силы, и средней энергии, когда приливо-отливные течения развиваются в относительно спокойных погодных условиях.

По существующим представлениям некоторых зарубежных специалистов (Jago, 1981), приливо-отливные течения не способны поднимать взвешенные частицы высоко от дна. Высказывается, правда, и иная точка зрения, о том, что под действием приливо-отливных течений может происходить отрыв от дна материала вплоть до гальки (Суздальский, 1974). Взмучивание тонких илистых частиц осуществляется, судя по всему, преимущественно волнами, а затем они перемещаются в толще воды в направлении и со скоростью приливного течения (Зенкович, 1962). Максимальное содержание ила во взвеси обычно отмечается при действии наиболее сильных течений в сизигийный прилив (Allen, 1982a).

Приливыми течениями, часто обладающими очень большими скоростями, осуществляется значительный перенос влекомого и взвешенного материала (Медведев, 1964; Градзинский и др., 1980), причем считается, что объем этого материала по сравнению с переносом в бесприливных морях намного больше (Johnson, 1978). Во взаимодействии с волнением приливо-отливные течения переносят песчаный материал на десятки и сотни километров от источника, а илистый отливными течениями уносится еще дальше (Медведев, 1976). Особенно велик перенос течениями в условиях сизигийного прилива после прошедшего шторма (Anderton, 1976). В целом признается (Hamilton, 1976), что в относительно спокойные периоды большая часть самых тонких взвешенных частиц (размерности пелита и алевроита) переносится приливо-отливными течениями. В связи со сказанным довольно странно выглядит утверждение об относительно пассивной, или только косвенной роли приливов в переносе осадочного материала (Davis, 1978).

Несмотря на то, что приливные и отливные течения направлены в противоположные стороны, перенос воды и осадков часто осуществляется преимущественно в одном направлении ввиду обычного неравенства по силе и времени действия этих течений, а именно в направлении более сильного (Johnson, 1978; Hamilton, 1976). Подобное же имеет место, если приливное течение сочетается с волнением того же направления (Градзинский и др., 1980). Существует взгляд (Зенкович, 1962), что в прилив на отмель вносится материала больше, чем его может быть вынесено обратно в море в отлив. Судя по всему, его можно рассматривать лишь как самое общее правило, поскольку в природных условиях могут встречаться разные случаи.

Наиболее общий, основной эффект проявления приливов и отливов — это периодическое затопление и осушение прибрежных территорий, отличающихся пологим наклоном поверхности, с формированием так называемой осушки — полосы между крайними положениями уреза воды, являющейся попеременно то дном, то сушей (Зенкович, 1962; Леонтьев и др., 1975). При этом часть бывшего дна на определенное время становится объектом воздействия различных субаэральных процессов, а на участках профиля, постоянно продолжающих оставаться ниже уреза, происходит значительное изменение глубин, а следовательно, и степени воздействия гидродинамических факторов. По сравнению с бесприливным в приливном море из-за непостоянства воздействия некоторых из факторов (они «выпадают» при осушении) отмечается замедление скорости определенных динамических процессов (Davis, 1978). С периодическим осушением связано проявление и специфических биологических факторов, например, на участках маршей и мангров (Медведев, 1978), периодическое расширение зоны зарывающихся морских беспозвоночных и развитие особых биоценозов (Фролов, 1984), что накладывает довольно существенный отпечаток на ход процессов рельефообразования и осадко-накопления.

Зарегистрированные амплитуды сизигийных приливов [spring tides] в типичном случае на 50—100% больше, чем квадратурных [neap tides] (Allen, 1982a). Увеличение амплитуды прилива в сизигий по сравнению с квадратурой приводит к возрастанию скоростей течений (Boothroyd, 1978). Эти скорости возрастают по мере увеличения амплитуды приливов (Brenner, 1980).

По мере распространения океанского прилива на шельфе с приближением к суше отмечается общее увеличение максимальной скорости течения (из-за возрастания величин максимальных орбитальных скоростей), но в то же время происходит и быстрая потеря энергии. В целом величина максимальной скорости приливо-отливного течения зависит от отношения расстояния от береговой линии к глубине, амплитуды и природы приливной волны (Swift et al., 1974).

Действие приливов и отливов обуславливает существенные изменения в ходе процессов, происходящих в зонах разрушения волн и потока их заплеска, отражается на процессах диссипации волновой энергии (Jago, Hardisty, 1984).

По мнению В. С. Медведева (1976), величина приливов обуславливает и преобладание общего направленного переноса осадочного материала: в сторону суши (при небольшой их амплитуде и в связи с образованием полосы с малыми уклонами дна) или в сторону открытого моря (при большой величине приливов).

За рубежом на основе данных по побережью Северного моря (Terwindt, 1981), в зависимости от доминирования приливо-отливных течений (разной силы) или волнения (также с разными параметрами) было предложено выделять семь литофаций, отличающихся по формам рельефа, составу осадков и текстурам отложений.

Приливы и отливы обуславливают периодичность и прерывистость рельефообразования, а, по мнению В. П. Зенковича (1962), приливо-отливные течения являются важным моделирующим фактором, и к тому

же в условиях расчлененного побережья очень велик диапазон создаваемых ими форм, причем, они тем более специфичны, чем выше амплитуда приливов по сравнению с параметрами штормовых волн того или иного района. Некоторые иностранные специалисты (Clifton, 1983) считают, что амплитудой приливов определяются размеры форм рельефа. За рубежом была предпринята попытка выделения трех основных категорий побережий и типов строения морских берегов в зависимости от величины приливов (микро-, мезо- и макроприливных [microtidal, mesotidal, macrotidal]), однако природные примеры свидетельствуют о том, что в широком диапазоне приливных обстановок может проявляться сходное строение рельефа и что в конечном счете его особенности определяются сложным соотношением в проявлении волнений, приливов и отливов при наличии того или иного количества осадочного материала (Davis, Hayes, 1984).

С деятельностью приливов и отливов связано создание специфических приливных форм рельефа, таких, как илстые осушки, марши, приливные бенчи, песчаные подводные гряды и др. (Зенкович, 1962; Ионин и др., 1980а).

В зависимости от той или иной скорости приливных течений, по мнению Д. Свифта (Swift, 1974, 1976b), образуются: при скоростях свыше 150 см/с — остаточные донные грубозернистые отложения [lag deposit]; в интервале скоростей 125—150 см/с — песчаные полосы, или ленты [sand ribbons]; при скоростях 50—100 см/с — песчаные волны [sand waves]. Х. Джонсоном (Johnson, 1978) высказывается мнение, что в результате переноса материала приливными течениями создаются следующие четыре зоны аккумуляции [depositional zones]: песчаные полосы, или ленты [sand ribbons], песчаные волны [sand waves], песчаные «дороги» [sand paths], полоса ила [mud zone].

Среди разнообразных форм рельефа приливных морей следует выделить такие крупные, как приливные песчаные гряды, или валы [tidal sand ridges], развивающиеся, как считает Э. Хэллем (1983) только в условиях высоких приливов и ориентированные по направлению наиболее сильных приливных течений (Johnson, 1978). Многие из песчаных волн (но не все) связаны с действием приливов и отливов (Galloway, Hobday, 1983), причем они могут быть симметричными или асимметричными в зависимости от действующих приливо-отливных течений (Swift, Ludwick, 1976). К этим же более крупным формам следует относить и линейно вытянутые дюны, создаваемые течениями [linear current dunes] (Channon, Hamilton, 1976). Мелкие формы рельефа типа рифелей [tidal current ripples] не отличаются от рифелей, обусловленных действием однонаправленных течений другого происхождения, кроме того, что их асимметрия меняется при изменении направления: прилив — на отлив и наоборот (Swift, Ludwick, 1976). В общем признается (Channon, Hamilton, 1976), что асимметрия форм рельефа особенно характерна в случае высоких скоростей приливо-отливных течений. В результате размыва поверхности подводного берегового склона образуется довольно характерный песчаный покров или слой [sand sheet] (Swift, 1974).

Процесс сидиментации в прибрежной области приливных морей,

так же как и рельефообразования, отличается четкой периодичностью и носит не непрерывный, а прерывистый характер.

Существует крайняя точка зрения (Hubbard et al., 1979), заключающаяся в том, что ни одна из характерных черт осадков приливных морей не может считаться присущей только таким условиям. Однако, пожалуй, больше распространено мнение о том, что и в условиях приливных и бесприливных обстановок процессы седиментации, так же как и их результаты — толщи накапливающихся отложений [depositional sequences], сопоставимы и что, таким образом, приливы не оказывают ощутимого влияния на формирование толщи осадков (Davis et al., 1972). В этой связи более правильным, на наш взгляд, следует признать точку зрения Ф. А. Шербакова (1983), что на огромных пространствах открытых побережий океанов и морей на процессы осадкообразования приливы оказывают меньшее влияние, чем волнение, которое выступает там как главный осадкообразующий агент.

Соотношение роли приливов и волн (разная их относительная роль) обуславливает создание на профиле различных, но вполне определенных осадочных фаций (Jago, Hardisty, 1984). В тех случаях, когда преобладает влияние приливов, у берега отмечается алевритовый и глинистый материал, а песчаный — на больших глубинах, где действуют приливные течения значительной силы (Friedman, Sanders, 1978). Распределение осадков по крупности часто контролируют наиболее сильные приливо-отливные течения, причем распределение тонкозернистого материала нередко целиком зависит от глубины и скорости приливных течений, а алевритовые и пелитовые фракции иногда оказываются полностью вынесенными; однако считается, что сортировка осадков определяется силой волновых течений (Channon, Hamilton 1976); в то же время благодаря селективному действию приливо-отливных течений в ряде случаев происходит отделение крупно- и среднезернистых песчаных отложений от гравия (Balars, de Vries, 1972). Согласно наблюдениям (Вольнев, Богданов, 1984), по мере уменьшения скорости приливо-отливных течений прослеживался переход от галечно-гравийных отложений к крупнозернистому и далее к средне- и мелкозернистому песку. Четкая зависимость величины среднего медианного диаметра от скорости максимальных приливных течений отмечалась во внешней зоне подводного берегового склона (зоне трансформации волн) на глубинах от 40 до 140 м у юго-западного побережья Англии (Channon, Hamilton, 1976). С деятельностью приливо-отливных течений, по мнению некоторых исследователей (Суздальский, 1974), возможно, связано наблюдавшееся во многих районах повышение процентного содержания тяжелой подфракции (в прибрежных осадках побережья Баренцева моря).

Существует также мнение (Суздальский, 1974), что наиболее активное воздействие на осадочный материал отмечается в районах, где приливо-отливные явления имеют правильный характер, отличаются выдержанностью направления тока воды.

Прослеживается также зависимость процессов дифференциации осадков под воздействием волн и приливо-отливных течений от концентрации в воде взвешенного материала: в том случае, если она составляет

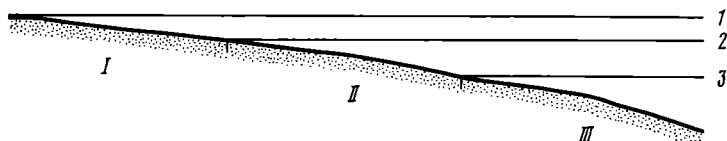


Рис. 35. Зональность приливо-отливной полосы побережий морей и океанов

Зоны: I — супралиторальная, или надлиторальная [supratidal]; II — межприливная [intertidal]; III — сублиторальная, или подлиторальная [subtidal]. Уровни: 1 — сизигийного прилива [high-water spring tide level]; 2 — среднего прилива [high-water mean tide level]; 3 — сизигийного отлива [low-water spring tide level]

менее 100 мг/л, обычно осуществляется полная сепарация тонкозернистых взвешенных илистых фракций от влекомых песчаных, тогда как при содержании взвеси более 100 мг/л этого не происходит, и ил почти везде накапливается (Friedman, Sanders, 1978).

Характерной общей особенностью приливных морей признается большая пестрота гранулометрических фаций и их эфемерность (Медведев, 1978; Ионин и др., 1980а).

Формирующаяся в условиях проявления приливов и отливов слоистость отложений ввиду неоднократной и частой смены динамических обстановок отличается большим разнообразием. О конкретных условиях ее образования будет сказано в следующем разделе главы; здесь же только подчеркнем, что масштаб слоистости зависит от амплитуды приливо-отливных колебаний уровня (Clifton, 1983). Что касается сопоставимости ее со слоистостью, образующейся в бесприливных морях, то, например, по мнению В. Г. Ульста и И. Г. Вейнберга (1975), слоистость отложений сложнопостроенных пляжей приливных морей сходна со слоистостью пляжа полного профиля бесприливных морей. Приливо-отливные динамические обстановки отличаются исключительно большим разнообразием (Friedman, Sanders, 1978).

По характеру воздействия приливо-отливных течений часть прибрежной области (приливо-отливную полосу), находящуюся под их влиянием, принято в первую очередь подразделять на три зоны, или части (Гразинский и др., 1980; Справочник по литологии, 1983): супралиторальную, или надлиторальную [supratidal zone], межприливную, или литоральную, по терминологии экологов [intertidal zone], и сублиторальную, или подлиторальную [subtidal zone] (рис. 35).

Супралиторальная зона заливается спорадически, редко, лишь при исключительно сильных или штормовых приливах, поскольку находится за пределами досягаемости обычных суточных приливов (выше или ниже средней отметки прилива); большую часть времени (или продолжительное время) представляет собой сушу.

Межприливная зона поочередно затопляется или осушается, располагаясь между средними отметками уровня прилива и отлива, причем одна ее часть (нижняя) испытывает воздействие каждого прилива и отлива, а другая — не всех, а более сильных.

Сублиторальная зона практически всегда находится под водой, располагаясь ниже среднего уровня отлива.

Некоторые черты рельефообразования и осадконакопления в фазы прилива и отлива

По существующим представлениям (Walton, Goodell, 1972), в прилив величины скоростей течений (являющихся нагонными) находятся в зависимости от амплитуды прилива и времени экспозиции поверхности в течение предшествовавшего низкого прилива, причем максимальные скорости считаются характерными для начала цикла; амплитуда прилива и минимальная глубина при низком уровне воды определяют значения скоростей отливного течения, максимум которых приурочен к более позднему времени каждого цикла.

Разные фазы (прилив и отлив) отличаются неодинаковыми особенностями волнового режима. Так, в ходе отлива наблюдается общее ослабление энергии волн, уменьшение высот разрушающихся волн и скоростей потока заплеска (Jago, Hardisty, 1984).

Количество взвешенного материала достигает максимума в полную воду при максимальном объеме толщи воды (Медведев, 1964), а в ходе отлива концентрация взвеси быстро уменьшается (Зенкович, 1962).

Приливным течением вверх по профилю выносятся большое количество тонкозернистого материала во взвешенном состоянии, часть которого осаждается в полосе осушки. Ввиду того что значения скоростей течений, необходимые для размыва и взвешивания илестых частиц, значительно выше, чем величины скоростей, при которых они переносятся, в отлив в сторону открытого моря течениями выносятся лишь часть материала, успевшего осесть (Зенкович, 1962). Вместе с тем этот вынос взвешенных частиц, причем не только илестых, но (при сильных отливных течениях) и песчаных, отличается большой мощностью, правда, взвешивание в основном происходит в условиях сопутствующего волнения (Медведев, 1978).

На фоне ослабления прилива наряду с прогрессивным уменьшением скорости потока воды отмечается возрастание его глубины; в ходе же отлива ослабление скорости потока, напротив, сопровождается общим уменьшением его глубины, что ведет к осушению и часто — к короткому периоду времени с высокими его скоростями, но и в это время на малых глубинах непосредственно перед осушением (в условиях большой энергии водного потока) могут создаваться участки плоского дна [plane bed] (Elliott, Gardiner, 1981).

Для приливногo моря характерно формирование полей, отличающихся донными формами oпределенного типа и ориентировки; изменение их границ происходит в соответствии с колебаниями приливо-отливного режима (от сизигийного к квадратурному), причем если мелкие рифельные формы реагируют на гидродинамический режим каждой фазы приливо-отливного цикла, то крупные (мегарифели и песчаные волны) длительное время сохраняют свою ориентировку (Elliott, Gardiner, 1981).

Максимум миграции крупных донных форм типа песчаных волн и дюн приурочен к сизигийному периоду, она очень мала в период квадратуры, а основные изменения прослеживаются примерно в момент высокого сизигийного прилива; в квадратуру донные формы выражены намного хуже (Boersma, Terwindt, 1981b).

В фазу прилива в зоне валов и ложбин отмечается формирование мегарифелей (при значительном волнении), например в ложбинах (Moore et al., 1984), превращение донных форм неправильных очертаний в лунообразные мегарифели [lunate megaripples] (Clifton et al., 1971).

Во время прилива поверхность дна обычно покрыта мелкими рифелями (Davis, 1978; Dabrio 1982), что свидетельствует об общей низкой энергии водной среды.

На пляже в начале прилива поверхность уровня грунтовых вод наклонена в сторону моря, и сток воды обуславливает только незначительную аккумуляцию осадков (Strahler, 1966). Примерно же к середине приливной фазы эта поверхность приобретает наклон в сторону суши (Allen, 1982b), и часть воды теряется из-за фильтрации в толще пляжевых отложений (Dupcap, 1964). В результате обратный поток заплеска слабее, чем прямой, так что в прилив большая часть осадков перемещается вверх по поверхности пляжа и откладывается в верхней части потока заплеска (Komat, 1976a). И в целом в период середины фазы прилива обильная аккумуляция осадков признается характерной для всей области действия потока заплеска волн; в стадию высокого уровня прилива в условиях продолжающейся инфильтрации вод значительная аккумуляция продолжается, но теперь она ограничена внутренней частью области воздействия потока волнового заплеска (Allen, 1982b). В то же время, по наблюдениям А. Н. Стралера (Strahler, 1966), в ходе прилива прослеживаются две стадии аккумуляции, разделенные стадией размыва.

В приливо-отливной полосе (межприливной зоне), на территории так называемых ваттов, приливное течение также несет в сторону суши осадочный взвешенный материал, который при замедлении скорости течения начинает выпадать на поверхность; при этом одновременно продолжается и перенос взвеси, еще ближе к суше, так что осаждение происходит еще дальше по потоку, чем должно было идти, исходя из скорости переноса взвеси течением — это явление «запаздывания осаждения» [settling lag] (Friedman, Sanders, 1978; Градзинский и др., 1980). В условиях минимальных скоростей приливного течения при самом высоком уровне прилива ватты бывают покрыты тонким слоем воды и взвесь успевает выпасть на дно (Градзинский и др., 1980).

С переходом к отливу в зоне валов и ложбин происходят следующие изменения: в связи с уменьшением глубин воды, а следовательно, возрастанием динамичности среды, на поверхности подводного вала образуются соответствующие формы рельефа — участки плоского дна, мегарифели и антидюны; в отлив происходит постепенное осушение валов и ложбин с некоторым размывом и выравниванием вершины вала (волнами) и образованием небольших мегарифелей в ложбине (Dabrio, 1982).

На пляже в ходе отлива во всей зоне действия потока заплеска волн преобладает аккумуляция осадков, но происходит устойчивое смещение этой зоны в сторону моря (Allen, 1982b). В отлив поверхность уровня грунтовых вод наклонена в сторону моря (Dupcap, 1964) и вода добавляется к обратному потоку заплеска, усиливая его; в результате происходит перенос материала, отложившегося в прилив, вниз по склону пляжа и отложение его при встрече с прямым потоком (Komat, 1976a).

На приливо-отливной равнине с началом отлива отмечается увеличение скоростей течений, однако для размыва тонкого материала, отложившегося из взвеси в фазу прилива, необходимы большие величины скоростей, чем для отложения, и осадки не размываются; это явление носит название «запаздывание размыва» [scour lag] (Friedman, Sanders, 1978; Градзиньский и др., 1980). С постепенным увеличением скорости отливного течения переносится все большее количество материала во взвеси, причем одна часть ее оседает, а другая не успевает осесть и в следующем приливе вновь переносится в сторону суши (Градзиньский и др., 1980). Общим же правилом следует, по-видимому, считать усиление переноса в течение более низкой (поздней) стадии отлива, в том числе и влекомых наносов (Allen, 1982a). В то же время в литературе приводятся данные об уменьшении размеров рифелей в данную стадию в приурезной полосе (Dingler, Clifton, 1984), правда, вероятно, это уже относится к самому окончанию фазы отлива с ослаблением скоростей течений.

Характер, особенности приливо-отливного цикла, отличающегося ускорением и замедлением потоков движущейся воды, находит отражение в текстурных особенностях формирующихся отложений. Со стадией ускорения водного потока после изменения его направления связано образование структур реагирования [reactivation structures], с дальнейшей эволюцией потока (при высоких его скоростях) — структур совершенного, или полностью развитого вихря [full vortex structures], с уменьшением скоростей движения воды (на заключительной стадии фазы), сопровождающимся осаждением взвешенного материала, — структур ослабления потока, или режима [slackening structures] (Terwindt, 1981; Kohsiek, Terwindt, 1981). При переходе от квадратурного к сизигийному приливо-отливному циклу в связи с увеличением максимальных скоростей течений становится заметнее стадия структур совершенного, или полностью развитого вихря, а две другие приобретают большую выраженность (Terwindt, 1981).

Приливо-отливный цикл запечатлевается в толще отложений в виде приливного пакета [tidal bundle], ограниченного сверху и снизу поверхностями перерыва [pause planes], и является отражением доминирующей фазы; фаза, имеющая второстепенное значение, вместе с конечными стадиями доминирующей фазы и периодом стоячей воды [slack water] оставляют свой след в виде поверхности перерыва, или размыва; всякая слоистая толща, созданная во время фазы, имеющей подчиненное (второстепенное) значение (при высоком положении уровня) обычно размывается при наступании новой доминирующей фазы (Voersma, Terwindt, 1981b).

Влияние конфигурации побережья и других региональных факторов на степень и характер воздействия приливов и отливов

Направленность (характер) и интенсивность (степень) воздействия приливо-отливных явлений на ход процессов рельефообразования и осадконакопления зависят от тех же основных региональных факторов, которые проявляются в бесприливных морях: источника и баланса

осадочного материала, уклона поверхности профиля подводного берегового склона, конфигурации побережья. Вместе с тем в приливных морях особо важное значение приобретают плановые очертания берега.

В зависимости от конфигурации побережья предлагается выделять два типа воздействия приливов и отливов, приливо-отливных течений (Медведев, 1978): при действии приливной волны в условиях расчлененного берега окраинных морей и при выходе приливной волны на окраины материков в условиях прямолинейных открытых берегов (или к островам в открытом океане).

Сложные очертания расчлененного побережья и неровности дна обуславливают возрастание величины прилива в несколько раз по сравнению с открытым побережьем до 8—10 м и более (Медведев, 1978). Особенно сильное увеличение высоты прилива характерно для протяженных воронкообразных заливов (Зенкович, 1962), где в условиях этих макроприливных побережий, как, например, в зал. Фанди, величина прилива может достигать 15,6 м (Копаг, 1976а). В глубоко врезанных узких заливах, проливах отмечаются и наибольшие скорости приливных течений (Чистяков, Шербаков, 1983): в зал. Фанди они достигают 1—2 м/с (Johnson, 1978), в горле зал. Шелехова, в Охотском море — 1 м/с (Вольнев, Богданов, 1984). В подобных условиях в отличие от участков открытого побережья отмечается увеличение относительной роли приливо-отливных явлений в процессах рельефо- и осадкообразования (по сравнению с ролью волнового фактора) и их роль может стать даже доминирующей (Медведев, 1978). Только на относительно защищенных участках берега приливо-отливные течения становятся ведущим фактором формирования осадков (Фролов, 1984). С особенно значительным проявлением приливо-отливных течений, по всей вероятности, следует связывать образование крупных донных форм рельефа типа приливных гряд (валов) и песчаных волн вблизи различных узкостей (Чистяков, Шербаков, 1984б).

Существенное влияние приливов и отливов испытывают глубоко расчлененные участки побережий — районы эстуариев, представляющих собой воронкообразные устья рек, подверженные эрозионному воздействию приливо-отливных течений (Зенкович, 1962). С одной стороны, приливная волна распространяется вверх по долине реки (Зенкович, 1962), а с другой — течение реки усиливает отливное течение, скорость которого постепенно уменьшается в сторону моря (Петтиджон и др., 1976). Приливное течение может усиливаться благодаря действию волновых течений (Петтиджон и др., 1976), однако доминируют все же отливные течения (Greer, 1975). В эстуарии предлагается выделять (Allen, 1971) определенные энергетические зоны, характеризующиеся различным типом и силой течений, а также неодинаковой относительной ролью приливных течений и волнения (доминирования одного или другого гидродинамического фактора). В нижней и средней частях эстуария, вдоль краев основного канала стока и на приливо-отливной равнине, доминируют течения (Peterson et al., 1984); то же относится и к подводному склону на больших глубинах, располагающихся в зоне трансформации волн, тогда как в мелководной части дна эстуария преобладающая роль в процессах рельефо- и осадкообразования принадлежит волнению

(Allen, 1971). Для устья эстуария признается характерным примерное равенство скоростей течений в прилив и отлив (Elliott, 1978).

В канале стока, в высокодинамичной среде, отмечаются крупные донные формы рельефа — мигрирующие песчаные волны (Greeg, 1975); наряду с разнообразными типами мелких рифелей песчаные волны разного масштаба вообще признаются характерными для эстуарных условий (Петтиджон и др., 1976). Формы рельефа, соответствующие большей энергии волн, приурочены к участкам, расположенным у устья эстуария (Mayou, Howard, 1975).

Дифференциация осадков на дне эстуария находится в прямой зависимости не только от общей динамичности среды осадконакопления на том или ином участке, но и от преобладающего фактора седиментации. В тех случаях, когда доминирует влияние приливных течений, осадки грубозернистые и недостаточно сортированные, когда же преобладающая роль принадлежит волнению, то осадки более тонкозернистые и хорошо сортированы; при этом величина среднего медианного диаметра прямо пропорциональна приливной энергии и обратно пропорциональна энергии волн, тогда как степень сортированности отложений обратно пропорциональна силе приливов и прямо пропорциональна силе волн (Allen, 1971). В целом по акватории эстуария прослеживается такая закономерность: если доминирует влияние приливо-отливных явлений, то у берега накапливаются тонкозернистые осадки, а более грубые — в центральной части, если же преобладает воздействие волн, то у берега прослеживаются более грубые осадки, а тонкозернистые — на больших глубинах (Friedman, Sanders, 1978).

Крупность осадков и конкретный их тип на дне эстуариев определяются источником осадочного материала. Так, на атлантическом побережье американского штата Джорджия (Howard, Frey, 1975) в проливах отмечается средне- и крупнозернистый песок, в средней и нижней частях эстуариев — мелкозернистый песок, смешанный с илом, а в верхней части — крупнозернистый песок, явно аллювиального происхождения. В других эстуариях того же побережья (Mayou, Howard 1975), видимо, при ином составе поступающего исходного осадочного материала поверхность дна во внутренней части пролива покрыта истым мелкозернистым песком, внешняя его часть — мелкозернистым песком и илом, а близ его устья из-за влияния воздействия волн отмечается увеличение крупности донных осадков; максимальное осаждение взвешенных истых частиц происходит как в наиболее глубоких частях акватории, так и по ее краям, вблизи территорий маршей; локальная концентрация ракуши приурочена к участкам с высокодинамичной средой (Mayou, Howard, 1975). На том же атлантическом побережье США (Greeg, 1975) приливо-отливная равнина, окаймляющая эстуарий, покрыта почти исключительно мелкозернистым песком, и ввиду относительно высокой энергетической обстановки отложение ила отмечается только вблизи маршей; в то же время на дне канала стока отмечаются крупнозернистый песок и ракуша. Осадки, выстилающие дно эстуария, обычно аллювиального и морского происхождения, причем с удалением от устья эстуария уменьшается роль материала, поступившего с моря, и, напротив, возрастает доля аллювиальных выносов (Peterson et al.,

1984). В общем, песчаные осадки речного происхождения обычно накапливаются в верхней части акватории и на дне канала стока, тогда как глинистый материал — в центральной части акватории (Казанский, 1983а).

В работе Г. А. Сафьянова (1978) суммированы некоторые факторы, определяющие процессы осадконакопления в эстуариях, к которым он относит: состав и объем твердого стока рек, скорости и направление приливных течений (обуславливающие поступление морского материала), продуктивность и видовой состав организмов. На наш взгляд, этот перечень совершенно необходимо дополнить таким фактором, как волнение, и особое значение имеет его соотношение (по силе) с воздействием приливо-отливных течений, что вытекает из всего вышеизложенного.

Отложения, накапливающиеся в эстуариях, в связи с большим разнообразием динамических обстановок осадкообразования характеризуются многими типами слоистости (Howard, Frey, 1975). Широкое распространение имеет мульдобразная косая слоистость [trough-type cross-bedding], в том числе крупная, характерная для песчаных волн и мегарифелей, а также мелкая — для небольших рифелей (Greig, 1975).

Очень специфичными формами рельефа, связанные с действием приливо-отливных течений, являются так называемые приливные и отливные дельты [flood-tidal delta, ebb-tidal delta]. Они обычно приурочены к устьям эстуариев, а также к мигрирующим узким проходам (проливам) в барах [inlets], протягивающимся на некотором расстоянии от береговой линии. Через эти проходы приливные течения попадают в лагуны, отчлененные барами, затоплявая поверхность приливо-отливной равнины, а временами и марши (Kumar, Sanders, 1974). Приливные дельты располагаются в лагунах, а отливные — на морском дне перед узким проходом.

Характер и выраженность этих образований зависят от относительной роли воздействия приливов-отливов и волн (Hubbard et al., 1979). В случае преобладания влияния приливо-отливных течений прослеживается глубокий основной канал стока вод в отлив, приливная дельта плохо развита или ее нет совсем. При доминировании волнового режима хорошо выражена крупная лопастная приливная дельта, тогда как отливная — слабо, а каналы, связанные с действием приливо-отливных течений, мелкие. Существуют в природе и районы с переходным режимом. Все эти морфологические типы представлены на побережья Северного моря, и процессы рельефо- и осадкообразования там определяются в первую очередь путями переноса и распределения осадков (Nummedal, Penland, 1981). Интенсивность процессов обуславливается очень большими скоростями приливо-отливных течений в таких узких проходах: по наблюдениям в районе дельты Нигера они могут достигать 280 см/с (Oomkens, 1974).

На открытых побережьях морей и океанов, отличающихся простыми прямолинейными или пологоизогнутыми контурами, в сторону берега распространяется недеформированная или нормально деформированная (при выходе на окраину материка) приливная волна, и в результате величина прилива в этом случае невелика, редко превышает 1—2 м

(Медведев, 1978), что обуславливает доминирующую роль не приливо-отливных явлений, а волнения. Такие побережья должны быть отнесены к категории микроприливных, или мезоприливных (Котат, 1976а). Если в подобных условиях происходит формирование каких-то аккумулятивных образований под воздействием приливо-отливных течений, то вследствие под влиянием более сильного динамического агента волнения они чаще всего уничтожаются (Фролов, 1984).

Рыхлый материал, поступающий в зону действия приливов и отливов, имеет разную природу, а следовательно, различный состав и неодинаковую крупность. Так, в специфических тропических условиях Багамских островов основную роль в осадках играют биотурбационные илы (Ginsburg, Hardie, 1975), в аридных субтропических условиях Калифорнийского залива также явно преобладают тонкие алевроитовые и пелитовые осадки, характерно обилие эвапоритов (Thompson, 1975). В обоих примерах более крупного материала песчаной размерности, о которой упоминалось выше, почти не обнаруживается.

Величина уклона поверхности, на которую воздействуют приливо-отливные колебания, в большей степени влияет на характер распространения приливной волны, расходования ее энергии, величины скоростей приливного и отливного течений. Особенно велика роль приливо-отливных явлений на побережьях с пологими уклонами поверхности подводного берегового склона (Градзинский, и др., 1980), поскольку их воздействию подвергаются обширные попеременно затопляемые и осушаемые прибрежные территории суши и моря. Более подробная характеристика происходящих там процессов и их результатов дается в следующем разделе главы.

Динамические обстановки и процессы рельефообразования и осадконакопления в различных зонах приливо-отливной полосы побережий

Приливо-отливная полоса (рис. 36), располагающаяся между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива (Рейнек, Сингх, 1981), занимает обширные площади на защищенных от сильного волнового воздействия отмельных участках побережий, представляя собой широкие приливо-отливные равнины [tidal, или intertidal flats]. Г. Рейнек (1974) выделяет три их типа: огражденные барьерными островами [barriers], располагающиеся в защищенных бухтах и прослеживающиеся на открытых участках побережий с пологими уклонами профиля. Г. Эванс (Evans, 1975) на английском побережье Северного моря различает две части равнины: верхнюю [higher] и нижнюю [lower]. Они, в свою очередь, подразделяются им на шесть морфологических подзон (Evans, 1965), параллельных общему направлению береговой линии; в первую входят соленый марш [salt marsh] и верхние илистые равнины [higher mud flats], во вторую — внутренние песчаные равнины [inner sand flats], песчаные равнины с *Arenicola* [Arenicola sand flats], нижние илистые равнины [lower mud flats] и нижние песчаные равнины [lower sand flats]; седьмая подзона — каналов [channels] и их притоков, или рукавов [creeks], пересекает все шесть перечисленных подзон. Х. Уэнлесс

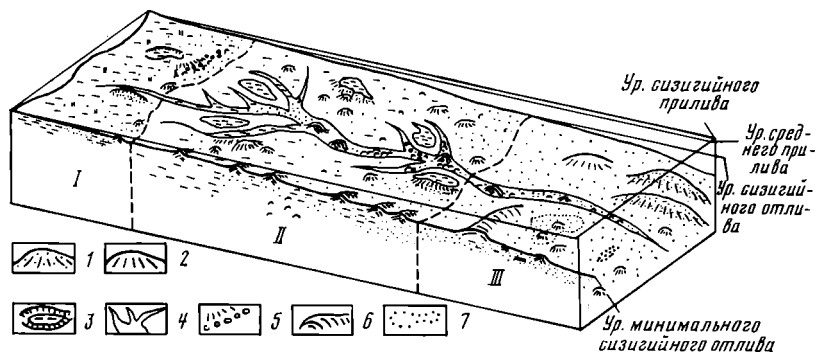


Рис. 36. Рельефообразование и осадконакопление в условиях воздействия приливов и отливов

I — подводные песчаные гряды [sand ridges]; 2 — подводные песчаные волны [sand waves]; 3 — повышения [levees] и озера [ponds]; 4 — каналы стока и протоки; 5 — береговые валы [beach ridges]; 6 — подводные песчаные валы [sand bars]; 7 — отмели. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 15, 21 и 35

(Wanless, 1976) предлагает различать два типа равнин на приливных морях: приливо-отливные равнины [tidal flats], испытывающие каждоедневное воздействие приливов и отливов, и штормовые равнины [storm flats], подвергающиеся спорадическому воздействию приливо-отливных явлений в штормовых условиях.

Повышение и понижение уровня в ходе прилива и отлива обуславливает образование широкой полосы (вернее, толщи) воды на поверхности равнины (Friedman, Sanders, 1978), в которой переносится разнообразный осадочный материал. При этом в распределении и перераспределении осадков важная роль принадлежит волнам и волновым течениям (Wanless, 1976), а в некоторых случаях, как, например, на канадском побережье Британской Колумбии (Hale, McCann, 1982), довольно слабые приливные течения (около 35 см/с) имеют ограниченное значение, а основную роль в рельефо- и осадкообразовании играет волнение. В целом же скорости приливо-отливных течений могут достигать значительных величин, причем максимальные их значения закономерно уменьшаются в сторону суши (Evans, 1975; Straaten Van, 1961), тогда как минимальные скорости отмечаются при максимальных и минимальных уровнях (Градзчньский и др., 1980). По наблюдениям на английском побережье Северного моря (Evans, 1975), было зафиксировано такое распределение скоростей течений по профилю: в нижней части приливо-отливной полосы — 0,7 м/с, в средней — 0,3—0,4 м/с, в верхней — 0,1 м/с. Очень существенная разница обнаруживается между максимальными скоростями течений в каналах стока и эрозионных промоинах (до 100—150 см/с в сизигийный прилив) и на поверхности равнины (максимально до 20—50 см/с), что выявлено наблюдениями на различных побережьях (Thompson, 1975; Reineck, 1975, 1976; Рейнек, Сингх, 1981).

Относительно того, в какую фазу происходит основное осадконакоп-

ление на приливо-отливной равнине, существуют различные мнения: одни (Frey, Basan, 1978) считают, что основная аккумуляция осадочного материала приурочена к стадии раннего отлива, а в фазу прилива отмечается в основном размыв и перенос осадков, по мнению же других (Evans, 1965), нарастание площади равнин осуществляется главным образом за счет аккумуляции осадков в приливную фазу, явно превышающую размеры размыва в стадию отлива.

Для приливо-отливной полосы чрезвычайно характерна периодическая смена условий действия приливо-отливных течений и условий стоячей воды (Рейнек, 1974), периодов размыва и аккумуляции, чередование слоев песчаного и илистого материала (Straaten Van, 1961; Evans, 1975).

На поверхности самой равнины (см. рис. 36) широкое распространение имеют как рифели течений, так и симметричные и асимметричные волновые (Рейнек, 1974).

Для процессов седиментации в приливо-отливной полосе характерны не только вертикальное осаждение и накопление осадков, но и горизонтальная седиментация [lateral sedimentation], связанная с миграцией каналов и их притоков (Straaten Van, 1961). На приливо-отливной равнине, по наблюдениям на побережье Калифорнийского залива (Taiga, Scholle, 1979), в нижней ее части прослеживаются унимодальные [unimodal] песчаные осадки, в средней — преимущественно бимодальные [bimodal] и более крупные фракции (преимущество обломки раковин) связаны с проявлением сильных штормовых волн и течений, а в самой верхней части — снова унимодальные (с доминированием тонких фракций). На дне протоков каналов [creeks] (см. рис. 36) прослеживается большой набор крупности материала (Evans, 1965), часто, как, например, в зал. Фанди, очень крупный, вплоть до галечно-валунного (Yeo, Risk, 1981). Общая тенденция — к уменьшению содержания песка и увеличению илистых осадков вверх по каналам и их притокам (см. рис. 36), что отмечалось на английском (Evans, 1965) и голландском (Straaten Van, 1961) побережьях Северного моря.

Для приливо-отливных равнин характерно большое разнообразие в направлении и углах наклона слоев отложений, что в первую очередь связано со сложными изменениями режима приливо-отливных течений (Füchtbauer, 1974). Для отложений на дне притоков каналов характерны крупная мульдобразная косая слоистость [large-scale trough cross-stratification] (см. рис. 36) и переслаивание тонких и более грубых осадков, в том числе раковинного материала (Evans, 1975).

Супралиторальная зона (см. рис. 36) — наиболее высокая часть приливо-отливной полосы располагается выше среднего уровня приливов [mean high tide] и редко затопляется, в основном только во время сизигийных приливов [spring high tides] и штормовых приливов [storm tides] (Shinn et al., 1976), длительное время оставаясь сухой. О последнем свидетельствует наличие своеобразных текстур на поверхности — «птичьих глазок» [bird eyes vugs] (Shinn et al., 1976; Sellwood, 1978), трещин усыхания (Лусия, 1974).

Зона характеризуется разнообразными формами рельефа, например, по наблюдениям на Багамских островах (Shinn et al., 1976), здесь распола-

гаются маршевые пространства, повышения [levees], береговые валы [beach ridges] и др.

Самая верхняя часть зоны — соленые марши. Нештормовые массы воды из-за наличия растительности и малых уклонов поверхности распространяются над ними с исключительно низкими значениями скоростей; выносимый сюда в основном тонкий алевритовый и пелитовый материал выпадает на поверхность в фазу прилива при минимальных скоростях течений (Frey, Basan, 1978). Накопление осадков на маршах происходит и в тех случаях, когда прилив отмечается на фоне штормового волнения (Reineck, 1967, 1975). В эти периоды прослеживаются очень устойчивые, выдержанные на расстоянии нескольких километров тонкие слойки мелкозернистого песка, алеврита и ила, а также слойки ракушечного материала (Reineck, 1975; Clifton, 1983). Для верхней части зоны в целом признается характерной (см. рис. 36) довольно четко выраженная горизонтальная слоистость (Straaten Van, 1961), тогда как для нижней, где в штормы отмечается высокая энергия волн и течений, типичны отложения более грубого материала с признаками размыва (Woods, Brown, 1975).

Поверхность соленых маршей обычно сильно расчленена системой притоков каналов [creeks] (Straaten Van, 1961), на английском побережье Северного моря переходящих в глубину суши в серию удлиненных депрессий и окаймленных повышениями [levees] (Evans, 1965); в зал. Фанди же и в верхней части каналы отличаются значительной глубиной (Yeo, Risk, 1981). В нижней части поверхности маршей наблюдаются симметричные и асимметричные рифели (Evans, 1965).

Наиболее типичными осадками маршевых пространств, судя по наблюдениям на английском побережье Северного моря (Evans, 1965) и на атлантическом побережье США в штате Вирджиния (Harrison, 1975), являются тонкоалевритовые и илстые с небольшой примесью более крупных частиц. Характерным следует признать чередование слойков (см. рис. 36) песчаного и илстого материала (Baldwin, 1973; Evans, 1965, 1975; Reineck, 1967), причем часто слойки песка — штормового происхождения (Yeo, Risk, 1981). Общей закономерностью считается уменьшение содержания песчаной фракции в маршевых осадках в сторону суши (Evans, 1975), сокращение песчаных прослоев (Evans, 1965); в этом же направлении, наоборот, увеличивается содержание пелитовых осадков (Straaten Van, Kuenen, 1957).

Для отложений маршей характерна волнистая слоистость [irregular wavy bedding] (Baldwin, 1973; Reineck, 1967, 1975; Straaten Van, 1952), обусловленная неровностью поверхности с растительным покровом. В отложениях маршей встречаются различные виды слоистости (см. рис. 36): прерывистая [discontinuous lamination], параллельная [parallel lamination], тонкая слоистость [thin bedding] и др. (Frey, Basan, 1978), рифельная (Evans, 1965). Так, образование прерывистой или волнистой слоистости связывается (Frey, Basan, 1978) с характерным водорослевым покровом [algal mat], который иногда образует целый пояс на поверхности маршей (Till, 1978). Для таких маршевых участков характерно чередование достаточно мощных песчаных слойков, отложившихся в шторм, и слойков с водорослевым материалом,

богатым органикой и накапливающимися в спокойной субаэральной обстановке (Wanless, 1976; Kellerhals, Murray, 1969). Такой характер материала наблюдался и автором настоящей работы на одном из участков лагунного побережья Туниса (в Средиземном море).

Повышения на поверхности супралиторальной зоны [levees] в целом отличаются большей крупностью осадков (см. рис. 36), чем марши (Evans, 1965). Наоборот, понижения, занятые озерами [ponds], выделяются своими илистыми осадками, в результате осаждения здесь из взвеси, содержащейся в штормовой водной толще. Наибольшей крупностью отложений отличаются береговые валы [beach ridges] (Woods, Brown, 1975) и пляжи, приуроченные к уровню высокого прилива [high-tide beach] (Комар, 1976а) и связанные с действием штормового волнения; откладывающийся на этих участках материал — размерности гравия, гальки и даже валунов.

Межприливная зона [intertidal zone] попеременно затопляется и осушается, в связи с чем на ней также прослеживаются признаки развития в субаэральных условиях, например, трещины усыхания, «птичьи глазки» и др. (Tidal deposits, 1975). Некоторые специалисты (Thompson, 1975) границами межприливной зоны, или равнины [intertidal flat] считают сизигийный уровень отлива [spring lower low water] и сизигийный уровень прилива [spring higher high water].

Так же как и в предыдущей зоне, на поверхности равнины отмечается воздействие течений и волн разного направления и различной интенсивности (Рейнек, Сингх, 1981). Общая сила их проявления и интенсивность волнового воздействия максимальны в нижней части зоны и уменьшаются в сторону суши (Reineck, 1967). Нижняя часть характеризуется преобладающей ролью волнения и второстепенной — приливо-отливных течений (Wright et al., 1982). Общая энергия и скорости этих течений ослабевают от нижней к верхней части зоны (Reineck, 1967; Evans, 1965), но волновая энергия, по всей вероятности, ослабевает еще быстрее.

На приливо-отливной равнине при каждом приливе и отливе отмечается изменение гидродинамических условий и обстановок седиментации (Градзинский и др., 1980). К основным факторам дифференциации осадков Г. Э. Рейнек и И. Б. Сингх (1981) относят энергию среды и механизм переноса осадков. Главными же факторами, определяющими процессы седиментации, Р. Градзинский с соавторами (1980) считают приливо-отливные течения, волнение, деятельность организмов. В межприливной зоне в связи с быстрыми изменениями величин скоростей течений и волновых скоростей наблюдается характерное чередование процессов размыва и аккумуляции (Tidal deposits, 1975), т. е. седиментация имеет четко выраженный прерывистый характер, и накопившиеся осадки могут быстро оказаться частично или полностью размывными (Градзинский и др., 1980). Поверхность приливо-отливной равнины во время штормов выравнивается, и в это время считается характерным формирование волновых рифелей, тогда как в спокойные периоды — образование рифелей течений (Reineck, 1975); в результате в отложениях формируется (см. рис. 36) широко распространенная мелкая мультислойная косая рифельная слоистость [small-scale trough cross-bedding] (Рейнек, Сингх, 1981; Градзинский и др., 1980).

Система каналов и проток [tidal channels], в верхней части равнины разветвляющихся, образует сеть (см. рис. 36), напоминающую речную (Градзинский и др., 1980; Рейнек, Сингх, 1981). Для каналов, в которых отмечается максимальное воздействие гидродинамических факторов на осадки, а следовательно, и максимум преобразований (Reineck, 1967), часто характерны крупные мегарифели с соответствующей крупной косой мульдообразной слоистостью [large-scale trough cross-bedding] (Klein, 1963; Рейнек, Сингх, 1981; Градзинский и др., 1980). На повышенных поверхности (типа отмелей при затоплении) между каналами (см. рис. 36) могут также возникать крупные формы рельефа типа песчаных волн и дюн при самых высоких скоростях движений воды или же мелкие рифели при низких скоростях (Boersma, Terwindt, 1981a,b). На уровне квадратурного отлива в ряде случаев прослеживается осыхающий береговой вал (Медведев, 1972).

На поверхности равнины прослеживается четко выраженное уменьшение крупности осадков при переходе от низких к высоким уровням прилива и отлива (Evans, 1965; Semeniuk, 1981; Градзинский и др., 1980). Для участков поверхности близ уровня низкой воды [low water line], где отмечаются максимальная интенсивность и наибольшая длительность воздействия волн (Рейнек, Сингх, 1981; Taira, Scholle, 1979), часто (см. рис. 36) характерны песчаные осадки (Reineck, 1967; Häntzschel, 1939). Близ уровня высокой воды [high water line], где наблюдается низкая энергия волн и течений (Рейнек, Сингх, 1981; Taira, Scholle, 1979), происходит накопление тонких илистых осадков (Straaten Van, Kuenen, 1957; Reineck, 1967; Häntzschel, 1939; Taira, Scholle, 1979; Рейнек, Сингх, 1981; McCave, 1973).

На приливо-отливных равнинах большая роль в процессах рельефо- и осадкообразования принадлежит бентосной фауне, осуществляющей значительную переработку осадков (Зенкович, 1962; Рейнек, Сингх, 1981), причем биотурбация минимальна на дне каналов (Reineck, 1967).

Для равнины характерны главным образом пелитовые и песчаные осадки (в зависимости от источника осадочного материала), причем прослеживается четкое разграничение слоев песка, осаждающегося в начале прилива и в конце отлива, и пелитового материала, выпадающего из взвеси в период затухания течения в высокую воду (Градзинский и др., 1980).

Для слоистости отложений у поверхности приливо-отливной равнины характерна бимодальность (Baldwin 1973), но одно из направлений обычно доминирует вследствие типичного преобладания прилива или отлива (Градзинский и др., 1980): Из-за противоположных движений воды признается характерным формирование перистой слоистости [herringbone structure] (Tidal deposits, 1975). Существует мнение (Howard, Dörjes, 1972), что в прилив в основном формируется рифельная слоистость, тогда как в отлив происходит ее модификация (с частичным срезанием слоев), и в эту фазу преобладают не физические, а биогенные структуры. В нижней части приливо-отливной равнины (см. рис. 36) в целом преобладает косая, чаще всего тонкая мульдообразная рифельная слоистость [large and small trough cross-bedding] (Straaten Van, 1961). В этой части равнины в аридных районах образуются

водорослевые полосы, или покровы [algal mats] (Miller, 1975; Woods, Brown, 1975; Sellwood, 1978), причем характерная слоистость обусловлена колебаниями в поступлении осадков и ростом водорослей (Halley, 1975).

Дно каналов слагает разнообразный материал, от ила до гравия и крупнее (Klein, 1963; Straaten Van, 1952; Sellwood, 1978), но в общем более грубый, чем на равнине (Straaten Van, Kuenen, 1957). В результате продолжительного воздействия течений противоположного направления временами отмечается хорошая сортированность отложений (Straaten Van, 1961), отмыв ракушечных слоев (см. рис. 36) с образованием «мостовой» из раковинного материала [shell pavement] (Straaten Van, 1952). Отложения дна каналов отличаются крупной косою мульдобразной слоистостью, связанной с образованием и миграцией крупных донных форм рельефа (Carter, 1975; Рейнек, 1974; Градинский и др., 1980), переслаиванием песчаных и илистых осадков (Carter, 1975).

Отложения повышений на поверхности равнины [levees] в целом крупнее, чем на самой равнине, тогда как на дне озерков [ponds] накапливаются очень тонкие осадки (Sellwood, 1978).

Сублиторальная зона, находясь ниже уровня самого низкого отлива [spring lower low water] (Рейнек, Сингх, 1981; Thompson, 1975), практически постоянно находится под воздействием гидродинамических факторов — волн и течений (Tidal deposits, 1975). В некоторых районах, например на северо-западном побережье Австралии (Wright et al., 1982), в сублиторальной зоне зарегистрированные максимальные скорости приливо-отливных течений достигали только 40—50 см/с и поэтому играли второстепенную роль по сравнению с волновыми течениями. В то же время в других районах, например в Северном море, даже в обычных нештормовых условиях их значения превышали 1 м/с (Houbolt, 1968).

По мере увеличения глубин степень воздействия на поверхность дна волнения возрастает слабее, чем приливо-отливных течений (Reineck, 1967). В связи с увеличением в сторону открытого моря энергии и максимальных скоростей этих течений в отличие от обычного (в бесприливных морях) уменьшения крупности осадков с удалением от берега прослеживается общее увеличение крупности отложения (см. рис. 36), что отмечалось, например, на английском побережье Северного моря (Jago, 1981) и атлантическом побережье Франции (Larsonneur, 1975). Правда, в первом из районов вначале (до глубин примерно 30 м, в полосе преобладания воздействия волн) отмечалось обычное для таких условий уменьшение крупности песчаных осадков (переход от песчаных до преобладания алевритовых); с дальнейшим возрастанием глубин (примерно до 45 м) прослеживались хорошо сортированные песчаные отложения.

По мнению Ю. А. Павлидиса (1968), в условиях тихоокеанского побережья Курильских островов аккумуляция осадков приливо-отливного поля отмечается на глубинах свыше 20 м в полосе, где происходит очень существенное ослабление придонных волновых движений; на меньших же глубинах (порядка 12 м), на резком перегибе профиля, благодаря

довольно значительным (для этой зоны) скоростям приливо-отливных течений (до 50 см/с) вынос мелких и легких частиц в ряде случаев обуславливает обогащение осадков тяжелой подфракцией (ее содержание временами достигало 70—80%).

В соответствии с данными наблюдений на голландском побережье, Дж. Тервиндт (Terwindt, 1976) в зависимости от величин скорости течений выделяет три литофации: при скоростях свыше 0,8—0,9 м/с крупнозернистого песка с раковинными обломками и детритом с крупной косой слоистостью [large-scale cross-bedding]; при скоростях более 0,6 м/с — мелкозернистого песка с мелкой косой слоистостью [small-scale cross-bedding], горизонтальной и флазерной слоистостью [horizontal и flaser bedding]; при скоростях менее 0,6 м/с — мелкозернистого песка и илистых слоев, линзовидных, с характерным чередованием песка и ила. Дж. Тервиндтом подчеркивалось, что внезапные изменения скоростей обуславливают резкие изменения грани литофаций, тогда как постепенные могут носить кратковременный характер (в течение сизигийно-квадратурного цикла) или длительный (в процессе смещения каналов и повышений, отмелей).

В результате интенсивного воздействия приливо-отливных течений (выноса илистого и даже песчаного материала) на дне появляются участки размыва с полосами (см. рис. 36) остаточного гравия и песка (Селли, 1981). На дне Северного моря в районе действия сильных течений формируются песчаные гряды, или валы [ridges] относительной высотой до 40 м, максимальным протяжением до 65 км и шириной до 5 км (Houbolt, 1968). В Белом море подводные гряды, сложенные хорошо отсортированным песком, достигают высоты 30 м (Медведев, 1972). Нередко песчаные гряды, в основном приливо-отливного происхождения, образуют целые поля (Vrepper, 1980). Вытянутые гряды и ложбины обнаруживаются и в Калифорнийском заливе на глубинах свыше 11 м, где они протягиваются параллельно оси залива (Thompson, 1975).

Для сублиторальной зоны, так же как и для двух других зон приливо-отливной полосы, характерны (см. рис. 36) различные эрозионные формы рельефа типа каналов и промоин (Shinn et al., 1976; Elliott, 1978; Рейнек, Сингх, 1981; Clifton, 1983). Согласно данным наблюдений на голландском побережье (Straaten Van, 1961), на дне каналов отмечались песчаные осадки, чередующиеся с ракушечными слоями, а в спокойных условиях накапливался ил. Для дна каналов характерно образование мегарифелей и песчаных волн, а также мелких рифелей, в связи с чем отмечается (см. рис. 36) крупная и мелкая косая мутьдо-образная слоистость [large and small trough cross-bedding] (Reineck, 1975; Clifton, 1983).

В сублиторальной зоне часто формируются и аккумулятивные формы рельефа (см. рис. 36), такие, как обширные песчаные отмели [sandy subtidal banks] (Johnson et al., 1981; Elliott, 1978; Homewood, Allen, 1981); в их отложениях отмечалась рифельная мелкая косая слоистость (small-scale ripple cross-bedding) (Reineck, 1975). Не менее характерно развитие подводных песчаных валов (Рейнек, Сингх, 1981; Клеин, 1970; Shinn et al., 1976; Elliott, 1978; Yeo, Risk, 1981; Banerjee, 1980). На дне зоны достаточно широкое распространение имеют приливные песчаные

волны [tidal sand waves], часто протягивающиеся в виде параллельных гряд (Allen, 1982a; Homewood, Allen, 1981), причем характер слоистости их отложений обычно свидетельствует о явном преобладании одного из направлений приливо-отливных течений (Berné et al., 1987).

К более мелким формам аккумуляции осадочного материала относятся мегарифели и разнообразные небольшие рифели (см. рис. 36), имеющие широкое распространение (Houbolt, 1968), причем более крупные формы, так же как и песчаные волны, чаще всего несут признаки преобладающего влияния одного из двух направлений, тогда как мелкие, значительно больше реагирующие на изменение динамических условий, — обоих (Clifton, 1983). Мелкие рифели, связанные с приливными течениями, развиты, например, на глубинах свыше 20 м в Северном море (Рейнек, Сингх, 1981). Судя по наблюдениям в этом районе, так же как и в других зонах, здесь широко распространено переслаивание илистого и песчаного материала (Reineck, 1975; Рейнек, Сингх, 1981).

Отмечаются различные типы слоистости, о которых упоминалось выше, подчеркнем лишь, что в зоне потока заплеска в отложениях встречаются участки плоского дна [plane beds] (Jago, Hardisty, 1984) — признак интенсивности процессов в среде осадконакопления.

Некоторые наиболее характерные черты динамики среды рельефо- и осадкообразования в условиях действия приливов и отливов

На основании всего материала, изложенного в параграфе, на наш взгляд, можно сформировать следующие наиболее характерные особенности проявления гидродинамических факторов и процессов рельефообразования и осадконакопления в сфере воздействия приливов и отливов на побережьях морей и океанов.

В отличие от бесприливных морей отмечается неуклонное изменение самой среды рельефо- и осадкообразования — от водной (субаквальной) к воздушной (субаэральной), а тем самым коренные изменения действующих факторов. Отражение этого — появление специфических признаков осушения территорий — «птичьих глазков», трещин усыхания и т. д.

Изменения динамической обстановки выражаются в изменении во времени общей энергии водной среды, относительной роли приливо-отливных течений и волн, силы (ускорении или замедлении потоков воды) и направления (вплоть до обратного) воздействия гидродинамических факторов. Четко прослеживаются изменения скоростей приливо-отливных течений разного временного масштаба (в различные фазы прилива, с переходом от квадратурного к сизигийному приливу) при неодинаковом проявлении волнения разной силы, продолжительности и направления.

В связи с высокой изменчивостью динамики среды происходят быстрые изменения в рельефообразовании — смена формирующихся различных типов форм рельефа, отвечающих тому или иному динамическому режиму, причем крупные и мелкие формы в разной степени реагируют на изменения динамической обстановки, обнаруживая унимодальность или бимодальность своего строения в зависимости от соотношения силы воздействия

динамических факторов (течений) двух противоположных направлений. Специфическими формами рельефа обычно являются каналы стока и промоины — пути нагона и оттока приливных и отливных вод.

Процесс осадконакопления, как правило, носит четко выраженный прерывистый и неравномерный характер. В толще отложений прослеживаются характерные эрозионные контакты — свидетельство смены аккумуляции осадков их размывом. Характер (способ и интенсивность) седиментации также меняются в зависимости от общей динамичности среды: от осаждения тонких осадков из взвеси в спокойной динамической обстановке до отмыва и выноса тонкого материала, переноса и отложения более крупных осадков в условиях бóльшей энергии среды. Результатом этого является очень характерное тонкое переслаивание осадков разной крупности. Отмечаются существенные изменения состава отложений как по горизонтали и вертикали, так и во времени в связи с быстрым его реагированием на происходящие изменения динамической обстановки.

Хотя и не существует типов слоистости, характерных только для приливо-отливных условий, но некоторые все-таки можно рассматривать как более типичные именно для таких условий, например, отмечавшиеся выше унимодальность или бимодальность строения толщи, тонкая горизонтальная или слабо волнистая слоистость переслаивания, а кроме того, перистая или елочная слоистость, отражающая смену направления потоков воды (приливных и отливных течений).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ДРЕВНИХ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ, ДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НЕФТЕГАЗОАККОМУЛЯЦИИ И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

§ 1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ДРЕВНИХ ДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ И ОСАДКОАККОМУЛЯЦИИ

Проблема сопоставления современных и древних процессов и отложений, ограничения в использовании принципа актуализма

Проблемы реконструкции древних обстановок рельефообразования и осадконакопления связаны с необходимостью понимания ныне действующих, современных, процессов, их обусловленности окружающей обстановкой, так что наилучшим путем решения этих проблем признается одновременное изучение современных и древних обстановок или сопоставление результатов отдельного их изучения (Батурин, 1947; Рейнек, Сингх, 1981; Марковский, 1973; Сиггау, 1964; Градзинский и др., 1980). Принцип актуализма и в наши дни остается методологической основой палеогеографических реконструкций (Верзилин, 1979), реконструкции геологической истории (Романовский, 1977), используется при анализе древних океанских фаций (Мурдмаа, 1987). Однако метод должен быть основан на обобщении максимально возможного фактического материала (Рухин, 1947) и развит путем широкого привлечения результатов экспериментальных исследований (Романовский, 1977; Казанский, 1983а).

В течение геологической истории практически остаются неизменными физические законы, определяющие процессы седиментации (Рейнек, Сингх, 1981; Верзилин, 1979), в том числе физические условия, способствующие образованию песчаных осадков (Рухин, 1947); физическая сущность и механизм динамических процессов рельефообразования и осадконакопления (Зорин, 1977), процессов осаждения и дифференциации твердых частиц (Животовская и др., 1964) — по существу одни и те же и в прошлом, и в настоящее время. В то же время, с одной стороны, в литературе выражается мнение, что принцип актуализма, безусловно, имеет определенную ценность и широко применим (Рейнек, Сингх, 1981), а с другой — подчеркивается, что он методологически явно ошибочен, и не может быть применен в седиментологии принцип так называемого униформизма, как принцип, предполагающий единообразие, одинаковость, тождественность состава современных и древних осадков и процессов их образования (Казанский, 1983а). В связи с тем что с течением геологического времени происходит изменение параметров среды седиментации, Ю. П. Казанский (1983а, б) обращает особое внимание на необхо-

димось выявления не только сходных, но и различающихся признаков современных и древних условий осадконакопления, свойств осадков. Хотя общие природные законы едины и неизменны, непостоянны те условия, обстановки, в которых они проявляются, и не может быть одинаковых их результатов (Казанский, 1983а). К тому же, по мнению Л. Б. Рухина (1947), значительную поправку на длительность переотложения осадков (весьма неопределенную) надо обязательно вводить.

Так же как и физико-географические условия, окружающая среда, процессы седиментации с ходом геологического времени претерпевают необратимую эволюцию, особенно в связи с развитием биосферы, так что не для всех современных осадков можно найти древний аналог; к тому же современные отложения отличаются от древних тем, что еще не подверглись диагенетическим изменениям (Верзилин, 1979). На основании же концепции необратимой эволюции развития в живой и неживой природе, как отмечается С. И. Романовским (1977), некоторые исследователи ошибочно пытаются полностью отрицать актуализм, считая его несовместимым со сравнительно-историческим методом изучения геологических образований. Так, например, по мнению Х. Рединга (Reading, 1978с), современные обстановки не могут быть ключом для всех обстановок осадконакопления прошлого, поскольку большая часть последних в некотором отношении отличается от современных.

Современными специалистами, в том числе и зарубежными (Сиггау, 1964), подчеркивается, что, хотя геологические процессы в прошлом в общем были те же, что и в настоящее время, интенсивность их различна. Такие географические особенности среды, как удаленность от береговой линии, глубины в районе седиментации, характер рельефа прилегающей суши, в значительной степени изменялись во времени, например, в зависимости от активности движений земной коры и, следовательно, той или иной расчлененности земной поверхности (Рухин, 1947). Поэтому считается (Градзиньский и др., 1980), что в целом в прошлые геологические эпохи с суши в моря и океаны выносилось меньше материала, чем в настоящее время. Не могло сказаться на ходе процессов рельефо- и осадкообразования происходившие существенные изменения в распределении суши и моря, климатических зон, общие преобразования рельефа поверхности суши (Рейнек, Сингх, 1981). Подчеркивается (Батурин, 1947), что и условия формирования кластических осадков меняются от одной эпохи к другой, и что многие условия седиментации геологического прошлого оказываются уникальными, поскольку сейчас их нет совсем, или же они проявляются по-другому (Рейнек, Сингх, 1981).

Нет аналогов в современную геологическую эпоху обширным эпиконтинентальным морям прошлого (Хэллем, 1983; Градзиньский и др., 1980), которые отличались мелководностью (Friedman, Sanders, 1978), шириной до нескольких тысяч километров (Füchtbauer, 1974) и в связи с этим иной длиной разгона и условиями действия волн, другой зональностью в распределении осадков (Сиггау, 1964). В то же время имеются некоторые специфические черты геологического развития и современной эпохи. Так, например, по мнению некоторых исследователей (Passega, 1962), процессы седиментации еще не имели

достаточно времени, чтобы приспособиться к современному уровню океана. Переживаемая нами геологическая эпоха не типична в истории Земли, поскольку непосредственно перед ней был мощный период горообразования и связанное с ним обширное оледенение (Рухин, 1947), так что современные обстановки рельефообразования уникальны и сами формы рельефа в значительной степени несут отпечатки плейстоценового оледенения (Рейнек, Сингх, 1981). От этого периода унаследован не только рельеф, но и отложения многих современных шельфов Мирового океана (Градзинский и др., 1980); с его влиянием, по всей вероятности, связаны и выносы реками на шельф преимущественно тонкозернистого материала в настоящее время (Passega, 1962). Современной стадией «убывания» ледниковой эпохи, очень редкой в прошлом, объясняется и нетипичность для геологической истории нашего климата (Верзилин, 1979), что также, безусловно, определяет некоторую специфичность современных процессов и их результатов.

Основные задачи фациального анализа

Основным методом палеогеографических реконструкций является литолого-фациальный анализ (Марковский, 1981), а необходимой и наиболее существенной частью этого анализа — актуалистические сопоставления (Хэллем, 1983). При этом ставится задача восстановить существовавшую общую физико-географическую обстановку осадконакопления (Верзилин, 1979; Марковский, 1981), выявить особенности не только среды отложения, но и среды переноса, или транспорта (Рухин, 1947; Рейнек, Сингх, 1981), поскольку часто эти среды не совпадают.

В само определение «фация», как известно, включается разный смысл. Так, по мнению С. И. Романовского (1977), фация — это конкретная среда, или обстановка осадконакопления, тогда как П. П. Тимофеев в понятие «фация» включает не только комплекс физико-географических условий среды седиментации, но и сами осадки с определенным набором первичных (генетических) признаков. Некоторыми зарубежными специалистами (Friedman, Sanders, 1978) осадки, созданные в определенных обстановках осадконакопления [depositional environments], рассматриваются как осадочные фации [sedimentary facies].

Поскольку каждая фация в ходе своего развития и отложения как осадок зависит от условий движения, а как среда охватывает процесс, т. е. ее динамику, то принято подчеркивать типовые динамические особенности фаций (Попов и др., 1963) и выделять динамические фации, отличающиеся определенными признаками (Попов, 1983), условиями и способом движения, а также условиями отложения и составом осадков (Попов и др., 1963). В соответствии с ведущим процессом переноса осадков в ходе реконструкций выделяются определенные фациальные пояса (Попов и др., 1963; Попов и Запрометов, 1985), например, такой полидинамический пояс, как волноприбойный (Попов, 1983), и классификационные единицы более высокого уровня — фациальные комплексы, например прибрежный и т. д. (Попов, 1983), а некоторыми учеными (Рухин, 1947) ранее выделялись динамические области седиментации (районы, в пределах которых господствуют определенные динамические условия осажде-

ния). К сожалению, динамический подход к изучению условий формирования древних осадочных толщ разного генезиса не получил широкого распространения среди литологов нашей страны, и многие интересные положения советских специалистов остались по сути дела забытыми.

В нашей стране широко внедряется метод литолого-фациального анализа — воссоздания фациальных условий осадконакопления по определенным генетическим признакам осадочной толщи (Тимофеев и др., 1984). Основной задачей этого метода является выделение генетических (и фациальных) типов осадков с совокупностью родственных генетических признаков, отражающих общность условий их накопления. Выявление фациальных генетических типов пород успешно развивается в ходе исследований в Средней Азии (Хусанбаев, Годин, 1983).

Изучение древних обстановок рельефообразования происходит на основе реконструкции по некоторым сохранившимся признакам отдельных геоморфологических единиц в ископаемых отложениях (Рейнек, Сингх, 1981).

Реконструкция тех или иных обстановок древнего рельефо- и осадкообразования, например выявление мелководно-морских палеогеодинамических условий, требует сочетания изучения различных литофаций, их чередования, последовательности, геометрии песчаных тел [sand body geometry] и т. д. (Johnson, 1978). Необходим анализ изменений физико-географических условий в пространстве на достаточно большой площади (Верзилин, 1979), с тем чтобы была возможность выявления взаимосвязи между фациями как в разрезе, так и по площади (Гулд, 1974). Должно проводиться изучение не отдельных изолированных фаций, а фаций, постепенно замещающих друг друга (Рухин, 1962), связанных между собой генетически (Reading, 1978a). В связи с этим особенно важным признается изучение вертикальной и горизонтальной последовательности изменения осадков и фаций (Shelton, 1967; Рейнек, Сингх, 1981; Reading 1978b). При этом отсутствие определенных признаков у тех или иных фаций (осадков) имеет такое же важное значение для определения их генезиса, как и присутствие (Reading, 1978b). В последнее время на основе изучения тех или иных фаций или групп их принято строить модели древних обстановок и процессов как идеализированные системы упрощенной с целью раскрытия закономерностей сложных природных явлений (Reading, 1978a; Градзинский и др., 1980).

Сравнение осадков, формирующихся в различных средах

Существует вполне обоснованное мнение (Johnson, 1978), что относительно легко связывать структуры отложений с процессом, определенным фактором (например, с течениями в мелководной обстановке), но гораздо труднее точно установить природу этого агента, конкретный генезис (штормовой, приливной и т. д.). В связи с этим правильнее говорить об особенностях [characteristics] продуктов среды отложения [products of depositional environments], чем о четких критериях [criteria], т. е. о диагностических признаках (Friedman, Sanders, 1978; Friedman, 1979).

Действительно, разные геологические процессы могут приво-

дять к одинаковому результату, что не позволяет однозначно решать вопрос о генезисе осадков (Верзилин, 1979). Осадки (породы) со сходными физическими особенностями могут создаваться в разных обстановках осадконакопления (Friedman, Sanders, 1978; Reading, 1978b), поскольку один и тот же механизм процесса седиментации может быть свойствен многим обстановкам (Романовский, 1977).

Динамические условия отложения могут оказаться одинаковыми в морях и озерах (Рухин, 1947) из-за сходства многих динамических факторов, за исключением длиннопериодных волн и ощутимых приливов (Friedman, Sanders, 1978), так что в некоторых случаях различать такие осадки трудно.

Некоторые отличительные особенности осадков неморских сред хотя и с трудом, но все же фиксируются и могут служить при учете других данных для определения генезиса отложений, разделения осадков, сформировавшихся в разных средах осадконакопления.

Так, в водной среде в донных формах типа дюн более грубый материал приурочен к ложбинам (понижениям), тогда как на суше, в эоловых дюнах, в слойках такие зерна размещаются сверху (Kocurek, Dott, 1981), т. е. характерно погрубение материала снизу вверх (Жемчужников, 1940; Ботвинкина, 1962). Для эоловых отложений характерны неправильность и разнообразие углов наклона (Жемчужников, 1940), пересекающиеся под острыми углами пологоволнистые или слабоизогнутые серии слойков (Ульст, 1957).

В общем же при установлении генезиса обстановки осадконакопления возникают большие затруднения, поскольку по одному механизму переноса твердых частиц в водном потоке трудно различать пески, сформированные на пляже, при действии вдольберегового потока, в русле реки и т. д. (Биккенин, Рожков, 1982).

Гранулометрический состав отложений как индикатор динамики среды

Гранулометрический состав осадков [particle-size, или grain-size distribution], а вернее, его характеристики, или параметры являются хорошим индикатором направления господствующего движения среды отложения и соответствующего переноса осадков (Рухин, 1947), отражением, скорее, процесса отложения, чем самой обстановки (Solohub, Klovan, 1970). В связи с этим гранулометрические особенности отложений играют важнейшую роль при реконструкции общих динамических (гидродинамических) условий седиментации (Батурин, 1947; Рейнек, Сингх, 1981; Романовский, 1975; Friedman, 1979), являясь отражением средних динамических условий среды (Животовская и др., 1964).

Необходимо также сразу подчеркнуть, что реконструкция конкретных обстановок, фаций или условий осадконакопления не может быть успешно проведена лишь на базе данных о гранулометрическом составе пород, вне связи с другими характеристиками и параметрами (Романовский, 1975; Рейнек, Сингх, 1981). В то же время одинаковые динамические

условия, а соответственно сходные гранулометрические распределения частиц, могут возникать во многих средах (Рухин, 1947; Solohub, Klovan, 1970; Романовский, 1975; Рейнек, Сингх, 1981).

Существует твердое убеждение, что вряд ли есть возможность выработки каких-либо единых критериев фациально-генетического истолкования гранулометрических данных, глобальных рекомендаций по реконструкции с помощью этих данных тех или иных вполне определенных обстановок осадконакопления (Романовский, 1975, 1977; Петтиджон и др., 1976).

В определенных же случаях гранулометрические распределения в осадках дают информацию о гидродинамических условиях седиментации: относительной роли различных способов переноса осадков (Рейнек, Сингх, 1981), поскольку разным способом (механизмам), таким, как поступательный, колебательный и т. д., соответствуют разные кривые распределения размеров частиц (Рухин, 1947; Романовский, 1977; Градзинский и др., 1980) независимо от среды (водной или воздушной) или обстановки (аллювиальной, прибрежной и др.). В связи с этим на основе так называемых генетических диаграмм реконструируются не обстановки, а условия (режим процесса) осадконакопления (Романовский, 1977). Считается, что в определенных случаях гранулометрический состав осадков может давать информацию об энергии среды осадконакопления, высокой или низкой (Рейнек, Сингх, 1981), и можно рассматривать в качестве общего правила самую общую закономерность, что чем грубее осадочный материал, тем энергия выше, а лучшая сортированность связана с длительным воздействием среды, хотя в природе все много сложнее (Selley, 1976). Существует и другая точка зрения, что по размеру зерен нельзя непосредственно судить о максимальной энергии среды, но что средний диаметр отражает минимальную ее энергию (Градзинский и др., 1980). Некоторые исследователи (Reading, 1978a) считают, что размерность осадков обычно является мерой интенсивности (силы) потока во время отложения (погружение их — об его усилении, утоньшение — об уменьшении).

В целом процесс формирования гранулометрического состава осадков представляет собой результат взаимодействия динамических условий его образования и характера принесенного осадочного материала, причем с увеличением активности первого фактора значение второго резко уменьшается, правда, только в случае разнородного материала (Рухин, 1947). В зависимости от различной комбинации условий гранулометрический состав «фиксирует в себе» или гидродинамические особенности подвижной среды переноса, или среды седиментации, или характер дробления материнской породы источника сноса (Романовский, 1977).

Поступление гранулометрически разнородного материала и смешивание его может исказить картину гидродинамических условий седиментации (Рейнек, Сингх, 1981). Ввиду своей специфики далеко не всегда является индикатором энергетических (динамических) условий и карбонатный материал (Selley, 1976). Фактор унаследованности свойств первичного (исходного) осадочного материала (или наследственность), сохранение гранулометрических особенностей, приобретенных в предшествующие стадии седиментации, в новой среде далеко не всегда быстро утрачивается (Биккенин, Рожков, 1982; Гроссгейм и др., 1984); он часто

имеет немаловажное значение, но определить меру его влияния на гранулометрический состав в каждом конкретном случае оказывается практически невозможным (Романовский, 1977). Однако в бассейне осадконакопления динамические факторы заметно преобразуют гранулометрический состав материала, поступившего в него, с тенденцией к устранению эффекта унаследованности (Петтиджон и др., 1976), что происходит при перемыве, переотложении и истирании частиц в процессе их переноса (Романовский, 1977). Правда, конечно, не представляется возможным установить время, в течение которого осадочный материал находился в сфере воздействия среды (Романовский, 1975), а тем самым выявить степень ее влияния. Одним из крупных недостатков применения гранулометрических данных для целей различных реконструкций Л. Б. Рухин (1947) считает «инертность» гранулометрического состава — не мгновенное реагирование на изменение условий отложения.

Гранулометрический состав определяется всей предшествующей историей (Ботвинкина, 1962; Selley, 1976). Главную роль в изменении состава осадков В. А. Гроссгейм и Г. Ф. Рожков (1971) отводили разнице энергетических уровней процессов, которые сформировали изучаемую породу и ее «предшественницу», слагавшую область размыва причем важна роль длительности переработки.

Решающее значение для гранулометрических распределений размеров зерен имеют местные географические и гидродинамические условия среды седиментации, но не сама среда, и поскольку кажущаяся общность обстановки часто затушевывается региональными различиями, например гидродинамического режима, то установление генезиса осадочных толщ осуществляется не на глобальном, а лишь на региональном уровне (Романовский, 1975). Характеристики гранулометрического состава отложений, чутко отражающие конкретные гидродинамические особенности среды осадконакопления, но в конкретном водном бассейне, могут быть использованы для реконструкции динамических обстановок только на этом, региональном уровне (Романовский, 1977); характерные отличительные признаки осадков разного генезиса в одном таком бассейне не могут быть использованы в другом (Петтиджон и др., 1976).

Использование в целях выявления генезиса сред осадконакопления различных статистических характеристик фракционного состава отложений не принесло ощутимых достижений, поскольку не было выявлено четких разграничений по этим показателям между отдельными средами (Котар, 1976а; Романовский, 1977; Биккенина, Рожков, 1982). До сих пор все рекомендации по построению генетических диаграмм с точностью до обстановки седиментации работают только на региональном уровне (Романовский, 1977).

Особенности текстурного анализа

Анализ текстур пород и отложений имеет большое значение для выявления обстановок и условий (механизмов) образования конкретных их типов (Романовский, 1977), для различных фациальных и палеогеографических реконструкций (Ботвинкина, 1970) в силу того, что при сходных гидродинамических условиях возникают одинаковые первичные осадоч-

ные текстуры (Рейнек, Сингх, 1981). Изучение текстурных особенностей для реконструкций обстановок прошлого осуществлялось издавна (Glaubau, 1913; Twenhofel, 1926), поскольку они дают ценную информацию о динамике среды и режимах движения осадков (Кутырев, 1968), динамических условиях осадконакопления (Наливкин, 1956; Марковский, 1973; Рейнек, Сингх, 1981), о способах переноса осадков и энергетической обстановке осадконакопления (Рейнек, Сингх, 1981). Тектурные особенности позволяют определять направление господствующего движения среды отложения, обычно совпадающее с преобладающим направлением наклона косых слоев (Рухин, 1947; Верзилин, 1979). Поскольку слоистость формируется в самой среде отложений, то она не обладает инертностью, как гранулометрический состав, который, как отмечалось выше, не сразу изменяется под влиянием меняющихся условий седиментации (Рухин, 1947). По этой причине признается очень перспективным использование данных гранулометрии в сочетании с текстурным анализом (Гроссгейм и др., 1984).

Многие сходные текстуры могут возникать в совершенно разных условиях, и большая часть текстур характеризует целый ряд обстановок (Рейнек, Сингх, 1981). Попытки связать определенные текстуры с определенными обстановками седиментации редко были успешными, если вообще такие были (Петтиджон и др., 1976; Романовский, 1977). В литературе имеются довольно многочисленные высказывания о сходстве текстур прибрежно-морских и прибрежно-озерных отложений (Короткий, Шумов, 1982), о трудностях в разграничении текстур пород озерного и мелководно-морского происхождения (Пикард, Хай (мл.), 1974), о практической невозможности выделения особых эоловых, речных, временных потоков, прибрежно-морских и морских типов косой слоистости (Кутырев, 1968). Даже такой тип слоистости, как плоская [plane bedding], чаще всего рассматриваемая в качестве индикатора высокой энергии среды осадконакопления, может образовываться в широком диапазоне скоростей, и режимов водного потока (Leithold, Bourgeois, 1984).

Почти одинаковые типы слоистости могут быть в разных фациях, но по отдельным признакам все же удается выяснить их генезис; обычно же определенным фациям присущи комплексы текстур, причем одна из них является основной (наиболее характерной), а другие — менее существенными или встречающимися в различных фациях (Марковский, 1981). Максимальная информация относительно генезиса может быть получена путем сопоставления различных типов и распространенности осадочных текстур с положением их в толще (Петтиджон и др., 1976). Только изучение всего спектра текстур, их комбинаций может обеспечить реконструкцию палеосреды седиментации (Рейнек, Сингх, 1981). Среди классификаций слоистости отметим генетическую классификационную схему текстур М. С. Швецова (1961) исходя из механизма их образования, целый ряд отечественных и зарубежных атласов (Атлас текстур и структур..., 1962; Pettijohn, Potter, 1964; Conybeare, Crook, 1968).

Попытки определения глубин палеобассейнов

Предпринимались попытки оценить условия волнения и глубины воды на основе выявления параметров потока (орбитального диаметра или максимальной скорости) на основе изучения седиментационных текстур (Clifton, Dingle, 1984).

Многие специалисты для определения глубин древних бассейнов пытались использовать параметры рифелей (волновых и течений). Однако глубины их образования практически не ограничены, т. е. они не могут служить индикаторами глубины их формирования, и в настоящее время нет достаточно надежных методов определения глубин по ископаемым рифелям (Шванов, 1969). Так, рифели течений, типичные для мелководья, могут образовываться и на значительной глубине (Геккел, 1974). Процесс же формирования рифелей, по мнению А. И. Животовской с соавторами (1964), зависит не только от глубин, но и от начальной энергии волнения, размера осадков и других факторов.

Литологические признаки, крупность отложений также не могут быть показателем глубины их формирования (Наливкин, 1956; Животовская и др., 1964). Тонкозернистость осадков, например, не обязательно свидетельствует о глубоководности, а зависит, с одной стороны, от подвижности вод (а та, в свою очередь, от размера бассейна, очертаний береговой линии, ветро-волнового режима и т. д.), а с другой — от характера сноса с суши (Справочник по литологии, 1983). Характер прибрежно-морских и шельфовых фаций может быть индикатором относительной, а не абсолютной глубины воды, а последние могут быть получены лишь на основе обширных стратиграфических сопоставлений различных родственных фаций (Allen, 1967).

В древних осадочных толщах важно бывает выявить отложения, образовавшиеся выше и ниже средней (нормальной) волновой базы, для которых, правда, нет свойственных только им признаков, но все же на основе их некоторых особенностей следует такую попытку предпринять (Градинский и др., 1980). Разделяющий эти два типа отложений уровень совершенно справедливо Р. К. Селли (1981) считает одним из важнейших параметров обстановок осадконакопления. В то же время до сих пор еще нет никакого метода выявления в геологических разрезах отложений, располагавшихся выше и ниже средней волновой базы (Dott, Bourgeois, 1983).

В общем, в настоящее время признается (Верзилин, 1979), что установление глубин бассейнов — очень сложная задача и часто однозначное ее решение невозможно.

Реконструкция древних прибрежных обстановок и фаций, положения береговых линий

В одной из недавно вышедших справочных работ (Справочник по литологии, 1983) в группе фаций древних морей и океанов были выделены широко распространенные фации шельфов, а среди них — прибрежно-морские и др.; в то же время бары и пляжи почему-то оказались включенными в переходную группу фаций (от морских к континентальным).

В этой работе, на наш взгляд совершенно не оправданно, сделано явно искусственное разделение. Так, литоральные осадки объединены с осадками верхней подзоны сублиторали и описываются как прибрежно-морские фации; нижняя же подзона сублиторали (на глубинах 30—100 м) отнесена к мелководным фациям. Признаками мелководности, по нашему мнению, далеко не бесспорными, признаются значительные изменения характера пород по вертикали и горизонтали в пределах пачек небольшой и относительно выдержанной мощности. В то же время в литературе имеются высказывания (Геккел, 1974), что по каким-либо единичным признакам выделять мелководно-морские обстановки не удастся.

Развитие древних прибрежных областей (береговых зон), по всей вероятности, в общих чертах было сходным с современными, и поскольку основные законы динамики сохранялись все это время, то в этой пограничной полосе суши и моря всегда должны были создаваться вполне определенные типы осадков (Марковский, 1973), так что безусловно справедливо высказывание Н. И. Марковского (1981) о том, что изучение развития современных морских берегов — это несомненный ключ к воссозданию обстановки развития прибрежных областей, например, морей юрского и мелового возраста в Западной Сибири, что представляет большой интерес для нефтяной геологии.

По мнению Ю. А. Жемчужникова (1940), прибрежно-морской тип слоистости не имеет ярко выраженных признаков, а скорее обладает отрицательными чертами, отличающими его от других типов; к особым же следовало бы отнести, например, частую смену направлений слоев. Для мелководных обстановок Х. Клифтон (Clifton, 1976) считает характерным благодаря влиянию самых крупных волн доминирование в стратиграфических колонках плоской слоистости [flat bedding] и косой слоистости [cross-bedding], тогда как на больших глубинах биотурбация приводит к их разрушению; рифельная слоистость [ripple foreset bedding] не является общим признаком, хотя рифели большую часть времени преобладают на поверхности дна.

Вопросам изучения строения древних береговых образований, в основном четвертичного возраста, посвящена довольно большая отечественная литература (Ульст, 1957; Гринберг, 1957; Леонтьев, 1961а; Вейнберг, 1986; и др.).

К сожалению, многие древние прибрежные формы рельефа и отложения, сложенные мелкозернистым песчаным материалом, подверглись и продолжают подвергаться значительному перевеванию. Так, например, коренную перестройку кос в дюны испытали аккумулятивные формы, расположенные на берегах четвертичных бассейнов Балтики (Марков, 1934).

О палеообстановках, в которых развивались береговые аккумулятивные образования, можно судить, если удастся реконструировать проявление четырех основных факторов рельефо- и осадкообразования (Леонтьев, Долотов, 1964).

Об интенсивности и направлении поподствовавших волнений свидетельствуют такие косвенные данные: распределение осадков по крупности, степени сортированности и окатанности; расположение береговых валов, составляющих аккумулятивные формы; общая конфигурация абразион-

ных и аккумулятивных участков. Палеоуклоны поверхности реконструируются на основе данных нивелировок древних морских террас. Для выявления условий поступления и баланса осадочного материала применяются литологические методы изучения вещественного состава материала, слагающего древние формы; в сочетании с морфологическим анализом древних берегов удается установить протяженность и пути вдольберегового перемещения рыхлого материала. При этом на устойчивость баланса осадков в течение длительного времени указывает значительная мощность осадочных тел аккумулятивных форм и однородность их состава, серия параллельных древних береговых валов и отсутствие реликтовых уступов размыва; о неустойчивости баланса материала свидетельствует присутствие обнаженных участков (без рыхлого плаща), или срезание береговых валов одной системы валами другой, или наличие заметных следов (уступов) размыва на определенных этапах развития. Как справедливо отмечают В. И. Славин и Н. А. Ясаманов (1982), по сохранившимся в ископаемом состоянии формам рельефа можно составить представление о масштабах абразионной и аккумулятивной деятельности морей прошлого.

Преемственность, унаследованность береговых форм и процессов проявляются в тех случаях, когда в течение длительного отрезка времени основные факторы развития побережья существенно не изменяются; если же они подвергались изменению, то такая унаследованность не наблюдается; наиболее чутко реагируют аккумулятивные образования. В ряде случаев на одних и тех же побережьях в разные этапы их геологической истории и при разных уровнях водных бассейнов возникают сходные формы рельефа морского берега. Это явление было названо унаследованностью развития береговых форм рельефа и освещено достаточно широко в отечественной литературе (Ульст, 1957; Гринбергс, 1957; Леонтьев, 1960б, 1961а; Леонтьев и др., 1960; Долотов, 1959; Невесский, 1961; Леонтьев, Долотов, 1964; и др.). Среди зарубежных отметим, например, работу В. Прайса (Price, 1956), в которой анализируется устойчивость береговых условий в течение большей части плейстоцена, выразившаяся в формировании целой серии разновозрастных береговых образований в юго-восточной части Северной Америки, на береговой равнине США.

При палеорекострукции прибрежных обстановок первоочередной задачей является установление положения древних береговых линий (Верзилин, 1979). Эта задача часто очень затруднительна из-за значительной миграции положения уровня моря и изменения береговых очертаний (Рухин, 1962; Попов и др., 1963; Верзилин, 1979), а нередко и из-за быстрого разрушения пляжей и абразионных форм рельефа; однако при использовании и сопоставлении всего комплекса признаков (геоморфологических, литологических, фаунистических) достаточно уверенное распознавание все же оказывается возможным (Короткий, Шумов, 1982). Сложной задачей остается реконструкция древних береговых линий в разрезах, поскольку в отдельные отрезки геологического времени они занимают чрезвычайно узкую зону (Дикинсон и др., 1974). В ходе реконструкций выявляется пространственное распределение различных прибрежных и наземных осадков (Крашенинников, 1971). Достаточно надежно положение бывшего уреза (среднее) может проводиться по контакту лагунных и пляжевых отложений (Короткий, Шумов, 1982), по отметкам подошвы берегового

вала, обращенного в сторону моря ниже подошвы абразионного уступа (Марков, 1934).

Подразделение прибрежной области древних водных бассейнов на зоны и подзоны, выделяемые нами при изучении современных морских побережий, часто чрезвычайно затруднительно. Н. И. Марковский (1973) же вообще считает это практически невозможным и предлагает использовать в палеогеографических построениях лишь обобщенный термин «прибрежная зона» как некое среднее положение переходной области между сушей и водным бассейном за время более или менее устойчивого положения береговой линии. В то же время в литературе, особенно зарубежной, проблема реконструкции конкретных прибрежных динамических обстановок древних морей и океанов занимает большое место, и автор попытался сделать некоторое обобщение, выделяя наиболее характерные из сохранившихся особенностей состава и слоистости осадочных толщ, наиболее четко отражающие динамику среды их накопления в характерных зонах или специфических условиях.

Выявленные характерные литологические особенности прибрежно-морских отложений трех динамических типов, соответствующих трем фаціальным зонам (см. главу 1), можно использовать для реконструкции положения береговых линий и характерных фаціальных зон древних водных бассейнов; так, при прослеживании в разрезе осадочной толщи последовательно сменяющих друг друга типов отложений можно отделить толщи, сформированные выше и ниже среднего положения уровня бассейна, отличающиеся существенной разницей в гидродинамических условиях осадконакопления (Долотов, 1982а; Dolotov, 1983).

§ 2. ПРИМЕРЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ДРЕВНИХ ПРИБРЕЖНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Зона пляжа

Достаточно хорошо обоснованные примеры ископаемых пляжевых образований описываются в геологической литературе редко (Марковский, 1973; Логвиненко, 1976), что, с одной стороны, объясняется частым объединением осадков прибойной зоны с отложениями широко понимаемой литоральной зоны (Градинский и др., 1980) или трудностью их выделения среди древних отложений шельфа (Петтиджон и др., 1976), а с другой — сложной динамикой их развития и плохой сохранностью (Марковский, 1981).

Остановимся на некоторых конкретных примерах.

Пляжевыми можно считать относимые Р. Восом (Vos, 1977) к прибрежью [foreshore] отложения верхнедевонского и нижнекарбонového возраста в бассейне Тиндоуф в Южном Марокко. Они представляют собой ровную или плоско-слоистые [evenly laminated или plane bedded] мелкозернистые песчаники со слоями, имеющими наклон 2—4°, и со слоями, обогащенными тяжелыми минералами. Пачки слоев мощностью 0,5—0,7 м прослеживаются вдоль палеоберега на расстояние свыше 100 м и отделяются друг от друга поверхностями несогласия, наклоненными под небольшим углом [low angle discordances].

К пляжевым (осадкам предбрежья) В. Дюпре (Dupré, 1984) относит позднплейстоценовые отложения морской террасы в бухте Монтерей в Калифорнии: параллельно слоистый с наклоном слоев в сторону моря хорошо сортированный средне- и крупнозернистый песок с гравием и галькой. Отмечаются слои с исключительно большой протяженностью и в то же время — линзы мощностью 1—2 см и длиной всего 15—30 см с наклоном слоев в сторону суши. Локально встречаются тонкие слои с повышенным содержанием тяжелых минералов.

Среди нижнемиоценовой толщи осадочных пород в долине Роны в Южной Франции (Mazzoni, Visentin, 1987) в качестве пляжевых рассматриваются пологонаклонные серии песчаника, включающего в себя гальку.

Сформированными в условиях пляжа считаются отложения одной из фаций Эккея группы позднпалеозойского возраста в Южной Африке (Vos, Hobday, 1977). Это хорошо сортированный песчаник с преобладанием тонкой ровной или плоской слоистости, с характерными пологонаклонными (2—4°) поверхностями контактов, очевидно, по мнению авторов, сформированные в условиях с высокой энергией процессов в зоне действия прибойного потока. В основании линз более грубого материала (вплоть до гальки), на их контакте с основной массой песчаного материала, прослеживается отмыв концентратов тяжелых минералов. Образование мелкой и средней мульдобразной косой слоистости [small to medium-scale trough cross-bedding] объясняется авторами возможным воздействием вдольбереговых течений в основании зоны предбрежья.

Древние пляжевые песчано-галечные образования, составляющие надводные аккумулятивные террасы древних стадий развития Балтийского моря в Эстонии (Раукас и др., 1965; Кессел, Раукас, 1967), характеризуются преобладанием типичной косой параллельной слоистости с прямолинейными слоями, имеющими падение в сторону моря под углом 2—5°, в целом носящей клиновидный характер (свидетельство смены аккумуляции размывом). В отложениях пляжевых (береговых) валов отмечается косая параллельная прямолинейная слоистость с наклоном слоев в сторону суши и к морю, относительно редко — косая параллельная вогнутая однонаправленная и косая непараллельная слабосрезанная клиновидная прямолинейная однонаправленная слоистость (в вершинной части валов — часто сильное срезание).

Для древних пляжевых образований Балтийского моря В. Г. Ульст (1957) считает характерным чередование серий параллельных почти горизонтальных слоев и клиновидных; береговые валы сложены косослоистыми сериями с разным наклоном слоев — свидетельство изменения динамических условий (крутонаклонные серии слоев разделены пологонаклонными).

В плейстоценовых пляжевых песчаных отложениях Западной Австралии (Semeniuk, Johnson, 1982) крутые поверхности разделов пачек слоев и пологонаклонные серии также создают клиновидную слоистость (серии пологонаклонных слоев срезаются основанием следующего клина), свидетельствующую о чередовании периодов размыва и намыва. Отмечались и захороненные в толще небольшие уступчики размыва.

Пляжевые отложения вендского возраста (ашинской свиты) на Южном Урале представлены, как считается (Дружинин, 1982), так называемыми куккараукскими конгломератами. Отмечаются одно- и разнонаправленные мелкие косослоистые серии с крутыми углами наклона слоев (до 20°), а также плоско-выпуклые линзы галечника. Встречена и группа серий конгломерата с очень крупной пологонаклонной (менее 5—7°) и горизонтальной слоистостью; в смежных сериях слойки направлены главным образом в одну сторону; слойки часто прерывисты, с нечеткими границами (вероятно, все это — отложения верхней части подводного пляжа).

В качестве отложений прибойной зоны рассматриваются позднедокембрийские породы (песчаники) формации Эккери в Северной Норвегии (Johnson, 1975); одна из субфаций характеризуется сериями пологонаклонных параллельных слоев (пляжевая субфация), другая — доминированием плоскостной [planar] и мульдообразной слоистости, напоминающая строение луннообразных мегарифелей, третья — с преобладанием параллельной слоистости, иногда с пологим наклоном слоев к морю — свидетельство высокой энергии среды.

Одна из литофаций верхнемеловых песчаников Эггле в штате Монтана, США (Rice, 1980), рассматривается как образовавшаяся в прибойной полосе. Она представлена мелкозернистыми песчаниками с параллельной слоистостью и сходным малым наклоном слоев в сторону моря; у их основания местами прослеживаются более грубый материал и повышенное содержание тяжелой подфракции. Предполагается, что другая литофация, вероятно, сформировалась на тыльной стороне пляжа [baskshore]; в ней преобладают пачки косых слоев с падением в двух противоположных направлениях, происхождение которых связывается с действием штормов. Серии слоев с наклоном к морю и к суше отмечаются и в толще, слагающей пляжевые валы и берму.

Предположительно в условиях тыльной части пляжа формировались и некоторые породы верхнемелового возраста, в пачках Колорадо-Коделл и Хуана Лопер карлильских сланцев (Mc. Lane, 1982). Это горизонтальные и пологонаклонные слоистые мелкозернистые песчаники, интенсивно биотурбированные.

Одна из пачек миоцен-плиоценовых аренитов в штате Нью-Джерси, США (Carter, 1975), рассматривается как образовавшаяся в прибойной зоне. Она состоит из чередующихся песчаных и гравийных слоев с многократным изменением направления слоев мульдообразного облика. Другая пачка представлена слоистыми хорошо сортированными песчаниками с падением слоев в сторону моря под углом 5—10° и протяжением до 10 м. Участки с почти горизонтальной слоистостью относятся к тыльной части пляжа.

В толще отложений хорошо сохранившихся плейстоценовых береговых аккумулятивных форм типа кос в Дании (Johannessen, Nielsen, 1986), сложенных крупнозернистым песком, гравием и галькой, выделяются слои мощностью до 1 м из более грубого материала, представляющие собой пляжевые штормовые валы. Основную часть пляжа слагают чередующиеся гравийные и песчаные слойки с наклоном к морю под углом 4—8°, сформировавшиеся в потоке заплеска волн. В приурезовой части

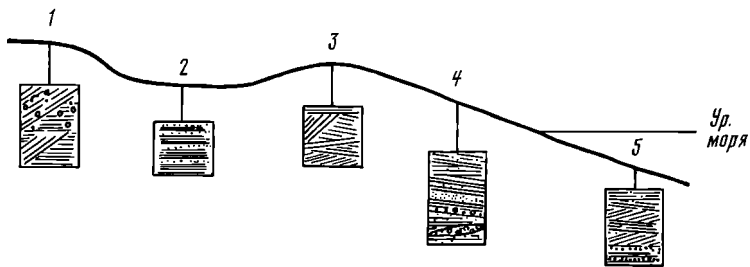


Рис. 37. Характерные особенности древних пляжевых отложений

1 — верхняя часть пляжа — зона воздействия штормов; 2 — тыльная часть пляжа [backshore, или back-beach]; 3 — пляжевый вал; 4 — морской склон пляжа; 5 — переходная зона от зоны разрушения к зоне потока заплеска волн. Остальные обозначения — см. рис. 3, 4, 6, 15 и 17

подводного склона, переходной полосе между зоной разрушения волн и их потоком заплеска, образовались среди слоев с разнообразным направлением падения [multi-directionally cross-bedded zone].

В палеозойских осадочных породах на центральном побережье Ганы (Лу, 1982) происхождение толщи мелкозернистых хорошо отсортированных песчаников мощностью 2—10 м с мульдобразной и плоской слоистостью, с падением слоев к морю предположительно связывается с действием обратного потока заплеска волн.

На основании всех изложенных выше данных, на рис. 37 представлена обобщенная идеализированная схема наиболее характерных признаков древних пляжевых отложений.

Волновая зона (деформации и разрушения волн)

Для подводного склона береговых аккумулятивных форм древних стадий Балтийского моря на территории Эстонии (Раукас и др., 1965; Раукас, Кессел, 1967) признаются характерными косая, чаще всего мульдобразная и косоволнистая вогнуто-выпуклая однонаправленная слоистость, связанные с воздействием волнений; мелкие или крупные волнистые и косоволнистые серии обычно секутся горизонтальными и косыми параллельными или клиновидными сериями.

Форм типа подводных валов [bars, или longshore bars], образовавшихся в условиях интенсивного волнового воздействия, вполне определенно выявленных в разрезах древних толщ, обнаружено было мало. В то же время в зарубежной литературе к валоподобным образованиям такого рода часто относились повторяющиеся пласты параллельно-слоистых мелководных песчаников, перекрытые косо-слоистыми (Allen, 1982 b), неоднократно упоминались формы типа морских валов [marine bars] (Davidson-Arnott, Greenwood, 1976).

К древним породам, сформировавшимся в динамических условиях зоны валов и ложбин (волновой), некоторые отечественные специалисты (Салихов, 1972) относят осадочные толщи прибрежно-морского происхождения, характеризующиеся крупной косой слоистостью барового

типа с прямыми параллельными слойками и прослоями, отличающимися четкой косой волнистой слоистостью, чье образование, вероятно, было связано с рифелями.

В палеозойских породах центрального побережья Ганы (Ly, 1982) мелкозернистые хорошо сортированные песчаники, часто имеющие эрозионные контакты с подстилающими породами и обладающие мульдобразной (с падением слойков к суше) и плоской слоистостью, были отнесены к зоне вершины подводного вала [bar crest]; в разрезе они чередовались с рифельными косослоистыми песчаниками (с небольшими слойками ила), относимыми к подзоне ложбин. В результате миграции подводных дюн формировались мульдобразные косослоистые серии (trough cross-stratified sets), а в условиях высокой штормовой энергии — плоскослоистые серии [plane-bedded sets]. Большое место занимает мелкая рифельная слоистость [small-scale ripple cross-lamination]. С действием разрывных течений (миграцией дюн) связывается образование толщи очень хорошо отсортированного песчаника мощностью до 2 м, обладающего мульдобразной косой слоистостью [trough cross-stratification]. Очень характерен эрозионный базальный контакт со смежными фациями. Мелкая рифельная слоистость, покрывающая слои песчаника сверху, трактуется как свидетельство уменьшения силы водного потока.

Среди верхнемеловых пород свит Колорадо-Коделл и Хуана Лопер, относящихся к карлильским сланцам (McLane, 1982), тела песчаников с рифельной и косой слоистостью [ripple-bedded и cross-bedded sandstone bodies] предположительно рассматриваются как фации ложбин (long-shore trough facies). Отмечается резкое основание слоистой толщи как свидетельство миграции вала над ложбиной.

Среди уже упоминавшихся плейстоценовых отложений, слагающих древние косы в Северной Дании (Johannessen, Nielsen, 1986), авторами выделяются песчаные отложения (разной крупности) мощностью 1—2 м, относимые к системе валов и ложбин [bar-trough system]. Плоскостные косые серии слойков [planar cross-bedded sets] сочетаются с пологонаклонными пачками [low-angled foresets], в свою очередь, перекрываемыми крутонаклонными [high-angled foresets], — свидетельство миграции подводных песчаных валов. Часто чередующиеся субгоризонтальные серии слойков [subhorizontal layers] мелкозернистых отложений с мелкой рифельной слоистостью более грубых — со средними и крупными косослоистыми пачками слойков — интерпретируются как отложения межваловых ложбин.

В осадочной толще мессинского возраста в районе Сорбас в Испании (Roer et al., 1979) выделяются построенные волнами подводные валы, характеризующиеся сериями слойков с крутыми и пологими углами наклона. Отмечается доминирование конгломератов и песчаников с косой мегаслоистостью, отличающейся очень разной крутизной падения слойков. Происхождение ее связывается с миграцией (под воздействием волн) лунообразных мегарифелей. На их поверхности отмечаются мелкие рифели небольшого протяжения.

Образование некоторых пород позднепалеозойской группы Эккея в Южной Африке (Vos, Hobday, 1977) предположительно объясняется действием разрывных течений, также формировавших лунообразные

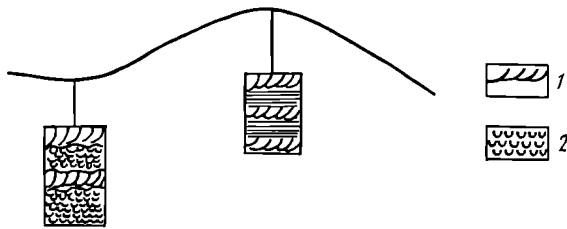


Рис. 38. Типичные текстурные особенности древних отложений зоны валов и ложбин
 1 — крупная мульдобразная косая слоистость с крутым наклоном слоев; 2 — мелкая рифельная мульдобразная косая слоистость. Остальные обозначения — см. рис. 3

мегарифели. Крупные мульдобразные косослоистые пакки мощностью 20—60 см объединяются в группы (линзовидных очертаний) мощностью 0,5—2 м, протяжением до 30 м, с эрозионным основанием.

Субгоризонтальные поверхности размыва, отделяющие фации каналов разрывных течений [rip channel facies] от смежных, четко прослеживаются в среднемиоценовых осадочных породах формации Калиенте в Калифорнии (Hunter et al., 1979) и признаются характерными для полосы с валами и ложбинами [longshore bar-trough system, или barred nearshore system].

С формированием специфических каналов стока развитых разрывных течений связывается происхождение некоторых нижнемиоценовых отложений в долине Роны во Франции (Mazzoni, Visentin, 1987), характеризующихся линзовидной вытянутой в сторону моря осадочной толщей, а также сложнопостроенных верхнеюрских толщ возвышенности Центральной Польши (Gruszczynski, Rudowski, Zrobek, 1986) — фации каналов разрывных течений и конусов выноса разрывных течений [rip channel и rip-current fan subfacies]. По мнению Х. Фюхтбауэра (Füchtbauer, 1974), в геологических разрезах зоны разрывных течений представлены удлиненными полосами грубозернистых отложений, вытянутыми под прямым углом к направлению палеоберега, местами с косой слоистостью, имеющей наклон в сторону моря.

Среди верхнедевонских и нижнекарбонных мелкозернистых песчаников (с прослоями ракушечников) бассейна Тиндоуф в Южном Марокко (Vos, 1977) доминирующая плоскостная с клиновидной косая слоистость [planar to wedge-shaped cross-bedding], чередующаяся с горизонтальной, связывается с миграцией подводных валов. В породах этой же зоны отмечается мульдобразная слоистость мегарифелей и небольших рифельных форм.

С формированием подводных дюн и песчаных волн [sand waves] в зоне воздействия волн, с действием вдольбереговых или разрывных течений Д. Райс (Rice, 1980) связывает происхождение некоторых литофаций в песчаниках Эагле верхнемелового возраста в американском штате Монтана — хорошо сортированных мелко- и среднезернистых песчаников с обилием мульдобразной и плоскостной косой слоистости, с размывом и погрубением материала на нижней их границе.

Часть фаций песчаника Тар Спрингс верхнемиссисипского воз-

раста в Иллинойском бассейне в США (Wescott, 1982) характеризуется мультислойными косослойными и горизонтально-слоистыми песчаниками, сформировавшимися в условиях разрушения волн: первые связываются с миграцией лунообразных мегарифелей непосредственно в сторону моря от линии разбивания волн, а вторые — с условиями высокой энергии в сторону суши от этой линии.

Наиболее характерные черты строения древних толщ, сформировавшихся в динамических обстановках интенсивного воздействия деформированных и разрушающихся волн, суммированы на рис. 38.

Зона течений (трансформации волн)

К этой зоне относятся многие из древних отложений, называемые в отечественной литературе мелководными, а некоторые авторы (Попов, 1968) считают их принадлежащими к донно-течениювому поясу, отличающемуся от волноприбойного.

Зарубежными специалистами к этой зоне относятся древние осадки, сформировавшиеся прежде всего в полосе дна на так называемом фасаде берега [shoreface], в нижней [lower] и верхней [upper] его частях, а также и на внешней зоне [offshore], причем как выше, так и частично, ниже среднего (нормального) положения волновой базы [normal wave base].

Среди верхнедевонских и нижнекарбонных пород бассейна Тиндоуф в Марокко (Vos, 1977) к рассматриваемой зоне относятся отложения, характеризующиеся в основном чередованием песчаников и алевролитовых сланцев с ракушечными слоями; местами отмечается клиновидная [wedge-shaped] и мультислойная слоистость. В сторону берега прослеживаются утолщенные слои мелкозернистого песчаника (по-видимому, штормового происхождения), переслаивающиеся с тонкими пропластками алевролитового песчаника; слоистость — горизонтальная, клиновидная, мультислойная. Все свидетельствует о происходившем частом и сильном перемешивании донных осадков и небольшом накоплении тонкозернистого материала.

В верхнем кварцитовом песчанике формации Даковварре в Северной Норвегии (Johnson, 1977) в одной из фаций отмечаются довольно мощные слои мелкозернистого песчаника, переслаивающиеся со слоями алевролитов (предполагается, что те и другие откладывались из взвеси в зависимости от динамичности среды, причем ниже среднего положения волновой базы). Отложения другой фации формировались в более динамичной среде (по-видимому, выше обычной волновой базы) и представляют собой тонкослойный мелко- и среднезернистый хорошо сортированный песчаник с очень редкими алевролитовыми слоями двух типов: более тонкослойный песчаник (с плоской и волнистой слоистостью и волновыми рифелями) и более мощные слои песчаника, сформированные в основном из взвеси в течение шторма; рифели на их поверхности, очевидно, образовывались при затихании шторма.

В верхнемеловых отложениях свит Коделл и Хуана Лопер карлильских сланцев в американском штате Колорадо (McLane, 1982) отмечается мелкозернистый песчаник, интенсивно биотурбированный, с пропластками

глинистых сланцев, местами с мелкой косо́й рифельной слоистостью; прослеживались хаммоки-слоистость [hummocky cross-stratification] и плоская слоистость, линзовидные песчаники и сланцы. В течение шторма откладывался горизонтальный слой песка, образовывались хаммоки, а в конце осаждался пелитовый материал.

В породах группы Эккея, позднепалеозойского возраста, в Южной Африке (Vos, Hobday, 1977) одна из фаций признается сформированной в условиях воздействия волновых течений в полосе, расположенной в сторону моря от линии разрушения волн. Это песчаники с тонкими прослоями аргиллитов и алевритов, с рифельной, горизонтальной и мультислойной косо́й слоистостью (последняя приурочена к штормовым линзам грубозернистого песчаника), временами подвергавшейся сильной биотурбации в промежутках между штормами.

В позднедокембрийской формации Эккери в Северной Норвегии (Johnson, 1975) прослеживается ритмичное чередование среднекрупнозернистого песчаника и алевритистого аргиллита; в песчанике — рифельные прослои в виде линз (с преобладанием волновых рифелей).

В среднеэоценовых отложениях формации Брэкешман в Южной Англии (Plint, 1983) прослеживаются биотурбированные алевритистые глины (с плоской слоистостью), местами — тонкие прослои мелкозернистого песка (вероятно, формировавшиеся во время штормов); эти отложения интерпретируются как образовавшиеся в спокойных динамических условиях ниже нормальной волновой базы. Имеются также биотурбированные песчано-глинистые алевролиты с тонкими штормовыми прослоями ракуши, хорошо сортированные пески с алевритистыми глинами, характеризующиеся рифельной, волнистой, флазерной и линзовидной слоистостью.

Эоценовые отложения формации Ллайяс в Калифорнии (Squires, 1981) представляют собой толщу чередующихся слоистых и биотурбированных песчаников. С удалением от берега последние преобладают, становятся алевритистыми и перемежаются с алевролитами. В слоистых песчаниках, образовавшихся в штормы, имеются эрозионные поверхности, а также рифельные структуры.

В формации Эре-Аку, мелового возраста, в Нигерии (Banerjee, 1980) прослеживаются биотурбированные алевролиты или тонкозернистые алевритистые песчаники (со следами волновых рифелей), хорошо сортированные песчаники (сформированные выше волновой базы) с волнистой или хаммоки-слоистостью (как результат перемещения рифелей), также в значительной степени подвергшейся биотурбации, с линзами косо́-слоистого песчаника.

В толще отложений мессинского возраста в районе Сорбас в Испании (Roer et al., 1979) прослеживаются илстые осадки со штормовыми слоями (ниже обычной, средней волновой базы), представляющие собой глины с песчаными и алевритистыми слоями и песчаными штормовыми прослоями (с рифельной поверхностью); отмечаются покровные песчаники [sheet sandstone] с мелкой и средней рифельной (мультислойной) косо́й и плоской (штормовой) слоистостью.

Для верхнемеловых песчаников Эагле в штате Монтана, США (Rice, 1980), характерны: тонкозернистые песчаники с прослойками алевроли-

тов и глины (резкие контакты свидетельствуют о размыве), песчаники с параллельной слоистостью и хаммоки-слоистостью, биотурбированные песчаники с тонкими пропластками глин.

Ордовикские кварциты свиты Эурека в американском штате Невада (Miller, 1977) включают в себя мелкозернистые песчаники с косою мульдообразной слоистостью, тонкослоистые сильно биотурбированные песчаники и значительно разрушенные биотурбацией алевролитисто-песчаные доломиты.

В палеозойской осадочной толще на побережье Ганы (Ly, 1982) наблюдаются хорошо сортированные мелкозернистые песчаники с плоской, параллельной и мелкой рифельной косою слоистостью — типами, формировавшимися в сменяющих друг друга условиях высокой и низкой энергии среды осадконакопления.

В некоторых фациях песчаников Тар Спрингс верхнемиссисипского возраста, в бассейне Иллинойс в США (Wescott, 1982) прослеживаются мелко- и среднезернистые кварцитовые арениты и сублитарениты с доминированием песчаников; преобладает горизонтальная слоистость, отмечаются рифельная, хаммоки, мульдообразная и пологонаклонная слоистость.

Среди юрских отложений района Уолластон Форленд в Восточной Гренландии (Surlyk, Clemmensen, 1983) наблюдаются: хорошо сортированные песчаники с небольшим содержанием глинистого материала, доминированием горизонтальной слоистости, присутствием мелкой косою рифельной слоистости (предположительно сформировавшиеся на глубинах 10—15 м, выше среднего положения волновой базы); более мелкозернистые песчаники с доминированием ритмитов, многие — сильнобиотурбированные (предположительно образовавшиеся вблизи средней волновой базы, на глубинах порядка 20 м); слоистые аргиллиты и ритмиты, ровные параллельно-слоистые и с прослоями мелкозернистого песка, а также отсортированные песчаники с эрозийным основанием, очевидно, штормового генезиса, ниже нормальной волновой базы, на глубинах около 30 м.

Удаленно-неритовая меловая формация в Средней Азии (Макарова и др., 1983) представлена отложениями так называемого донно-течениевого пояса с резкой сменой мелко- и грубозернистого материала, горизонтальной слоистостью, мелкими линзовидными косыми сериями, общим характерным переслаиванием глин, песков и алевролитов.

В среднепалеозойских породах удаленно-неритовой морской мелководной карбонатно-сланцевой формации Средней Азии (Плещенко и др., 1983) к донно-течениевому поясу относятся тонкослоистые известняки с мелкой однонаправленной косою слоистостью.

Среди мелководных пород нижекарбонového возраста в Марокко (Graham, 1982) отмечается чередование в песчаниках серий с мелкой косою рифельной и ровной [flat-laminated] слоистостью, прослеживаются аргиллиты (ровнослоистые и массивные) с перемежающимися с ними ровнослоистыми и линзовидными песчаниками, с характерными рифелями на поверхности.

В одной из фаций кварцитовых песчаников позднекембрийского возраста в Северной Норвегии (Hobday, Reading, 1972) к отложениям

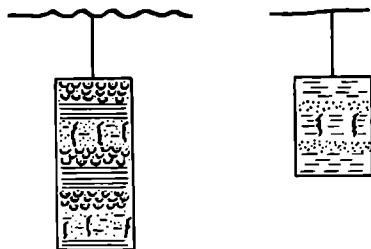
рассматриваемой зоны (образовавшимся путем выпадения взвешенного материала), видимо, следует относить горизонтально-слоистые перемежающиеся алевролиты и песчаники с обилием рифельных структур или же прослойки алевролитов среди косых серий слоек песчаников.

В нижнемиоценовых отложениях долины Роны во Франции (Mazzoni, Visentin, 1987) прослеживаются слои песчаника с хаммоки-структурами, штормовые отложения песчаника, обогащенного галькой.

Для нижней, внешней части подводного склона древних береговых аккумулятивных форм Балтийского моря в Эстонии (Кессел, Раукас, 1967) обычно характерна образовавшаяся в более или менее спокойной среде горизонтальная, пологоволнистая или косоволнистая слоистость.

Рис. 39. Типы древних отложений зоны течений

Условные обозначения —
см. рис. 3 и 38



В александровской свите нижнепротерозойского возраста, в одном из районов Восточной Сибири (Салихов, 1972), к подобной зоне также следует относить породы с преобладанием пологоволнистой и горизонтальной слоистости.

Одной из характерных особенностей донно-течениевых фаций В. И. Попов (1968) считает малую выдержанность косых серий, их линзовидную форму, волнистость и неровность очертаний границ этих серий.

Обобщенные черты строения древних отложений рассмотренной зоны даны на рис. 39.

Древние штормовые отложения

Сильные штормы, хоть и редкие, оставляют существенный отпечаток в геологической летописи, поскольку велик потенциал сохранности штормовых отложений, которые не способны видоизменить обычные, средние волновые режимы на уровне ниже средней волновой базы (Dott, 1983; Kreisa, 1981; Johnson, 1978; Dupré, 1984). Высказывается мнение, что штормовые процессы наложили свой отпечаток на многие структуры древних отложений шельфа, обнаруживаемые в геологических разрезах, а в исключительных случаях даже целиком состоят из таковых (Kreisa, 1981). Наибольшую вероятность сохраниться штормовые образования имеют там, где минимальна последующая их переработка; к таким формам и отложениям относятся различные эрозионные поверхности, внутрипластовые конгломераты и пропластки, хаммоки-структуры, ракушечные остаточные образования [shell lags], отсортированная слоистость [graded bedding] (Marsaglia, Klein, 1983).

В сводных работах по седиментологии (Allen, 1982b) приводятся

многочисленные примеры штормовых песчаных слоев [sand layers] разного возраста, образовавшихся на значительном удалении от береговой линии: переслаивания песчаников с аргиллитами, причем слои более крупного материала имеют мощность от нескольких миллиметров до 0,5 м, и нередко они прослеживаются по крайней мере на протяжении 400 м. Чаще же они имеют линзовидную, а некоторые каналобразную форму.

Изменение природы штормовых слоев в основном зависит от глубины и расстояния от берега, в связи с чем Ж. Дюраном (Dugand, 1986) в аренижанских отложениях Армориканского массива во Франции выделены два типа этих образований. В обстановке доминирования условий низкой энергии, ближе к берегу — отсортированные слои [graded layers], а в обстановках более высокой энергии среды (между нормальной и штормовой волновой базой), где штормы имеют особо важное значение, — типичны образования с хаммоки-слоистостью.

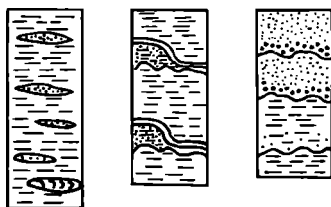


Рис. 40. Типы древних штормовых отложений

Условные обозначения — см. рис. 3, 4, 7, 15 и 26

В толще меловых конгломератов Мусебар и Гэйтс формаций в Британской Колумбии (Leckie, Walker, 1982) такая слоистость отмечается в переслаивающихся песчаниках и аргиллитах ниже нормальной волновой базы.

В средне- и верхнеордовикских отложениях формации Мартинсбург в штате Вирджиния, США (Kreisa, 1981) обнаруживаются штормовые слои, сформировавшиеся на значительном удалении от берега. Ниже нормальной волновой базы образовывались слои [couplets], состоящие из грубозернистой отмытой в шторм части [coarse lag] и тонкозернистой части, образовавшейся при осаждении частиц из взвеси, отмечается хаммоки-слоистость, мощность штормовых слоев уменьшается по мере увеличения глубины, отложения штормового генезиса имеют резкие основания, иногда в шторм формировались и тонкие слойки алеврита, заключенные в глинистые осадки.

Сходное чередование материала пелитовой и песчаной размерностей, предположительно штормового происхождения (воздействия штормовых течений) на глубинах порядка 15 м, отмечалось и в верхнемеловом комплексе песчаников пачки Суссекс в американском штате Вайоминг (Hobson et al., 1982).

На территории Нигерии (Vanegjee, 1981), в меловых биокластических известняках формации Эзе-Аку, среди тонкозернистых отложений обнаруживаются линзовидные слои грубозернистого ракушечного материала (размерности гравия), интерпретируемые как штормовые.

В миоценовых отложениях района Кэйп Бланко в штате Орегон

(Dott, Bourgeois, 1982) обнаруживается базальный конгломерат с валунами из песчаников размером до 1,5 в виде линз.

Среди мезозойских отложений в северной части Тетиса в Швейцарских пред-Альпах (Mettraux, 1987) предположительно на глубинах 9—15 м (ниже штормовой волновой базы) отмечались отсортированные штормовые слои [storm graded layers], мергели и известняки, тогда как выше этого уровня — известняки с хаммоки-слоистостью.

По мнению Р. Дотта и Дж. Бурже (Dott, Bourgeois, 1982), наилучшая сохранность в отложениях подобного типа слоистости характерна для полосы дна между нормальной и штормовой волновой базой. Распространенность ее в древних осадочных толщах достаточно большая. Она была обнаружена в верхнемеловых породах в районе Кэйп Себастьян в штате Орегон, США (Hunter, Clifton, 1982), в нижнекембрийских отложениях формации Кампито в Калифорнии (Mount, 1982), в нижнеюрских породах формации Хасле на о-ве Борнхольм, Дания (Surlyk, Noe-Nygaard, 1986), и др. На основе анализа данных, выполненного К. Марсаглиа и Г. Клейном (Marsaglia, Klein, 1983), в большинстве случаев нахождение хаммоки-структур приурочено к палеоштормовым зонам с зимними максимальными режимами.

Наиболее характерные особенности штормовых древних отложений суммированы в виде общей схемы на рис. 40.

Древние береговые бары

Древние береговые бары [barriers, или barrier islands] имеют очень широкое распространение в древних прибрежно-морских осадочных толщах. Они представляют собой мощные песчаные тела, вытянутые на десятки километров вдоль древней береговой линии, шириной до нескольких километров, мощностью обычно 15—20 м, а порой значительно больше (Brenner, Davies, 1974; Дикинсон и др., 1974; Конибир, 1979; Марковский, 1981). Иногда эти песчаники располагаются кулисообразно по отношению друг к другу среди глинистых пород (Буш, 1977). Необходимо подчеркнуть, что выделение баров в толще отложений часто затруднительно, поскольку они почти не отличимы от различных и многообразных береговых аккумулятивных форм типа кос, стрелок, томболо (Марковский, 1973; Дикинсон и др., 1974; Селли, 1981).

Древние береговые бары обычно сложены мелко- и среднезернистыми хорошо отсортированными песчаниками (Каледда, Шик, 1975), их индикатором служит горизонтальная смена фаций — от глинистых осадков открытого моря, с одной стороны, к лагунным и болотным отложениям, с другой — и вертикальная — от глинистого моря (в основании разреза) к баровым песчаникам, а затем, выше, к болотным осадкам (Гулд, 1974). Контакт баровых песков с морскими обычно постепенный, а с лагунными отложениями чаще всего резкий (Дикинсон и др., 1974). По вертикали вниз песчаник постепенно переходит в аргиллиты и алевролиты (Shelton, 1967).

Несколько более детально рассмотрим строение бара на примере песчаника Даффи Маунтэйн [Duffy Mountain] в американском штате Колорадо (Boyles, Scott, 1982), предположительно мелового возраста.

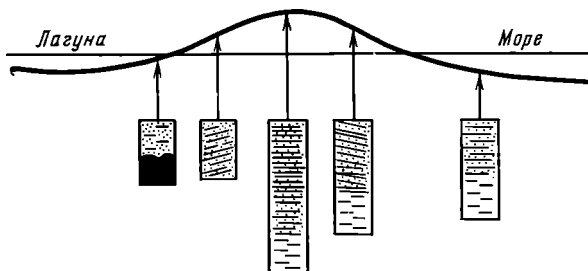


Рис. 41. Характерные особенности строения прибрежной толщи с древним береговым баром

Условные обозначения — см. рис. 3 и 26

В центральной части бара и на его морском склоне прослеживаются мелко- и среднезернистые песчаники, почти горизонтальные или с наклоном слоев к суше близ вершины и с падением слоев к морю на морском склоне. На тыльной стороне бара [back bar] — аргиллиты и песчаники с глинистой примесью, тонкослоистые. На подводном склоне с морской стороны бара — биотурбированные аргиллиты с мелкой рифельной слоистостью.

Береговые бары древних стадий развития Балтийского моря на территории Эстонии, чаще всего литориновой (Раукас и др., 1965), имеют протяжение до нескольких десятков километров, ширину 50—150 м и сложены мелкозернистым песком. В надводной их части преобладает параллельная косая слоистость, нередко чередующаяся с клиновидными сериями слоев; на подводном склоне — преобладание непараллельной косоволнистой слоистости. По описанию К. К. Маркова (1934), мощность песков литориновых баров на побережье Балтики достигает 10 м и более. На литовском побережье береговой бар Балтийского ледникового озера (Микалаускас, Гайгалас, 1973) составляет очень разнородный материал — гравийный, галечный, песчаный, валунный; имеются косослоистые линзы — свидетельство потока заплеска волн; общий наклон серий — в сторону моря под углом 3—5°.

Наиболее характерные особенности строения прибрежной толщи с береговыми барами подытожены на схеме (рис. 41).

§ 3. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ, БЛАГОПРИЯТНЫЕ ДЛЯ НЕФТЕ- И ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Бесспорным является тот факт, что подавляющее большинство скоплений нефти (а также газа) в мире связано с отложениями древних мелководий (шельфов) и прибрежных областей (Марковский, 1969, 1981; Буш, 1977). По оценкам к началу 80-х годов (Вышемирский, 1980), из мировых запасов на их долю приходилось 51% нефти и около 17% газа. В немалой степени это объясняется тем, что прибрежные области морей и океанов характеризуются максимальным развитием жизни и захоронением остатков жизнедеятельности организмов, а из общего коли-

чества органического вещества, поступающего в Мировой океан, 75% приходится на шельф (Марковский, 1981).

В последние годы в связи с истощением запасов старых месторождений углеводородов, в основном связанных с антиклинальными структурами, в нефтяной геологии в очень большой степени возрос интерес к выявлению, разведке и эксплуатации месторождений нефти и газа неантиклинального типа, в первую очередь так называемых литологических ловушек (Грачевский, 1974; Friedman, Sanders, 1978; Марковский, 1981; Проничева и др., 1979; Ратнер и др., 1982). Дальнейший прирост запасов и увеличение добычи углеводородов в нашей стране и за рубежом будет происходить именно за счет нахождения и изучения именно такого рода месторождений как в старых добывающих районах, так и в новых (Каледа, Максимов, 1977; Ратнер, Зубова, 1980; Керимов, 1981; Ратнер и др., 1982; Гусейнов и др., 1984). Согласно прогнозу, неантиклинальные ловушки будут значительно преобладать над структурными, например в Западной Сибири, а по оценке многих специалистов, в мире таких ловушек больше, и в них в основном сосредоточены обнаруженные запасы углеводородов (Проничева и др., 1979). Признается (Алексин и др., 1983), что литологические ловушки также приурочены преимущественно к прибрежным территориям суши и акваториям, непосредственно примыкавшим к древним морским береговым линиям.

Спецификой формирования литологических ловушек углеводородов является то, что она определяется непосредственно факторами и механизмом процесса осадконакопления при определяющем влиянии различных физико-географических факторов (Алексин и др., 1971). К необходимым условиям, обеспечивающим образование коллектора (природного резервуара), способного вместить мигрирующие углеводороды, относятся динамические обстановки, способствующие созданию достаточно мощных хорошо отсортированных песков (чистых или в смеси с алевроитом, но по возможности без глинистых частиц), обладающих хорошей проницаемостью, пористостью. Такие условия, как мы видели из изложения материала предыдущих глав, создаются в первую очередь в прибрежных областях, характеризующихся наиболее динамичной обстановкой рельефо- и осадкообразования, что связано с воздействием волн, течений, приливов и отливов. Качество резервуара приобретают «зрелые» пески, т. е. прошедшие существенную переработку (Galloway, Hobday, 1983) в процессе интенсивной гранулометрической дифференциации и концентрации относительно чистых хорошо отсортированных песков (Веггер, 1980). При этом справедливо считается, что фактором, способствующим формированию достаточно объемного коллектора, является миграция береговой линии (Буш, 1977), что обуславливает создание широкой полосы, в которой могут улавливаться мигрирующие углеводороды.

Еще одним обязательным условием для образования скоплений нефти и газа является близость потенциальных так называемых нефтематеринских (нефтепроизводящих) осадков (Марковский, 1981). Часто накопление органического вещества в анаэробных условиях происходит в относительно затишных зонах прибрежных областей, с одной стороны, на дне лагун и заливов, а с другой — в достаточно удаленных от

берега зонах шельфа, в условиях сравнительно низкой энергии динамических процессов (Brenner, 1980) в общем уже за пределами прибрежной области.

К необходимым условиям образования промышленных скоплений нефти и газа в литологических ловушках относятся существенные изменения литологического (гранулометрического) состава отложений (Бондаренко, 1980; Ратнер и др., 1982), чередование песчаного (песчано-алевритового) и глинистого материала, выклинивание слоев-коллекторов и замещение песчаных горизонтов глинистыми вверх по восстановлению пластов (Марковский, 1981). Опять-таки подобные условия характерны именно для прибрежных областей морей и океанов. Благодаря этому создаются преграды (латеральные экраны) движущимся флюидам (углеводородам), которые удерживаются здесь.

Обязательным условием для их последующего захоронения (консервации) должно быть наличие тонкого (глинистого) непроницаемого материала (или слабопроницаемого), который как бы запечатывает образовавшуюся залежь горячего полезного ископаемого, образуя покрывку.

Ловушки, являющиеся частью природного резервуара (где скапливаются углеводороды) или же идентичные ему, могут быть различных типов, причем для прибрежной области характерным является формирование так называемых литологических замкнутых ловушек (Гостинцев, Гроссгейм, 1969; Ратнер, Зубова, 1980; Ратнер и др., 1982), ограниченных во всех сторон резервуаров, а среди них — класс ловушек аккумулятивных тел (зонального и локального распространения). Очень характерный литологический тип латерального экрана создается при накоплении глинистого материала вокруг песчаных прибрежных аккумулятивных образований (Керимов, 1987). В подгруппе замкнутых коллекторов (литологических залежей) выделяются баровые и в линзах (Гостинцев, Гроссгейм, 1969).

Особенно часто коллекторами нефти и газа являются бары — высокопродуктивные тела, как правило, сложенные мелкозернистыми хорошо отсортированными песчаниками (Каледя, Шик, 1975; Никифоров, 1977). Образованию залежей способствует то, что при их формировании чистые пески (впоследствии песчаники) окружены илистыми осадками (впоследствии) — глинистыми сланцами (Ehlig, Harms, 1968; Ward, Brady, 1979). С барами связано формирование линзовидных «шнурковых» ловушек (Чистяков и др., 1983). Высокая продуктивность обусловлена их связью с нефтематеринскими толщами в предбаровом бассейне и забаровой лагуне (Каледя, Шик, 1975). Осадки лагуны, бара и прилегающей части шельфа составляют единый потенциально нефтеносный фациальный комплекс (Вебер, 1956).

На территории нашей страны с ними связаны месторождения углеводородов во многих районах, например, в Западно-Сибирской, Прикаспийской, Ферганской, Волго-Уральской, Охотской нефтегазоносных провинциях (Горелов и др., 1982), Припятском прогибе (Демидович, Назарова, 1981). За рубежом такие месторождения имеют широкое распространение в США — в штатах Оклахома, Нью-Мехико, Огайо, Колорадо (Буш, 1977), Небраска (Ehlig, Harms, 1968), Дакота (Ратнер и др., 1982) и др.

В качестве ловушек могут служить другие аккумулятивные образования прибрежной области типа кос и отмелей (Проничева и др., 1982). В Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Камско-Кинельской долине) нефтегазонакопление было связано с эволюцией древних пересыпей, кос, береговых аккумулятивных террас, в Ферганской — (в ряде случаев) с формированием и преобразованием кос, в Тимано-Печорской провинции — с морскими аккумулятивными террасами (Горелов и др., 1982). В качестве коллекторов могут быть и приливные пески на прибрежных низменных равнинах в условиях переслаивания глинистых сланцев и песчаников приливного генезиса (Марковский, 1981). Считается (Ратнер и др., 1982), что аккумуляция песчано-алевритовых осадков в зоне морских течений, которые нередко оказываются окруженными со всех сторон слабопроницаемыми породами, также могут обусловить формирование коллекторов углеводородов. То же может происходить в песчаных телах (грядах) в зоне действия приливных течений (Конибир, 1979), очень часто — в известняках (Friedman, Sanders, 1978). Аккумулятивные тела (бары, косы, пересыпи, приливные и штормовые донные гряды) предлагается относить к так называемым гидродинамическим седиментационным ловушкам, созданным целиком экзогенными процессами (Чистяков, Щербаков, 1985), причем на шельфе имеет место активная лавинная седиментация — интенсивное накопление осадков в виде крупных аккумулятивных тел (Чистяков, Щербаков, 1984б).

Колебательные движения и перемещения береговой линии приводят к частому переслаиванию песчаных и глинистых пород древней прибрежной области, линзовидному залеганию и региональному выклиниванию (Марковский, 1973), а трансгрессии и регрессии, следующие за периодами с анаэробными условиями на некоторых участках, благоприятны для образования битуминозных пород (Kölbl, 1967). Так, например, на фоне трансгрессивно-регрессивных фаз развития рельефа прибрежной области формировались разнообразные литологические ловушки в Прикаспийской нефтегазоносной провинции (Горелов и др., 1982). По положению продуктивных толщ в осадочном цикле выделяются три их группы: трансгрессивные, регрессивные и трансгрессивно-регрессивные (Вышемирский, 1980).

В целом наиболее распространенным следует признать мнение, что в процессе трансгрессии происходит захоронение прибрежного бара мелкозернистыми осадками, запечатывание его в конечном итоге непроницаемой крышкой (Гостинцев, Гроссгейм, 1969; Гусейнов и др., 1984). Осадки трансгрессирующего моря, перекрывая нефтематеринские, сохраняют захороненное органическое вещество, предохраняя его от окисления (Марковский, 1973). Бары, образованные в условиях трансгрессии, расцениваются как прекрасные ловушки и потенциальные резервуары для накопления нефти (Каледа, Шик, 1975; Kraft, John, 1979). Существует мнение (Марковский, 1981), что так называемые узлы нефтегазонакопления (районы с наиболее оптимальными условиями для формирования крупных месторождений углеводородов) формируются в условиях устойчивого и сравнительно длительного погружения территории. В то же время отмечается (Конибир, 1979), что в условиях трансгрессии песчаные тела, формирующиеся на разных глубинах, обычно сливаются, образуя не-

прерывный плащеобразный песчаный покров, неуклонно нарастающий в сторону суши и сравнительно маломощный.

Хорошими коллекторами (резервуарами) считаются песчаные отложения, образующиеся при выдвигении береговой линии баров в сторону моря (Galloway, Hobday, 1983; Tilley, Longstaffe, 1984), составляющие верхнюю часть подводного склона и пляжа. Вместе с тем регрессивные песчаные тела некоторыми специалистами признаются менее перспективными в отношении накопления углеводородов, чем трансгрессивные, однако вопрос остается открытым, поскольку морские песчаные толщи, образовавшиеся в ходе регрессии, служат коллекторами на многих месторождениях (Конибир, 1979). Примерами являются толщи на побережье Мексиканского залива, в Техасе (Марковский, 1973), на п-ове Бузачи на восточном побережье Каспийского моря (Горелов и др., 1982).

Вопросы поиска, разведки и эксплуатации месторождений нефти и газа (литологических ловушек), образовавшихся в динамических обстановках прибрежной области древних морей и океанов, неразрешимы без широкого использования знаний о современных процессах рельефообразования и осадконакопления.

К задачам первостепенной важности следует относить, во-первых, реконструкцию обстановок процессов седиментации (Конибир, 1979; Селли, 1981). Это особенности механизма осадкообразования, источники, пути поступления и разноса осадочного материала (Гостинцев, Гроссгейм, 1969), выявление факторов и результатов гранулометрической дифференциации этого материала. При этом особое значение имеет выделение генетических и фациальных типов отложений (Марковский, 1981). В результате становится возможным выявление зон выклинивания песчаных горизонтов (Гостинцев, Гроссгейм, 1969; Алексин и др., 1983). Применение литологических методов позволяет оценить коллекторские свойства песчаных пород (Каледа, Максимов, 1977).

Не меньшее значение для нефтяной геологии имеют палеогеоморфологические исследования (Грачевский, 1974; Конибир, 1979; Горелов и др., 1982). Для определения направления зон выклинивания, оценки размеров, простираения и объема песчаных коллекторов необходимо выявление и детальное изучение прежде всего аккумулятивных форм. Изучение процессов палеорельефообразования и форм палеорельефа имеет важнейшее значение для определения миграций береговой линии, выявления выклинивания пластов различного литологического состава. Непременно должна быть установлена зависимость процессов осадконакопления от особенностей форм рельефа и процессов рельефообразования (Проничева и др., 1979). Основные закономерности размещения форм рельефа помогают рациональному планированию поисковых работ (Проничева и др., 1977).

Составление на основе выявленных в ходе палеогеоморфологических и литологических исследований закономерностей, соответствующих карт обеспечит и более рациональное (более экономичное) заложение поисковых, разведочных, а впоследствии и эксплуатационных скважин. Неучет же генезиса образовавшейся ловушки углеводородов приводит к пробуриванию многих «сухих скважин» (Марковский, 1973), например,

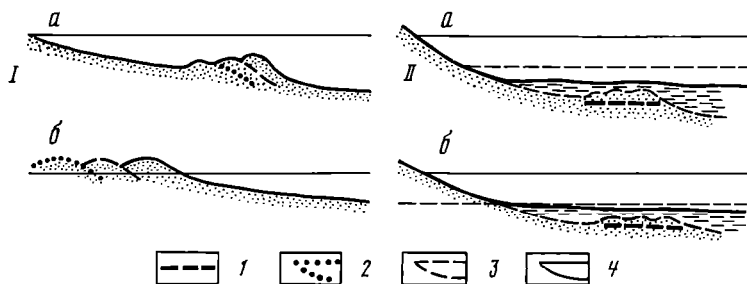


Рис. 42. Обстановки, благоприятные для формирования залежей углеводородов в прибрежной области

I — обстановка высокой энергии, способствующая созданию коллекторов; II — обстановка низкой энергии, способствующая сохранению коллекторов и накоплению в них углеводородов; а — условия развития бара; б — условия развития береговых аккумулятивных форм

1 — залежь углеводородов; 2, 3, 4 — положение уровня и профиля на последовательных этапах развития прибрежной области. Остальные обозначения — см. рис. 3

к излишней частоте бурения для подсчета нефтяных запасов (Carrigy, 1967).

Если оценивать перспективность в отношении нефтегазоносности отдельных зон прибрежной области, то, исходя из изложенного в работе материала, на наш взгляд, можно было бы высказать такие предположения.

Для формирования залежи углеводородов требуется соблюдение двух условий (динамических обстановок разного типа) в строго определенной последовательности (рис. 42). Первый этап — это высокодинамичная обстановка, которая может обеспечить создание коллектора потенциальных углеводородов достаточной мощности. При этом должны быть условия, обеспечивающие поступление значительных масс песчаного материала и их устойчивую в течение достаточно протяженного отрезка времени интенсивную дифференциацию (сортировку с выносом более мелких частиц) и аккумуляцию. Наиболее благоприятные условия имеются в случае образования баров (особенно близ устьев рек с обильными выносами в море), некоторых береговых аккумулятивных форм (в надводной их части). Накопление осадков с необходимыми коллекторскими свойствами может происходить и на подводном береговом склоне, особенно в зоне действия сильных приливных течений. Накоплению сортированной песчаной толщи отложений в наибольшей степени содействуют условия медленной трансгрессии, однако в зависимости от объема поступающего осадочного материала оно может происходить и при любом другом темпе погружения, а также регрессии.

Второй этап — обстановка с низким энергетическим уровнем процессов рельефо- и осадкообразования. Он необходим для выведения сформировавшегося песчаного коллектора из зоны воздействия сильных гидродинамических факторов — волнения и его потока заплеска, разного рода течений. Наилучшая динамическая обстановка для этого отмечается при достаточно высокой скорости погружения, когда аккумулятивное

песчаное тело не успевает размываться. При медленном же погружении характерно растягивание запасов песчаного материала по широкой площади, а нередко этот плащ в значительной степени разрушается. Регрессия завершает формирование залежи углеводородов, выводя песчаные участки коллектора за пределы воздействия субаквальных факторов и подвергая их переработке только субаэральными.

§ 4. НЕКОТОРЫЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

В соответствии с установленными природными закономерностями в прибрежной области ощутимая дифференциация осадочного материала по удельному весу (минералогическая дифференциация) начинается по достижении достаточно хорошей отсортированности этого материала по крупности (Невесский, Щербаков, 1960; Павлидис, 1968), по достижении оптимальной крупности, вероятно, не свыше 0,3—0,4 мм (Аксенов и др., 1965б). Наиболее благоприятные условия для естественного обогащения осадков рудным веществом создаются в том случае, когда размеры зерен тяжелых минералов и основной массы прибрежных осадков совпадают или мало отличаются (Павлидис, 1965; Бойнагрян, 1971). В связи с этим крупность и сортированность исходного осадочного материала, поступающего в прибрежную область, определяют характер его дифференциации по гидравлической крупности (Щербаков, Павлидис, 1962).

Выделяются две фациальные зоны, где наблюдается формирование участков, обогащенных тяжелыми минералами с возможным созданием россыпи; это фации пляжей и подводного берегового склона (Нестеренко, 1977). Пляжевый тип россыпей является главным фациальным типом промышленных месторождений тяжелых минералов на берегах Мирового океана (Айнемер, Коншин, 1982).

Основная часть рудных тел россыпных месторождений морских побережий сформирована на пляже (Нестеренко, 1977). Во второй главе нами уже рассматривались некоторые особенности сепарации материала в потоке заплеска волн. Здесь же только подчеркнем некоторые особенности этого процесса.

Отмыв слоев тяжелых минералов начинается в тот момент, когда скорости потока волнового заплеска становятся достаточными для взмучивания и выноса легких частиц (Аксенов и др., 1965б), что приводит к накоплению тяжелых частиц (Аксенов и др., 1965а). Поскольку скорость обратного потока несколько меньше скорости прямого, то более тяжелые остаются, а повторность этого процесса обуславливает естественное шлихование (Болдырев, 1960; Аксенов, Петелин, 1964).

Наибольшее обогащение пляжевых песков тяжелыми минералами (образование концентратов) отмечается в верхней части пляжа, в сфере действия заплеска наиболее сильных штормовых волнений (Ульст, Майоре, 1960; Аксенов, Петелин, 1964; Линчюс, 1967; Сакс, 1978; Айнемер, Коншин, 1982).

Отмытые в результате повторных циклов размыва и переотложения

концентраты тяжелых минералов могут образовать продуктивные горизонты в теле аккумулятивной формы (Аксенов, 1972).

Неоднократная перестройка береговых аккумулятивных образований в одних случаях способствует глубокой минералогической дифференциации, вплоть до образования россыпей, а в других — разрушению ранее сформированных россыпей (Ульст, 1970); селекция материала с обогащением отложений тяжелой подфракцией прослеживается при резком изменении направления берега, когда тяжелые частицы продолжают движение вдоль берега, как на оконечностях кос (Щербаков, 1958).

На подводном береговом склоне в целом отмечается уменьшение содержания тяжелой подфракции в осадках (Аксенов и др., 1965а), что отмечалось и на основании наших материалов во второй главе. С одной стороны, зоной резкого обогащения поверхностного слоя осадков по сравнению с зоной трансформации волн, где придонные скорости не превышают неразмывающих скоростей для тяжелых частиц, признаются некоторые участки зоны разрушения волн (морской склон и гребень подводного вала), где скорости должны превышать значения скоростей, сдвигающих эти частицы (Аксенов и др., 1965а). С другой — и в зоне трансформации волн на Балтийском море было зафиксировано значительное обогащение донных отложений тяжелыми минералами благодаря уменьшению скорости их перемещения (Ульст, 1963; Болдырев и др., 1971) — в виде вытянутых полос параллельно береговой линии в соответствии с зональностью по минералогическому составу (Смолдырев, 1978).

На участках дефицита рыхлого материала (например, размываемых участках береговых аккумулятивных форм), а также транзитных участках благодаря выносу более легких частиц может происходить значительное повышение концентрации тяжелых минералов на пляже (Щербаков, 1958; Болдырев, 1960; Ульст, 1963) и в зоне разрушения волн — подводных валов и ложбин (Болдырев, 1960; Аксенов и др., 1965а). На участках аккумуляции, в условиях торможения потока наносов, благодаря замедлению скорости перемещения тяжелых частиц и их отставания от движения более легких частиц обогащение осадков тяжелой подфракцией связано с выпадением и накоплением их (Болдырев, 1960; Ульст, 1963, 1970), причем оно приурочено не к пляжу, а к средней части подводного берегового склона (Болдырев и др., 1971).

Для образования прибрежно-морской россыпи тяжелых минералов промышленного значения (при наличии и пополнении достаточного количества рыхлого материала с полезным компонентом) требуется целый ряд условий, целиком определяемых динамическими обстановками среды рельефообразования и осадконакопления (Одесский, Яблоков, 1974; Сакс, Смолдырев, 1970; Величко и др., 1978; Григорьев, Игнатов, 1984). К этим условиям относятся: осуществление длительной, устойчивой и интенсивной дифференциации осадочного материала (достаточно хорошо отсортированного по крупности) по удельному весу на определенном участке в ходе неоднократного его перемещения, перемыва и переотложения, при обязательном проявлении сильных гидродинамических (волновых) режимов и при общей устойчивости положения ак-

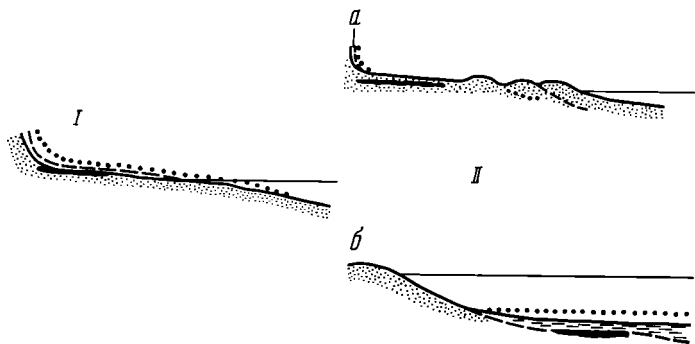


Рис. 43. Обстановки, благоприятные для образования повышенных (промышленных) скоплений тяжелых минералов

I — обстановка высокой энергии, способствующая интенсивной сепарации материала по удельному весу и его обогащению тяжелой подфракцией; II — обстановка низкой энергии, способствующая сохранению сформировавшейся россыпи тяжелых минералов; а — условия нарастания берега при стабильном уровне бассейна; б — условия быстрого погружения прибрежной полосы. Остальные обозначения — см. рис. 3, 17 и 42

кумулятивных образований без направленного смещения их контуров. Только в таких случаях происходит интенсивное естественное шлихование и обогащение рыхлой массы отложений полезными компонентами.

В результате, в прибрежной области могут сформироваться россыпи в виде узких вытянутых параллельно береговой линии полос, слоев и линз сравнительно небольшой мощности, с характерным резким преобладанием длины над шириной (Одесский, Яблоков, 1974).

На современных пляжах россыпи тяжелых минералов чаще всего образуют цепочки рудных тел, как правило, с незначительной мощностью продуктивных песков (обычно 20—30 см, а нередко не свыше 2—5 см). По сведениям, приводимым Х. Джонсом и П. Дэвисом (Jones, Davies, 1979), на побережье Австралии на современных пляжах были зафиксированы прослои, обогащенные тяжелыми минералами (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров), протянувшиеся на несколько километров вдоль берега. По нашим наблюдениям на о-ве Эфате (о-ва Новые Гебриды) в Тихом океане, на одном из участков пляжа, протяженностью (вдоль берега) около 150 м, вблизи устья реки мощность слоя концентратов тяжелых минералов достигала 0,7 м (в зоне максимального заплеска наиболее сильных волн); толщина имеет вид линзы, однородное строение и носит явный характер рудного тела (россыпи), поскольку содержание тяжелых минералов в ней (в основном магнетита) достигает 97—99%.

Считается, что россыпи подводного берегового склона встречаются значительно реже, чем пляжевые, и концентрация тяжелых минералов в них приурочена к более мелкой фракции (тонкого алеврита) — 0,05—0,01 мм (Логвиненко, 1980). Нередко они имеют протяженность в несколько десятков километров и ширину несколько сотен метров, причем содержание тяжелой подфракции составляет обычно всего 4—10%, редко

20—25%, и она достаточно равномерно распределена в теле россыпи (Одесский, Яблоков, 1974). Первостепенное значение имеет потенциальная возможность восполнения выработанных запасов при эксплуатации за счет регенерации подводной россыпи в результате динамического воздействия среды (Болдырев и др., 1971; Величко и др., 1978).

Детальный анализ геоморфологических условий, предопределяющих формирование прибрежно-морских россыпей, выполнен в недавно вышедшей сводной работе (Воскресенский, 1985).

В целом материал, приведенный в предыдущих главах, позволяет сделать общую сравнительную оценку перспективности отдельных зон прибрежной области с точки зрения образования повышенных (промышленных) скоплений тяжелых минералов (рис. 43). Безусловно, для формирования рудного тела (россыпи) наилучшие условия существуют в зоне действия потока заплеска волн (максимальных заплесков наиболее сильных волнений, т. е. в верхней части пляжа). Только на этих участках профиля существует реальная возможность накопления тяжелых частиц, отсутствие условий для размыва накопившихся полезных компонентов обычными средними волнениями и, напротив, существование условий для дополнительного обогащения этих скоплений благодаря повторному действию самых сильных волнений и эпизодическому подмыву эоловых форм рельефа. В этом отношении наиболее благоприятные условия создаются в том случае, когда образовавшаяся россыпь будет выведена из зоны воздействия всяких волнений благодаря нарастанию пляжа на участках берега, испытывающих выдвигание в сторону моря.

В зоне разрушения волн (валов и ложбин), хотя, как мы видели, динамические условия для достаточно интенсивной сепарации осадков по гидравлической крупности имеются, все же мощность обогащенных слоев в общем не может быть велика из-за слишком большой общей мобильности этих участков и частого изменения динамического режима, а главное из-за смещения положения валов и ложбин в том или ином направлении и отсутствия условий для захоронения (консервации) обогащенных горизонтов. В зоне же трансформации волн динамическая обстановка, по всей вероятности, редко (да и то лишь при удачном сочетании обстоятельств) может приводить к значительному обогащению осадков полезными компонентами, притом небольшой мощности.

В целом, как и в случае с месторождениями углеводородов, для сохранения сформировавшейся россыпи (в динамических условиях высокой энергии) обязателен следующий этап с условиями низкой энергии, что позволит сохранить эту россыпь от дальнейшего воздействия гидродинамических факторов (от разрушения). Такие условия опять-таки могут возникать лишь при регрессии или трансгрессии, предопределяющих выведение определенных участков прибрежной области из-под влияния этих факторов.

1. В прибрежной области морей и океанов, в которой одним из динамических факторов обязательно является волнение, следует выделять три основные динамические (энергетические) обстановки, или среды рельефообразования и осадконакопления. Они характеризуются определенными участками земной поверхности выше или ниже среднего положения уровня водного бассейна, спецификой и интенсивностью процессов движения воды и осадочного материала, вполне определенными результатами этих процессов — формами рельефа и распределением осадков как на поверхности (в зоне контакта с действующими динамическими факторами), так и в осадочной толще, отличающейся типичными текстурными признаками.

Характер этих динамических обстановок определяется энергетическим уровнем среды рельефообразования и седиментации — характером и интенсивностью расходования энергии волн открытого моря, а тем самым степенью проявления гидродинамических факторов над профилем прибрежной области. В связи с этим обычно (в типичном случае отмелого аккумулятивного песчаного побережья) выделяются следующие обстановки: с общим медленным, постепенным расходованием волновой энергии (зона трансформации волн), с общим быстрым и резким расходованием (перераспределением) энергии (зона перестройки и разрушения волн) и с общим окончательным расходованием перераспределившейся энергии волн, в типичном случае — резким и интенсивным (зона потока заплеска волн). В природе встречаются различные модификации, и, например, может отмечаться только процесс постепенного медленного расходования энергии.

Энергетический уровень среды (интенсивность проявления гидродинамических факторов) непосредственно отражается на характере динамических процессов и их результатах. В зоне трансформации волн прослеживается преобладание: влияния придонных течений (однонаправленного плоского потока воды); переноса осадочного материала во взвешенном состоянии и выпадения его из взвеси; мелких рифельных форм на поверхности дна; мелкозернистого, часто недостаточно сортированного материала; небольшого диапазона изменений рельефа и состава донных осадков; текстур, характерных для режима с низким уровнем энергии (типа мелкой косой мультислойной рифельной слоистости). В зоне перестройки и разрушения волн наблюдается преобладание: волновых (колебательных) придонных движений воды; характерного переноса осадочного материала волочением (наряду с переносом саль-

тацией и во взвеси); участков поверхности профиля с крупными формами рельефа или плоскими; в целом более крупного и сортированного материала (по сравнению с предыдущей зоной); значительного диапазона изменений рельефа и состава донных осадков; текстур, характерных для динамического режима с высоким уровнем энергии (типа крупной косой мультислойности и плоской). Для зоны потока заплеска волн характерно преобладание: прямолинейных разнонаправленных движений воды; переноса материала в основном волочением (наряду с сальтацией и во взвеси); плоских участков поверхности значительного протяжения; в целом достаточно крупного и сортированного материала; значительного диапазона изменений рельефа и состава осадков; текстур, типичных для динамического режима с высоким уровнем энергии (типа плоской слоистости).

2. Динамические обстановки (как определенные участки прибрежной области) испытывают смещение в пространстве и во времени разного масштаба (в течение отдельных фаз волнений, волновых режимов различной силы и разного направления, разных лет, во время сгонов и нагонов, в прилив и отлив, при колебаниях уровня бассейна, катастрофических ураганах и циклонах, тектонических движениях) с изменением уровня энергии в трех выделяемых зонах.

В целом изменчивость среды (в горизонтальном и вертикальном направлениях), предопределяющая отсутствие условий для устойчивого накопления осадков, особенно велика в зонах разрушения и потока заплеска волн; она значительно меньше в зоне трансформации волн, где в целом преобладает аккумуляция осадков, отчасти прерывающаяся только в редкие сильные штормы. Отсюда и разный потенциал сохранности форм рельефа и отложений, неодинаковые возможности для их перехода в ископаемое состояние. При этом важна также длительность воздействия гидродинамических факторов: так, на некоторых участках зоны трансформации волн воздействие этих факторов штормового характера проявляется лишь эпизодически.

3. В древних прибрежно-морских отложениях можно обнаружить отпечатки тех же трех выделяемых динамических обстановок. Однако из-за неодинакового потенциала сохранности форм и отложений, связанного с разной динамичностью сред, встречаемость их различна. Чаще всего описываются породы, образовавшиеся в динамических обстановках зоны трансформации волн и много реже двух других зон, особенно наиболее динамичной (мобильной) — перестройки и разрушения волн. Нередко зоны разрушения и потока заплеска волн не разделяются, что в первую очередь объясняется интенсивностью и многократностью переработки форм рельефа и отложений. Кроме того, возможно и смещение, наложение этих форм одна на другую (при определенном строении профиля).

Таким образом, в ископаемое состояние переходят главным образом осадки внешней, наиболее глубокой и наименее динамичной в целом зоны трансформации волн. Значительная распространенность штормовых образований свидетельствует об их большом потенциале сохранности как форм и отложений, связанных с явлениями, результаты деятельности которых в течение длительного периода (при более слабых режимах) почти не подвергаются никаким изменениям.

4. Формирование месторождений осадочных полезных ископаемых непосредственно связано с динамическими обстановками рельефообразования и осадконакопления и определяется возможностью создания обязательных условий двоякого рода в строгой их последовательности. Сначала необходимы высокодинамичные обстановки для образования достаточно мощных отсортированных песчаных осадков — коллекторов углеводородов или для интенсивной сепарации мелкозернистого материала по удельному весу с обогащением осадков тяжелыми минералами. Затем необходимы обстановки с низкой энергией для возможности захоронения отмытых концентратов тяжелых минералов (россыпного рудного тела) или потенциальных продуктивных горизонтов — коллекторов. Выведение же участков из зоны воздействия активных гидродинамических факторов в природе трудно осуществимо без трансгрессии или регрессии.

Накопление мощных пористых песчаных коллекторов нефти и газа (продуктивных горизонтов, или толщ), которые затем перекрываются непроницаемыми покрывками (экранами) — осадками глинистого состава, к тому же с неперенными условиями выклинивания песчаных горизонтов и близости источника органического вещества, происходит чаще всего в теле баров (с лагунами), затопленных при довольно быстром погружении, а также в крупных песчаных донных формах типа песчаных гряд, но с меньшей вероятностью, поскольку необходим источник глинистого материала и его длительная аккумуляция. Накопление пляжевых песков, формирующих береговые аккумулятивные формы, даже в условиях интенсивного нарастания суши для создания коллекторов нефти и газа, вероятно, требует определенного сочетания динамических условий и наличия поблизости глинистых осадков.

Обстановки интенсивной сепарации преимущественно мелкозернистого материала (при постоянном вовлечении в этот процесс нового) с увеличением содержания более тяжелых и уменьшением (из-за выноса) более легких частиц, приводящие к созданию повышенных (промышленных) концентраций тяжелых минералов (ильменита, циркона, рутила, монацита, магнетита, касситерита и др.), чаще всего отмечаются в верхней части пляжа. Временами их скопления могут возникать и в зоне разрушения волн (валов и ложбин), но возможность их захоронения без значительного и быстрого изменения уровня бассейна представляется проблематичной. Не прослеживается явного механизма для первичного возникновения россыпей в зоне трансформации волн, связанного с особенностями динамики среды в этой зоне.

5. Дальнейшее изучение динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления, на наш взгляд, должно осуществляться путем сбора новых данных относительно развития прибрежно-морских форм рельефа и условий образования осадочной толщи как в современных, так и древних водных бассейнах для усовершенствования и детализации моделей сред (обстановок), как общих, так и региональных, и применения выявляемых закономерностей, в первую очередь для поисков, разведки и эксплуатации месторождений нефти, газа, россыпей.

Авельо Суарес О., Долотов Ю. С., Медведев В. С. Опыт стационарных морфо- и литодинамических исследований с применением люминесцентных меченых песков у северного побережья Кубы // *Океанология*. 1976. Т. 16, вып. 2.

Агаджанян А. К., Воронов А. Г., Игнатьев Г. М. и др. География атоллов юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1973.

Айбулатов Н. А. Особенности перемещения песчаных наносов в зоне подводных морских валов // *Тр. Совещ. по динамике берегов морей и водохранилищ*: Науч. сообщ. Одесса, 1959. Т. 1.

Айбулатов Н. А. Особенности процессов перемещения песчаных наносов в береговой зоне Черного моря // *Дельтовые и мелководно-морские отложения*. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Айбулатов Н. А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море. М.: Наука, 1966.

Айбулатов Н. А. Динамика внешней части береговой зоны в связи с вопросами седиментогенеза на шельфах бесприливных морей // *Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон*. М.: Наука, 1978.

Айбулатов Н. А. Береговая зона как верхняя часть шельфа // *Морские берега*. М.: Мысль, 1982. (Вопр. географии; № 119).

Айбулатов Н. А. Экзогенные процессы перемещения осадочного материала на шельфах внутренних морей: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1985.

Айбулатов Н. А., Говберг Л. И., Новикова З. Т., Юркевич М. Г. Литодинамические процессы и современное осадконакопление на шельфе северо-восточной части Черного моря // *Современные проблемы морской геологии*: Тез. докл. IV Всесоюз. шк. морской

геологии. М.: Комис. по пробл. Мирового океана: Ин-т океанологии АН СССР: Междувед. литол. ком. АН СССР, 1980. Т. 1.

Айбулатов Н. А., Гончаров В. П., Пронин А. А. и др. Современные процессы переноса осадочного материала на шельфе и континентальном склоне Болгарии // *Геология морей и океанов*: Тез. докл. VII Всесоюз. шк. морской геологии. М.: Ин-т океанологии АН СССР: Междувед. литол. ком.) Комис. по пробл. Мирового океана АН СССР, 1986. Т. 2.

Айбулатов Н. А., Долотов Ю. С., Орлова Г. А., Юркевич М. Г. Некоторые черты динамики отмелого песчаного берега // *Исследования гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря*. М.: Наука, 1966а.

Айбулатов Н. А., Долотов Ю. С., Орлова Г. А., Юркевич М. Г. О динамике отмелого песчаного берега: (По наблюдениям на побережье Восточной Балтики) // *Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры*. Таллин: Валгус, 1966б.

Айбулатов Н. А., Друциц В. А. Роль биотурбации в переносе осадков на дне океана // *Биоседиментация в морях и океанах*: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Теберда, 26 сент.—1 окт. 1983 г.). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1983.

Айбулатов Н., Косьян Р., Орвику К. (мл.) Результаты литодинамических исследований из обитаемой подводной лаборатории «Черномор» // *Изв. АН ЭССР*. Химия, геология. 1974. Т. 23, № 4.

Айбулатов Н. А., Кочемасов Ю. В. Дифференциация обломочного материала в верхней части шельфа в аридных условиях // *Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов*. М.: Наука, 1985.

Айбулатов Н. А., Орлова Г. А. Исследование перемещения прибрежных наносов с помощью люминофоров // Теоретические вопросы динамики морских берегов: Науч. сообщ. по программе XX Междунар. геогр. конгр. М.: Наука, 1964.

Айбулатов Н. А., Серова В. В. Экспериментальное исследование роли эоловых процессов в седиментогенезе на северо-африканском шельфе Средиземного моря // Современные проблемы морской геологии. Тез. докл. IV Всесоюз. шк. морской геологии. М.: Комис. по пробл. Мирового океана: Ин-т океанологии АН СССР: Междувед. литол. ком. АН СССР, 1980. Т. 2.

Айнемер А. И., Коншин Г. И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982.

Аквис Т. М., Сперанский Н. С. Биодифференциация как компонент механической дифференциации обломочного материала в верхней части шельфа // Биоседиментация в морях и океанах: Тез. Всесоюз. совещ. (Теберда, 26 сент.—1 окт. 1983 г.). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1983.

Аксенов А. А. О биогенной аккумуляции в береговой зоне // Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны. М.: Наука, 1965.

Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М.: Наука, 1972.

Аксенов А. А. Последствия тайфуна на атолле Фунафути // Островные шельфы тропической зоны океана: Новые экспедиц. исслед., сообщ., материалы. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1975. № 1.

Аксенов А. А., Дунаев Н. Н., Ионин А. С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987.

Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965а. Т. 76.

Аксенов А. А., Невеский Е. Н., Павлидис Ю. А., Щербаков Ф. А. Изучение процессов образования и захоронения современных прибрежных россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965б.

Аксенов А. А., Петелин В. П. О распределении тяжелых минералов в поlose пляжа // Океанология. 1964. Т. 4, вып. 2.

Алексеев М. Н., Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986.

Алексин А. Г., Абрикосов И. Х., Гроссгейм В. А. и др. Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа, методика их поисков и разведки // Поиски и разведка залежей нефти и газа, приуроченных к стратиграфическим ловушкам: Обзор зарубеж. лит. М.: ВНИИ организации, управления и экономики нефтегаз. пром-сти, 1971. (Нефтегаз. геология и геофизика).

Алексин А. Г., Глотов О. К., Хромов В. Т. Проблема поисков скопленных углеводородов в ловушках неантиклинального типа // Сов. геология. 1983. № 3.

Артюхин Ю. В., Грудинова Л. Я., Марынич А. Г., Баденко А. Е. Влияние биогенного фактора на осадконакопление и морфологию дна Азовского моря // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1983. Т. 115, вып. 2.

Артюхин Ю. В., Некрасова М. Я., Марынич А. Г., Черноусов С. Я. Биогенный фактор в режиме аккумулятивных форм Азовского моря // Литодинамические процессы береговой зоны южных морей и ее антропогенное преобразование: Сб. науч. тр. Л.: Геогр. о-во СССР, 1982.

Арэ Ф. Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980.

Атлас текстур и структур осадочных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1962.

Барковская М. Г. Закономерности распределения донных осадков на шельфе советских берегов Черного моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 53.

Баском В. Волны и пляжи. Динамика морской поверхности. Л.: Гидрометеониздат, 1966.

Батурин В. П. О слоистости и зонах седиментации кластических осадков // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31, № 2.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947.

Биккенин В. Т., Рожков Г. Ф. Критический обзор генетических диаграмм в гранулометрии // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 6.

Бирюков В. Ю., Совершаев В. А. Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в го-

лоцене // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985.

Бойнагрян В. Р. Особенности механического осаждения в прибрежной зоне Юго-Восточной Балтики // Океанология. 1969. Т. 9, вып. 4.

Бойнагрян В. Р. Концентрация тяжелых минералов в береговой зоне Юго-Восточной Балтики и некоторые вопросы поисков прибрежно-морских россыпей // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971.

Болдырев В. Л. Процессы отмирания аккумулятивных береговых форм на примере Керченского пролива // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1958. Т. 28.

Болдырев В. Л. Изучение потоков песчаных наносов и проблема поисков прибрежно-морских россыпных месторождений // Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1960.

Болдырев В. Л. Комплекс признаков, характеризующих изменение емкости вдольбереговых потоков песчаных наносов // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966.

Болдырева В. Л., Дологов Ю. С. Отмирание береговых форм как явление, характеризующее замедление послеледниковой трансгрессии // Тр. Ин-та геологии АН ЭССР. 1961. Т. 8.

Болдырев В. Л., Шуйский Ю. Д., Кочетков Б. В. О строении и формировании прибрежных россыпей Восточной Балтики // Океанология. 1971. Т. 11, вып. 2.

Бондаренко В. Г. Генезис и перспективы нефтегазоносности готериваптских песчаников равнинного Крыма // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1962. Вып. 59.

Ботвинкина Л. Н. О характере связи текстуры с вещественным составом и структурой пород // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 4.

Ботвинкина Л. Н. К познанию текстур осадочных пород и толщ // Там же. 1970. № 3.

Буданов В. И., Ионин А. С. Современные вертикальные движения западных берегов Берингова моря // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1956. Т. 1.

Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках: Методика исслед. М.: Мир, 1977.

Васильев В. П. Условия формирования минералогических комплексов современных прибрежно-шельфовых отложений Кубы: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1975.

Васильев В. П. Минералогия донных осадков шельфа Кубы // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3.

Вебер В. В. Фации отложений, благоприятные для образования нефти. М.: Недра, 1966.

Вейнбергс И. Г. Древние берега Советской Балтики и других морей СССР: Особенности распространения, генезиса и сохранности. Рига: Зинатне, 1986.

Вейнбергс И. Г., Вейнбергс А. Ф. Особенности формирования береговой зоны Аральского моря в результате новейшего понижения уровня // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982.

Величко Е. А., Кузнецов Ю. Я., Левин Л. Э. и др. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. М.: Недра, 1978.

Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979.

Владимиров А. Т. К морфологии и динамике берега Западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1958. № 2.

Владимиров А. Т. Эволюция берега Западной Камчатки в четвертичное время // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1959. Т. 4.

Владимиров А. Т., Медведев В. С. Исследования по динамике и морфологии берегов Охотского и Японского морей // Там же. 1959. Т. 4.

Волков П. А. Гидравлические характеристики ракуши // Океанология. 1963. Т. 3, вып. 4.

Волков П. А. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965. Т. 76.

Вольнев В. М., Богданов Д. Г. О влиянии приливно-отливных течений на формирование подводного рельефа северо-восточной части Охотского моря // Геоморфология. 1984. № 1.

Воскресенский С. С. Геоморфология россыпей. М.: Изд-во МГУ, 1985.

Вышемирский В. С. Распределение

мировых запасов нефти и газа по фациям // Геология и геофизика, 1980. № 1.

Геккел Ф. Распознавание мелко-водной морской палеообстановки осадконакопления // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.

Георгиев В. М. Литологические исследования в области шельфа в связи с россыпеобразованием: (На примере Бургасского залива Черного моря): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980.

Гершанович Д. Е. Современные шельфовые отложения краевых морей Северо-Восточной Азии // Междунар. Геол. конгр. XXI сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 10. Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Гершанович Д. Е. О принципах классификации шельфовой зоны // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та рыб. хоз-ва и океанографии. 1966. Т. 60.

Гижеевски Е., Дачев В., Прушак З., Роневич П., Рудовски С. Донные микроформы и их связь с гидродинамическими процессами // Береговые процессы бесприливного моря: Результаты междунар. эксперимента «Любятово-76». Гданьск: Ин-т вод. стр-ва ПАН, 1978а.

Гижеевски Е., Мельчарски А., Николов Х. и др. Стрoение и кратковременная изменчивость подводного берегового склона // Там же. 1978б.

Гижеевски Е., Роневич П., Рудовски С. Характеристика седиментационных структур и осадков подводного берегового склона на основании образцов донных осадков с ненарушенной структурой // Взаимодействие атмосферы, гидросферы и литосферы в прибрежной зоне моря: Результаты междунар. эксперимента «Камчия-78». София: Изд-во БАН, 1982.

Горелов С. К., Проничева М. В., Саввинова Г. Н. Палеогеоморфологические условия формирования неантиклинальных ловушек нефти и газа на территории СССР // Геоморфология. 1982. № 2.

Гостинцев К. К., Гроссгейм В. А. Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа // Тр. Всесоюз. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та. Л.: Недра, 1969. Вып. 280.

Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Недра, 1980.

Грачевский М. М. Палеогеографи-

ческие предпосылки распространения нефти и газа // Тр. Науч.-исслед. лаб. геологии зарубеж. стран Мингео СССР. М.: Недра, 1974. Вып. 32.

Григорьев М. Н., Иенатов Е. И. Геоморфологические и литодинамические критерии поиска скопленных тяжелых минералов на шельфе: На примере Приморья // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 3.

Гринбергс Э. Ф. Поздне- и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига: Изд-во АН Латв ССР, 1957.

Гроссгейм В. А., Рожков Г. Ф. Основные вопросы гранулометрии в геологии // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 5.

Гроссгейм В. А., Бескровная О. В., Геращенко И. Л. и др. Методы палеогеографических реконструкций: Припонских залежей нефти и газа. Л.: Недра, 1984.

Гуделис В., Кирлис В., Стаускайте Р., Янквичюте-Мочякене С. Динамика потока заплеска и литодинамика пляжей литовского берега Балтийского моря // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966.

Гулд Х. Признаки обстановок осадконакопления — ключ к познанию стратиграфии // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.

Гусейнов А. А., Островский Б. М., Шик Н. С., Сурицков Г. В. Использование факторного анализа физико-литологических свойств пород при генетической диагностике песчаных образований // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4.

Данилов И. Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978.

Данилов И. Д., Недешева Г. Н., Полякова Е. И. Лагунное побережье Чукотского моря в позднем плейстоцене-голоцене и проблема формирования баров // Океанология. 1980. Т. 20, вып. 6.

Демидович Л. А., Назарова Н. В. Распространение коллекторов в разнофациальных задонско-елецких отложениях Припятского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 1.

Дикинсон К., Беррихилл Г. (мл.), Холмс Ч. Распознавание баровых береговых зон // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.

Добрынина Т. А., Мякокин В. С.

Перемещение наносов вдоль западного побережья Каспия, по данным их минералогического анализа // Комплексы исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 3.

Дологов Ю. С. Процессы аккумуляции и нарастания суши на отломом берегу в условиях его относительного поднятия // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1958: Спец. вып. 1.

Дологов Ю. С. Об эволюции аккумулятивных форм в условиях относительного поднятия берега // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1959. Т. 4.

Дологов Ю. С. Формирование и классификация морских аккумулятивных террас на поднимающихся побережьях // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 48.

Дологов Ю. С. О развитии отмелых побережий в ходе новейшей трансгрессии Азово-Черноморского бассейна // Океанология. 1962. Т. 2, вып. 2.

Дологов Ю. С. О штормовых изменениях рельефа и состава наносов подводного берегового склона: По материалам Восточной Балтики // Baltica. Вильнюс: Минтис, 1967. Т. 3.

Дологов Ю. С. Роль климатического фактора в развитии берегов тропической зоны: На примере некоторых участков побережья Индийского океана // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1968. № 1.

Дологов Ю. С. Об эволюции атоллов // Там же. 1969. № 5.

Дологов Ю. С. Дифференциация осадочного материала в береговой зоне отмелого побережья // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971а.

Дологов Ю. С. Об отражении преобразований рельефа подводного склона отмелого побережья в строении толщи наносов // Тез. докл. XII науч. конф. по изуч. морских берегов. Вильнюс, 1971б.

Дологов Ю. С. О развитии отмелого берега при разном темпе его относительного погружения // Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971в.

Дологов Ю. С. Изучение дифференциации осадочного материала в верхней части шельфа // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975.

Дологов Ю. С. О динамических условиях дифференциации и накопления осадочного материала в верхней части шельфа // Проблемы совре-

менной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977.

Дологов Ю. С. Процесс формирования толщи прибрежно-морских отложений // Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978.

Дологов Ю. С. Генетические типы прибрежно-морских отложений и реконструкция древних береговых линий // Тез. докл. XI Конгр. ИНКВА. М.: Междунар. союз по изуч. четвертичного периода, 1982а. Т. 3.

Дологов Ю. С. Динамические условия формирования толщи прибрежно-шельфовых отложений // Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь: Комис. по пробл. Мирового океана АН СССР: Морской гидрофиз. ин-т АН УССР, 1982б. Вып. 7, ч. 2: Геология, геофизика и геохимия океана.

Дологов Ю. С. Проблемы освоения морских побережий, берегозащиты и охраны прибрежной природной среды: Международный симпозиум в Испании // Океанология. 1987. Т. 27, вып. 2.

Дологов Ю. С., Айбулатов Н. А., Кирлис В. И., Юркевич М. Г. К вопросу о динамике верхней части подводного склона и пляжа отмелого песчаного берега в различные стадии волнения // Тр. АН ЛитССР. Б. 1968а. Т. 3(54).

Дологов Ю. С., Жаромскис Р. Б. О процессах дифференциации осадочного материала и текстурных особенностях отложений в верхней части отмелого шельфа // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982.

Дологов Ю. С., Жаромскис Р. Б., Кирлис В. И. О дифференциации осадочного материала в толще пляжевых отложений и динамических условиях формирования слоистости // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 2.

Дологов Ю. С., Жаромскис Р. Б., Кирлис В. И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. М.: Наука, 1982а.

Дологов Ю. С., Жаромскис Р. Б., Кирлис В. И. и др. Текстуры особенности отложений пляжа и подводного берегового склона // Взаимодействие атмосферы, гидросферы и литосферы в прибрежной зоне моря: Результаты междунар. эксперимента «Камчия-78». София: Изд-во БАН, 1982б.

Дологов Ю. С., Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Относительные колебания уровня моря и их влияние на развитие морских берегов // Тео-

ретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964.

Дологов Ю. С., Кирлис В. И. Зависимость изменения рельефа береговой зоны от мелкого побережья от структуры волнения // Тр. АН ЛитССР. Б. 1969. Т. 3(58).

Дологов Ю. С., Кирлис В. И., Юркевич М. Г. Об изменениях береговых очертаний и подводного склона в условиях влияния искусственных сооружений // Там же. 1968б. Т. 1(52).

Дологов Ю. С., Стаускайте Р. А. О штормовых изменениях в содержании тяжелых минералов на подводном береговом склоне: По материалам Восточной Балтики // Baltica. Вильнюс: Минтис, 1970. Т. 4.

Дологов Ю. С., Шадрин И. Ф., Юркевич М. Г. О динамике рельефа подводного берегового склона, сложенного ракушечным материалом // Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971.

Дологов Ю. С., Юркевич М. Г., Шадрин И. Ф. О сезонных изменениях подводного склона, сложенного ракушечным материалом // Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 3.

Дружинин И. П. Фашиально-циклический анализ в палеогеографии и стратификации немых терригенных толщ неогена с рудами пластового типа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, № 1.

Друшиц В. А. Литодинамика континентальной окраины северной части Черного моря: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1981.

Егоров Е. Н. Некоторые черты динамики от мелкого аккумулятивного берега // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1956. Т. 68.

Емельянов Е. М. Роль геохимических барьерных зон в седиментогенезе: На примере бассейна Атлантического океана // Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. IV Всесоюз. школы морской геологии. М.: Комис. по пробл. Мирового океана АН СССР: Ин-т океанологии АН СССР; Междувед. литол. ком. АН СССР, 1980. Т. 2.

Емельянов Е. М. Важнейшие геохимические барьерные зоны в океане: На примере бассейна Атлантического океана // Изв. АН СССР Сер. геогр. 1984. № 3.

Жаромскис Р. Б. О длительных изменениях в прибрежно-шельфовой зоне с точки зрения подбора рекреационных

зон // Географический ежегодник Вильнюс: Геогр. о-во ЛитССР, 1979. Т. 17.

Жаромскис Р. Б. Воздействие ураганных штормов на литовское взморье. Географический ежегодник. Вильнюс: Геогр. о-во ЛитССР, 1982. Т. 20.

Жемчужников Ю. А. Вводная статья // Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. М.; Л.: Госгеол-издат, 1940.

Животовская А. И., Айнемер А. И., Одесский И. А., Яхнин Э. Я. Очерки по физической седиментологии. Л.: Недра, 1964.

Зенкович В. П. Наблюдения над морской абразией и выветриванием на Мурманском побережье // Учен. зап. МГУ. 1937. Вып. 16.

Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. М.; Л.: Мор. транспорт, 1946а. Ч. 1: Волновые процессы.

Зенкович В. П. Разрушение известняков на берегу Каспия // Природа. 1946б. № 9.

Зенкович В. П. Глыбовый бенч как показатель погружения берега // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1949а. Т. 4.

Зенкович В. П. Некоторые факторы образования морских террас // Докл. АН СССР. 1949б. Т. 65, № 1.

Зенкович В. П. Об одном типе отмирающих аккумулятивных форм // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1953. Т. 85, № 1.

Зенкович В. П. Динамическая классификация морских берегов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1954. Т. 10.

Зенкович В. П. Бакальская коса // Динамика и морфология морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 4.

Зенкович В. П. Изучение динамики морских берегов // Вопросы географии: Сб. ст. для XVIII Междунар. геогр. конгр. М.: Изд-во АН СССР, 1956а.

Зенкович В. П. Некоторые закономерности развития берега Западной Камчатки // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1956б. Т. 1.

Зенкович В. П. О происхождении береговых баров и лагунных берегов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 21.

Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Зенкович В. П., Владимиров А. Т. Анализ строения аккумулятивной бере-

говой террасы // *Вопр. географии.* 1951. № 26.

Зорин Л. В. Роль гидрофизических процессов в рельефообразовании и осадконакоплении. М.: Наука, 1977.

Ингл Дж. Движение пляжевых песков: Исследования с помощью люминесцентных индикаторов. М.: Гидрометеоиздат, 1971.

Ионин А. С. Новые данные о вертикальных движениях морских берегов // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР.* 1955. Т. 13.

Ионин А. С. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря // *Тр. Океаногр. комис. АН СССР.* 1958. Т. 3.

Ионин А. С. Исследования по динамике и морфологии советских берегов Чукотского и Берингова морей // *Там же.* 1959. Т. 4.

Ионин А. С. Исследования по динамике и морфологии берегов Командорских островов // *Там же.* 1961. Т. 8.

Ионин А. С., Дологов Ю. С. Особенности динамики и морфологии берегов поднятия: На примере Новой Земли // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР.* 1958. Т. 28.

Ионин А. С., Каплин П. А. Особенности формирования морских террас // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* 1956. № 5.

Ионин А. С., Каплин П. А., Леонтьев О. К. и др. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М.: Наука, 1971.

Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Исследования по геоморфологии побережий дальневосточных морей СССР. М.: Геоморфол. комис. АН СССР, 1960.

Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Карта современных вертикальных движений берегов морей СССР и геолого-геоморфологические методы их изучения // *Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения.* М.: Изд-во АН СССР, 1961а.

Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Некоторые результаты региональных исследований на побережьях морей Советского Союза // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР.* 1961б. Т. 48.

Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Морфолитогенез и его типы на шельфах морей и океанов // *Океанология.* 1980а. Т. 20, вып. 5.

Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Морфолитогенез на шельфах морей и океанов // *Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. IV Всесоюз. шк. морской геологии.* М.: Комис. по пробл. Мирового океана АН СССР: Ин-т океанологии АН СССР, Междувед. литол. ком. АН СССР, 1980б. Т. 1.

Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Типы морфолитогенеза на шельфах Мирового океана // *Континентальные и островные шельфы: Рельеф и осадки.* М.: Наука, 1981.

Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Опыт систематизации факторов и процессов морфолитогенеза на шельфах морей и океанов // *Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов.* Севастополь, 1982. Вып. 7, ч. 2: Геология, геофизика и геохимия океана.

Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Факторы и процессы морфолитогенеза на шельфах морей и океанов и опыт их систематизации // *Геоморфология.* 1983. № 2.

Ионин А. С., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Шельф: Рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль, 1987.

Ионин А. С., Павлидис Ю. А. Особенности морфо- и литогенеза в прибрежно-шельфовой зоне тропиков: На примере Кубы // *Сб. к XXIII Междунар. геогр. конгр. Симпоз. «Динамика морских берегов».* Тбилиси: Мецниереба, 1976.

Ионин А. С., Юркевич М. Г., Чинь Фунг. Процессы морфолитогенеза на континентальных шельфах гумидной тропической зоны океана // *Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов.* М.: Наука, 1985.

Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления // *Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР.* Новосибирск: Наука, 1983а. Вып. 557.

Казанский Ю. П. О принципах построения теории осадконакопления // *Геология и геофизика.* 1983б. № 10.

Казанский Ю. П. О распределении раковинного и детритового материала в прибрежно-морской зоне // *Биоседиментация в морях и океанах: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Теберда, 26 сент.— 1 окт. 1983 г.).* М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1983в.

Каледва Г. А., Максимов С. П. Развитие и задачи литологии в связи с проблемами нефти // *Литология и полез. ископаемые.* 1977. № 5.

Каледва Г. А., Шик Н. С. Тектони-

ческие закономерности размещения и нефтегазоносность баров // Там же. 1975. № 5.

Калиненко В. В. Органогенный карбонат кальция в мелководных осадках тропической и полярной зон // Биоседиментация в морях и океанах: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Теберда, 26 сент.—1 окт. 1983 г.). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1983.

Калиненко В. В. Осадки и фации северо-западного шельфа Мадагаскара и Мозамбикского пролива // Геология океанов и морей: Тез. докл. VII Всесоюз. шк. морской геологии. М.: Ин-т океанологии АН СССР: Междувед. литол. ком. Комис. по пробл. Мирового океана АН СССР, 1986. Т. 2.

Калиненко В. В., Дологов Ю. С. Особенности накопления тяжелых минералов на пляжах тропических островов Тихого океана // Процессы прибрежно-морского россыпеобразования. М.: Наука, 1977.

Калиненко В. В., Медведев В. С., Павлидис Ю. А. Карбонатные отложения пляжей тропических островов и особенности их формирования // Континентальные и островные шельфы: Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981.

Калиненко В. В., Никифоров С. Л. Литологические аномалии на арктическом морском мелководье // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985.

Каплин П. А. Новейшая история берегов Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973.

Каплин П. А., Никифоров Л. Г., Шадрин И. Ф. Различия в динамике аккумулятивных берегов океана и внутренних морей // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971.

Керимов В. Ю. Перспективы поисков стратиграфических и литологических залежей нефти и газа в палеоген-миоценовых отложениях Азербайджана // Сов. геология. 1981. № 10.

Керимов В. Ю. Поиски и разведка залежей нефти и газа в стратиграфических и литологических ловушках. М.: Недра, 1987.

Кессел Х. Я., Раукас А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин: Валгус, 1967.

Кирлис В. И. К вопросу динамики и рельефности подводных валов в условиях отмелого песчаного морского бе-

рега // Тр. АН ЛитССР. Б. 1964. Т. 2(37).

Кирлис В. И. К вопросу о поперечном перемещении наносов в потоке заплеска на пляже песчаного отмелого морского берега // Там же. 1965. Т. 3(42).

Кирлис В. И. К вопросу о кратковременных изменениях поперечного профиля склона морского пляжа и контура береговой линии в условиях отмелого песчаного берега: На примере пересыпи Куршю-Нярия // Там же. 1967. Т. 1(48).

Кирлис В. И. Зависимость скоростей потока заплеска от параметров волн, разрушающихся в зоне окончательного опрокидывания // Там же. 1968. Т. 1(52).

Кирлис В. И. Особенности штормовой циркуляции водных масс на побережье пересыпи Куршю-Нярия // Географический ежегодник. Вильнюс: Минтис, 1969. Т. 10.

Кирлис В. И. Некоторые особенности динамики морских берегов пересыпи Куршю-Нярия // Тр. АН ЛитССР. Б. 1971. Т. 4(67).

Кирлис В. И. Некоторые данные о мощности перерабатываемой толщи песчаных наносов в прибрежной части пересыпи Куршю-Нярия // Там же. 1973. Т. 4(77).

Кирлис В. И. Лито-морфодинамические черты прибрежной зоны юго-восточной части Балтийского моря // Географический ежегодник. Вильнюс: Минтис, 1974. Т. 13.

Кирлис В. И. Современное состояние и динамика береговой зоны моря в пределах Литовской ССР // Geographia Lituonica: Сб. ст. для XXIII Международ. геогр. конгр. Вильнюс: Отд. географии АН ЛитССР, 1976.

Кирлис В. И. Особенности сгонно-нагонных явлений в юго-восточной части Балтийского моря в современных гидрометеорологических условиях // Тр. АН ЛитССР. Б. 1977. Т. 4(101).

Кирлис В. И. Процессы и условия формирования пляжевого вала и осадочной толщи пляжа юго-восточного побережья Балтийского моря в ходе волнения // Корреляция над- и подводных отложений и форм рельефа Южной и Средней Балтики: Тез. докл. совещ. стран—членов СЭВ «Основные закономерности развития берегов Балтики». Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1981.

Кирлис В. И., Стаускайте Р. А.,

Мочякене-Янквявичюте С. А. К вопросу о длительных изменениях береговой зоны форма // Тр. АН ЛитССР. Б. 1971а. Т. 2(65).

Кирлис В. И., Стаускайте Р. А., Мочякене С. А. Некоторые особенности морфо- и литодинамических изменений в береговой зоне Балтийского моря: На примере косы Куршю-Нярия // Тез. докл. XII науч. конф. по изуч. морских берегов. Вильнюс, 1971б.

Кирлис В. И., Стаускайте Р. А., Янквявичюте-Мочякене С. А. Некоторые особенности кратковременных изменений в береговой зоне моря: На примере косы Куршю-Нярия // Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971в.

Кирлис В. И., Стаускайте Р. А., Мочякене-Янквявичюте С. А. Изменения в береговой зоне в районе пересыпи Куршю-Нярия, обусловленные кратковременными волнениями // Тр. АН ЛитССР. Б. 1972. Т. 6(73).

Кленова М. В., Белевич Е. Ф., Гершанович Д. Е. и др. Тенденции изменений геологических условий дельты Волги и северной части Каспийского моря // Тр. Гос. океаногр. ин-та. Л.: Гидрометеоиздат, 1955. Вып. 28(40).

Кнапс Р. Я. О некоторых закономерностях развития подводных песчаных валов // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1959. Т. 4.

Конибир Ч. Э. Б. Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел. М.: Недра, 1979.

Короткий А. М., Шумов Г. И. Геоморфологические и литолого-фациальные критерии распознавания плейстоценовых береговых линий: На примере Японского моря // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982.

Космынин В. Н. О механизме нарастания внешних склонов коралловых рифов // Геоморфология, 1979а. № 3.

Космынин В. Н. Типы и зональность строения окаймляющих рифов Сейшельских островов // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1979б. Т. 111, вып. 6.

Космынин В. Н. Геоморфология коралловых рифов Сейшельских и некоторых других островов северо-западной части Индийского океана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1980.

Космынин В. Н., Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г. Геоморфология и экология коралловых рифов // Острова западной части Индийского океана. М.: Изд-во МГУ, 1982.

Косьян Р. Д. Некоторые закономерности распределения донных песчаных микроформ в береговой зоне моря // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1.

Кочемасов Ю. В. Типизация и сопряженный анализ рельефа и осадков залива Петра Великого Японского моря Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1980.

Кошечкин Б. И., Можжаев Б. Н. Опыт сравнительного изучения картографических материалов и данных аэрофотосъемки для выяснения положения древних береговых линий // Тр. Лаб. аэрометодов АН СССР. 1956. Т. 5.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М.: Высш. шк., 1971.

Кропачева С. К. Фации древней себхи и принципы их выделения // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.

Кросби Э. Классификация обстановок осадконакопления // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.

Курприн П. Н., Щербаков Ф. А., Морзунов Ю. Г. Литодинамические типы песков прибрежной зоны // Тез. докл. XII науч. конф. по изуч. морских берегов. Вильнюс, 1971.

Кутырев Э. И. Условия образования и интерпретация косой слоистости. Л.: Недра, 1968.

Леонтьев В. К., Леонтьев О. К. Основные черты геоморфологии Сивашской лагуны // Вестн. МГУ. Сер. биология, почвоведение, геология и география. 1956. № 2.

Леонтьев О. К. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66, № 3.

Леонтьев О. К. Эволюция береговой линии северодагестанского побережья Каспия // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1951. Т. 83, вып. 4.

Леонтьев О. К. Донные аккумулятивные формы береговой зоны // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1954. Т. 10.

Леонтьев О. К. Берега с ветровой осушкой как особый генетический тип берега // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1956. № 5.

Леонтьев О. К. Некоторые особенности динамики и морфологии береговой зоны северо-западного побережья Каспия // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1957а. Т. 2.

Леонтьев О. К. О происхождении

некоторых островов северной части Каспийского моря // Там же. 1957б. Т. 2.

Леонтьев О. К. Некоторые закономерности формирования лагунных побережий и их геологическое значение // Геология и разведка недр. 1960а. № 7.

Леонтьев О. К. О явлении унаследованности береговых аккумулятивных форм и его методическом значении // Методы географических исследований. М.: Географгиз, 1960б.

Леонтьев О. К. История формирования побережья залива Кара-Богаз-Гол // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961а. Т. 48.

Леонтьев О. К. Основные черты морфологии и эволюции североазербайджанского побережья Каспийского моря // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1961б. Т. 8.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961в.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М.: Изд-во МГУ, 1963.

Леонтьев О. К. К вопросу о геоморфологическом районировании берегов Каспийского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965. Т. 76.

Леонтьев О. К. Дно океана. М.: Мысль, 1968.

Леонтьев О. К. Некоторые геоморфологические особенности коралловых побережий островов Индийского океана // Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1.

Леонтьев О. К. О некоторых особенностях морфогенеза и литогенеза в береговой зоне тропических морей // Островные шельфы тропической зоны океана: Новые экспедиц. исслед., сообщ., материалы. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1975. № 1.

Леонтьев О. К. Морская геология: основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана. М.: Вышш. шк., 1982.

Леонтьев О. К., Бахтина М. Е., Добрынина Т. А. Механический состав наносов как индикатор динамики береговой зоны северо-западного побережья Каспия // Вестн. МГУ. Сер. биология, почвоведение, геология и география. 1959. № 1.

Леонтьев О. К., Дологов Ю. С. Унаследованность форм рельефа и условий развития прибрежной зоны морей // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964.

Леонтьев О. К., Леонтьев В. К. Колебательные движения побережий

и формирование лагун // Природа. 1958. № 10.

Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г. Динамика пляжа и подводного склона Западной Камчатки // Тез. докл. XII науч. конф. по изуч. морских берегов. Вильнюс, 1971.

Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. и др. Современный разрыв аккумулятивных берегов Каспийского моря // Природные основы берегозащиты. М.: Наука, 1987.

Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Леонтьев О. К., Мякокин В. С., Никифоров Л. Г. Унаследованность береговых процессов на восточном побережье Каспийского моря за четвертичное время // Тр. Комплекс. южной геол. экспедиции АН СССР. 1960. Т. 5.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г. О причинах планетарного распространения береговых баров // Океанология. 1965. Т. 5, вып. 4.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Леонтьев О. К., Халилов А. И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965.

Лидер М. Р. Седиментология: Процессы и продукты. М.: Мир, 1986.

Линчос А. А. О распространении концентратов тяжелых минералов на пляжах пересыпи Куршю-Нярия и их гранулометрическом составе // Тр. АН ЛитССР. Б. 1965. Т. 1 (40).

Линчос А. А. Современные концентраты тяжелых минералов на юго-восточном побережье Балтийского моря и некоторые вопросы их образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Вильнюс, 1967.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах: Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974.

Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 6.

Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации: Литология и геохимия. М.: Наука, 1978.

Лисицын А. П. Глобальные пояса лавинной седиментации // Обстановка

осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.

Логвиненко Н. В. О распределении обломочного материала по размеру и удельному весу в береговой зоне моря // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 4.

Логвиненко Н. В. Пляжевые и мелководные морские терригенные и карбонатные осадки — переходные фацции на границе суши и моря // Стратиграфия и седиментология. Геология декабря: Докл. сов. геологов XXV сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1976.

Логвиненко Н. В. Морская геология Л.: Недра, 1980.

Логвиненко Н. В., Барков Л. К., Попов Е. А. Некоторые особенности механизма формирования подводного берегового склона Нарвского залива // Тез. докл. XII науч. конф. по изуч. морских берегов. Вильнюс, 1971а.

Логвиненко Н. В., Барков Л. К., Попов Е. А., Чистяков В. Г. Литодинамика подводного берегового склона Нарвского залива // Там же. 1971б.

Логвиненко Н. В., Барков Л. К., Щербаков Е. М., Усенков С. М. К вопросу об определении границ перемещения наносов волнами в береговой зоне // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1982. № 18, вып. 3.

Лонгинов В. В. О распределении придонных скоростей воды в береговой зоне // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1954. Т. 10.

Лонгинов В. В. Некоторые наблюдения над деформацией волны в береговой зоне в природных условиях // Там же. 1957. Т. 21.

Лонгинов В. В. Некоторые данные наблюдений над горизонтальными волновыми давлениями в придонном слое береговой зоны в природных условиях // Там же. 1958а. Т. 28.

Лонгинов В. В. Опыт определения наносодвижущего действия волнения по данным наблюдений над трансформацией волн в береговой зоне // Там же. 1958б. Т. 28.

Лонгинов В. В. О возможности прогноза кратковременных изменений рельефа береговой зоны моря волнением // Там же. 1961. Т. 48.

Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Лонгинов В. В. О возможности расчета расхода песчаных наносов вдоль отмелого морского берега. 1. Схема перемещения наносов в береговой зоне от

мелого песчаного берега // Океанология. 1964. Т. 4, вып. 6.

Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973.

Лонгинов В. В. Литодинамика материковой окраины // Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. IV Всесоюз. шк. морской геологии. М.: Комис. по пробл. Мирового океана АН СССР: Ин-т океанологии АН СССР: Междувед. литол. ком. АН СССР, 1980. Т. 1.

Лонгинов В. В., Леонтьев О. К. К вопросу о динамике профиля песчаного пляжа // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1951. Т. 6.

Лонгинов В. В., Пыхов Н. В. Литодинамические системы океана // Литодинамика и гидродинамика контактной зоны океана. М.: Наука, 1981.

Лукошавичюс Л. С. Рельеф и геологическое строение дна юго-восточного сектора Балтийского моря. 2. Литология и фашиальное распределение отложений поверхностного слоя // Тр. АН ЛитССР Б. 1972. Т. 2(69).

Лусия Ф. Осадконакопление в обстановке эвапорит-карбонатной береговой зоны // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.

Лутт Я. Донные осадки Вьянамери. Таллин: Валгус, 1985.

Макарова С. Д., Филиппов А. А., Нуртаев С. Н. Меловые постгеосинклинальные морские шлировая и удаленно-неритовая пелитовая формации Средней Азии // Осадочные формации и условия их образования: На примере Средней Азии: Тез. докл. Всесоюз. литол. семинара (Ташкент, 29 сент.—1 окт. 1983 г.). Ташкент, 1983.

Марков К. К. О признаках трансгрессии и регрессии: Применительно к Балтийскому морю // Тр. I всесоюз. геогр. съезда: Секц. заседания. Л.: Гос. геогр. о-во, 1934. Вып. 3.

Марковский Н. И. Древние береговые зоны и размещение залежей нефти и газа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, № 4.

Марковский Н. И. Палеогеографические основы поисков нефти и газа. М.: Недра, 1973.

Марковский Н. И. Палеогеографический прогноз нефтегазоносности. М.: Недра, 1981.

Медведев В. С. Берега Японского моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961а.

Медведев В. С. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалина // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1961б. Т. 8.

Медведев В. С. Об изучении роли приливов в динамике береговой зоны // Океанология. 1964. Т. 4, вып. 2.

Медведев В. С. Схема литодинамики и баланс наносов северной части Белого моря // Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М.: Наука, 1972.

Медведев В. С. Особенности морфо- и литодинамики береговой зоны приливного моря // Сб. к XXIII Междунар. геогр. конгр.: Симпоз. «Динамика морских берегов». Тбилиси: Мецниереба, 1976.

Медведев В. С. О морфо- и литодинамических связях между береговой зоной и собственно шельфом в приливном море // Морфолитогенез и позднететвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978.

Медведев В. С. Динамика карбонатно-органогенного материала в прибрежно-шельфовой зоне морей и океанов // Биоседиментация в морях и океанах: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Теберда, 26 сент.—1 окт. 1983 г.). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1983.

Медведев В. С., Долотов Ю. С., Щербаков Ф. А. Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 48.

Микалаускас А. П., Гайгалас А. И. Литолого-структурная характеристика берегового вала Балтийского ледникового озера в пределах Литовской ССР // Тр. АН ЛитССР. Б. 1973. Т. 2(75).

Мурдма И. О. Осадкообразование на шельфах Курильских островов // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Мурдма И. О. Фации океанов. М.: Наука, 1987.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 2.

Невесский Е. Н. Опыт исследования потоков песчаных наносов минералогическим методом // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1954. Т. 10.

Невесский Е. Н. К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии // Там же. 1958. Т. 28.

Невесский Е. Н. Новые данные о генезисе Маркитанской и Бакальской ба-

нок на Черном море // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1959. Т. 4.

Невесский Е. Н. Эволюция акватории Каламитского залива // Бюл. Океаногр. комис. АН СССР. 1960. № 5.

Невесский Е. Н. Некоторые данные о последледниковой эволюции акватории Каркинитского залива и накоплении в нем донных осадков // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 48.

Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967.

Невесский Е. Н. Условия образования повышенных концентраций полезных компонентов и их накопления в осадках прибрежно-шельфовой зоны моря // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971.

Невесский Е. Н. Зональность и азональность осадкообразования на шельфе // Тез. докл. I съезда сов. океанологов. М.: Наука, 1977. Вып. 3: Геология морей и океанов.

Невесский Е. Н., Щербаков Ф. А. Концентрация тяжелых минералов в прибрежно-морских отложениях и некоторые вопросы россылеобразования // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Госгортехиздат, 1960. Т. 4: Россыпи.

Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1977. Вып. 326.

Никифоров Л. Г. Некоторые особенности динамики береговой зоны Краснодарского полуострова // Науч. докл. высш. шк. Геол.-геогр. науки. 1959. № 2.

Никифоров Л. Г. К истории развития Краснодарской косы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 5.

Никифоров Л. Г. Структурная геоморфология морских побережий. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Никифоров Л. Г., Торцов Г. А. Климатическая зональность типов берегов Мирового океана // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1977. № 3.

Никифоров С. Л. Формирование рельефа и распределение осадков на шельфе восточного сектора Советской Арктики: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1985.

Одесский И. А., Яблоков К. В. Основы литологии морских отложений и геологии морских россыпей: Учеб. пособие. Л.: Ленингр. гор. ин-т, 1974.

Орвику К. К. (мл.) Донное питание

пляжа щебнево-галечным материалом на поднимающемся побережье Эстонии // Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1965.

Орвику К. К. (мл.). Этапы развития небольших прибрежных островов в условиях поднятия земной коры на северо-западе Эстонии // Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин: Валгус, 1966.

Орвику К. К. О разных путях накопления грубообломочного материала на отмытых берегах // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М.: Наука, 1971.

Орвику К. Морские берега Эстонии. Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1974.

Орвику К., Орвику К. (мл.). Зависимость морфологического строения абразивных берегов поднимающегося побережья Эстонии от характера и рельефа коренных пород // Изв. АН ЭССР. Химия, геология. 1969. № 2.

Осовецкий Б. М. Изменение структуры аллювия вниз по течению реки (от гор к равнине) // Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982. Т. 2.

Павлидис Ю. А. Образование россыпей тяжелых минералов в прибрежной зоне вулканических островов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965. Т. 76.

Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага: На примере Курильских островов. М.: Наука, 1968.

Павлидис Ю. А. Климатическая зональность морфо- и литогенеза на шельфе Мирового океана: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1986.

Павлидис Ю. А., Авельо Суарес О., Ионин А. С. и др. Советско-кубинские исследования прибрежной зоны и шельфа Кубы // Вестн. АН СССР. 1976. № 5.

Патык-Кара Н. Г., Яблоков К. В. Геохимические особенности донных осадков прибрежного шельфа арктических морей как показатель обстановок осадконакопления // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 3.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976.

Пикард М., Хай Л. (мл.). Критерии распознавания пород озерного происхождения // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.

Плещенко И. В., Панин В. М., Малахова Н. А. и др. Среднепалеозой-

ские (геосинклинальные) слоистые и рифогенные карбонатные формации // Осадочные формации и условия их образования: На примере Средней Азии: Тез. докл. Всесоюз. литол. семинара (Ташкент, 29 сент.— 1 окт. 1983 г.). Ташкент, 1983.

Полов А. И. Криолитогенез как тип литогенеза // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1983. № 3.

Полов Б. А. Опыт аналитического исследования процесса формирования морских террас // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1957. Т. 2.

Полов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Ч. 2: Описание формаций (фациально-петрографические типы) // Тр. Пробл. лаб. осадочных формаций и осадочных руд. Ташкент. гос. ун-та. Л.: Недра, 1968. Вып. 8.

Полов В. И. Фациально-петрографическая классификация осадочных формаций // Осадочные формации и условия их образования: На примере Средней Азии: Тез. докл. Всесоюз. литол. семинара (Ташкент, 29 сент.— 1 окт. 1983 г.). Ташкент, 1983.

Полов В. И., Запрометов В. Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985.

Полов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования // Тр. Пробл. лаб. осадочных формаций и осадочных руд Ташкент. гос. ун-та. Л.: Гостоптехиздат, 1963. Вып. 2.

Проничева М. В., Голов А. А., Пашков Ю. В., Саввинова Г. Н. Перспективы поисков залежей нефти и газа в неантиклинальных ловушках на п-ове Бузачи // Геология нефти и газа. 1982. № 4.

Проничева М. В., Пашков Ю. В., Горелов С. К. и др. Значение палеогеоморфологических исследований при поисках неантиклинальных ловушек нефти и газа // Геоморфология. 1979. № 1.

Проничева М. В., Пашков Ю. В., Саввинова Г. Н. и др. Палеогеоморфологические исследования при поисках неантиклинальных ловушек нефти и газа // Геология нефти и газа. 1977. № 9.

Ратнер В. Я., Булатов Н. Н., Зубова М. А., Польстер Л. А. Залежи нефти и газа в ловушках неантикли-

нального типа: Альбом-справочник. М.: Недра, 1982.

Ратнер В. Я., Зубова М. А. Генезис коллекторских пород и вопросы классификации ловушек нефти и газа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 10.

Раукас А. В., Кессел Х. Я., Эльтерманн Г. Ю. Строение древних аккумулятивных береговых форм в Эстонии / Литологич и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1965.

Рейнек Г. Приливо-отливные равнины // Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М.: Мир, 1974.

Рейнек Г.-Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления: С рассмотрением терригенных кластических осадков. М.: Недра, 1981.

Романовский С. И. Гранулометрия осадочных образований и фашиальные реконструкции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5.

Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л.: Изд-во ЛГУ, 1947.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.; М.: Госгостехиздат, 1953.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Госгостехиздат, 1962.

Сакс С. Е. Экспериментальное изучение процесса пляжевого россыпеобразования // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5.

Сакс С. Е., Смолдырев А. Е. О механизме накопления продуктивных наносов в прибрежной зоне моря и путях его аппаратурных исследований // Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.

Салихов В. С. Генетические типы прибрежно-морских отложений на примере меденосных образований александровской свиты хребта Кодар (север Читинской области) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 11.

Сафьянов Г. А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978.

Селли Р. К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981.

Славин В. И., Ясаманов Н. А. Палеодинамическая геология — одно из новых направлений современной палеогеографии // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. № 1.

Смолдырев А. Е. Методика и техни-

ка морских геолого-разведочных работ: Твердые полез. ископаемые, инженерная геология. М.: Недра, 1978.

Совершаев В. А. Динамика морского оледенения и формирование береговых линий на шельфе арктических морей // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1983. № 1.

Сорокин В. М., Шлыков В. Г. Накопление терригенного вещества во внутриконтинентальных морях в голоцене // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1984. № 4.

Сперанский Н. С. О механизмах движения и дифференциации наносов на морском пляже // Вод. ресурсы. 1976. № 3.

Справочник по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. М.: Недра, 1983.

Стаускайте Р. Минералогический состав и литодинамика песков подводного берегового склона и пляжа района Ниды // Географический ежегодник. Вильнюс: Геогр. о-во ЛитССР, 1963—1964. Т. 6/7.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Суздальский О. В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Л.: НИИ геологии Арктики Мингео СССР, 1974. Вып. 3.

Сулимов И. Н., Благодаров М. И., Ларченков Е. П. и др. О роли биогенного материала в донных осадках: На примере северо-западного шельфа Черного моря // Биоседиментация в морях и океанах: Тез. докл. Всесоюз. совещ. (Теберда, 26 сент.—1 окт. 1983 г.). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1983.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах: Применительно к геологии нефти и угля. Л.: Госгостехиздат, 1958.

Тимофеев П. П., Ренгарген Н. В., Еремеев В. В. Применение литолого-фашиального метода к изучению осадков океана // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984.

Ульст В. Г. Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1957.

Ульст В. Г. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря // Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР. 1963. Т. 11.

Ульст В. Г. Фашиальные типы рос-

сыпей прибрежной части шельфа // Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.

Ульст В. Г., Вейнбергс И. Г. Слоистость отложений пляжа полного профиля // Вопросы четвертичной геологии. Рига: Зинатне, 1975. № 8.

Ульст В. Г., Майоре Я. Я. О распределении и условиях концентрации тяжелых минералов в песках латвийского побережья // Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1960.

Флоров В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984.

Хрусталева Ю. П., Артюхин Ю. В., Марынич А. Г. Бюгенная аккумуляция в береговой зоне моря // Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь, 1982. Вып. 8, ч. 1.

Хусанбаев Д. И., Годин М. Х. Современные пустынно-континентальные фации — ключ для понимания формаций наземных поднятий и равнин // Осадочные формации и условия их образования: На примере Средней Азии: Тез. докл. Всесоюз. литол. семинара (Ташкент, 29 сент.— 1 окт. 1983 г.). Ташкент, 1983.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983.

Чинь Фунг. Особенности рельефа и осадкообразования на шельфе Северного Вьетнама: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1982.

Чистяков А. А., Кузнецов Ю. Я., Шолохов В. В. и др. Структурная геоморфология континентальных окраин. М.: Недра, 1983.

Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Современные представления о генетической классификации морских четвертичных отложений и возможности ее использования при геокартировании дна материковых окраин // Морская геология и геофизика: Обзор. информ. М.: ВНИИ экономики минерал. сырья и геол.-развед. работ Мингео СССР, 1983.

Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Осадконакопление на подводных окраинах материков // Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1984а. Т. 18.

Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Седиментационные ловушки континентальных окраин и связанные с ними полезные ископаемые // Морская гео-

логия и геофизика: Отеч. произв. опыт: Экспресс-информ. М.: ВНИИ экономики минерал. сырья и геол.-развед. работ Мингео СССР, 1984б.

Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Лавинное осадконакопление в седиментационных ловушках континентальных окраин // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985.

Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения: Распространение, структуры, текстуры. Л.: Недра, 1969.

Швецов М. С. Опыт систематизации текстур осадочных пород // Геология и разведка. 1961. № 12.

Шепард Ф. П. Морская геология. Л.: Недра, 1969.

Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко В. П. и др. Геология Азовского моря. Киев: Наук. думка, 1974.

Шуйский Ю. Д. О воздействии сильных штормов на песчаные берега Восточной Балтики // Океанология. 1969а. Т. 9, вып. 3.

Шуйский Ю. Д. Регенерация современной прибрежно-морской россыпи в связи с динамикой песчаного подводного склона // Докл. АН СССР, 1969б. Т. 189, № 5.

Шуйский Ю. Д. К определению границ береговой зоны моря и о дифференциации наносов в ее пределах // Baltica. Вильнюс: Минтис, 1977. Т. 6.

Шуйский Ю. Д. Некоторые вопросы изучения баланса наносов береговой зоны: На примере черноморского побережья УССР // Геоморфология. 1979а. № 4.

Шуйский Ю. Д. О роли процессов абразии в питании обломочным материалом Мирового океана // Океанология. 1979б. Т. 19, вып. 1.

Шуйский Ю. Д. Вопросы исследования баланса наносов в береговой зоне морей и океанов // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981.

Шуйский Ю. Д. Подводная и надводная терраса как источник терригенного осадочного материала, поступающего в Мировой океан // Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982. Т. 1.

Шуйский Ю. Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометеоздат, 1986.

Шуйский Ю. Д. Современная динамика аккумулятивных береговых форм рельефа. Природные основы берегозащиты. М.: Наука, 1987.

Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В. Современные процессы развития бере-

гов Черного моря в районе активной хозяйственной деятельности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 2.

Шуйский Ю. Д., Огородников В. И. Условия осадконакопления и основные закономерности формирования гранулометрического состава терригенных осадков Чукотского моря // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 2.

Шуляк Б. А., Болдырев В. Л. К вопросу о процессах формирования берегового вала // Океанология. 1966. Т. 6, вып. 1.

Шурко И. И. Слоистость и ритмичность отложений в зоне подводных морских валов // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 53.

Щербаков Ф. А. Некоторые условия концентрации тяжелых минералов в прибрежных морских наносах // Докл. АН СССР. 1958. Т. 118, № 2.

Щербаков Ф. А. Литологическое исследование наносов побережья Анадырского залива // Тр. Океаногр. комис. АН СССР. 1959. Т. 4.

Щербаков Ф. А. Некоторые данные о последнеиковой трансгрессии Берингова моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 48.

Щербаков Ф. А. Генетические типы песков береговой зоны моря // Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. 2.

Щербаков Ф. А. Некоторые особенности седиментогенеза на континентальной окраине Черного моря // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 5.

Щербаков Ф. А. О континентально-окраинном типе седиментогенеза // Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. IV Всесоюз. шк. морской геологии. М.: Комис. по пробл. Мирового океана АН СССР: Ин-т океанологии АН СССР: Междувед. литол. ком. АН СССР, 1980. Т. 2.

Щербаков Ф. А. Генетические типы отложений континентальной окраины и основные черты их формирования // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982а.

Щербаков Ф. А. Отражение изменений уровня в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982б.

Щербаков Ф. А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983.

Щербаков Ф. А. Литодинамическая модель осадконакопления на подводных

окраинах материков // Вод. ресурсы. 1984. № 1.

Щербаков Ф. А., Долотов Ю. С., Рожков Г. Ф., Юркевич М. Г. О механической дифференциации песчаного материала в прибрежной зоне моря // Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978.

Щербаков Ф. А., Невеский Е. Н., Глаголева З. А. Литология прибрежно-морских песков юго-западного и южного побережья Кольского полуострова // Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1972. Вып. 3.

Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Особенности распределения тяжелых минералов в береговой зоне моря // Океанология. 1962. Т. 2, вып. 4.

Щербаков Ф. А., Павлидис Ю. А. Характер слоистости пляжевых отложений // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 4.

Щербаков Ф. А., Рожков Г. Ф., Юркевич М. Г., Долотов Ю. С. О дифференциации песчаного материала по крупности в прибрежной зоне моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, № 6.

Щербаков Ф. А., Чистяков А. А. Особенности формирования аккумулятивного рельефа на подводных материковых окраинах // Геоморфология. 1983. № 1.

Юркевич М. Г. Кратковременные деформации рельефа подводного склона отлогого песчаного побережья бесприливных морей: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1973.

Юркевич М. Г. Кратковременные деформации рельефа подводного склона верхней зоны шельфа // Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М.: Наука, 1976.

Юркевич М. Г., Кирлис В. И., Долотов Ю. С. и др. Особенности изменений рельефа и дифференциации осадочного материала на поверхности пляжа при различных волновых режимах // Взаимодействие атмосферы гидросферы и литосферы в прибрежной зоне моря: Результаты междунар. эксперимента «Камчия-78». София: Изд-во БАН, 1982.

Allen G. P. Relationship between grain size parameter distribution and current patterns in the Gironde Estuary (France) // J. Sediment. Petrol. 1971. Vol. 41, N 1.

Allen J. R. L. The Nigerian conti-

mental margin: bottom sediments, submarine morphology and geological evolution // *Mar. Geol.* 1964. Vol. 1, N 4.

Allen J. R. L. Depth indicators of clastic sequences // *Ibid.* 1967. Vol. 5, N 5/6.

Allen J. R. L. Physical processes of sedimentation. N. Y.; L.: Elsevier, 1970.

Allen J. R. L. Sedimentary structures. Their character and physical basis. Amsterdam; Oxford; N. Y.: Elsevier, 1982 a. Vol. 1.

Allen J. R. L. Sedimentary structures. Their character and physical basis. Amsterdam; Oxford, N. Y.: Elsevier, 1982 b. Vol. 2.

Anderton R. Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian // *Sedimentology.* 1976. Vol. 23, N 4.

Araya-Vergara J. F. Sediment supply and morphogenetic response on a high wave energy west coast // *Ztschr. Geomorphol. N. F.* 1985. Bd. 57, suppl.

Baines G. B. K., McLean R. F. Sequential studies of hurricane deposit evolution at Funafuti atoll // *Mar. Geol.* 1976. Vol. 21, N 1.

Balars R. J., Klein G. de Vries. Roundness-mineralogical relations of some intertidal sands // *J. Sediment. Petrol.* 1972. Vol. 42, N 2.

Balchin W. G. V. The raised features of Billefjord and Sessenfjord, West Spitsbergen // *Geogr. J.* 1941. Vol. 97, N 6.

Baldwin E. J. The Moenkopi formation of North-Central Arizona: an interpretation of ancient environments based upon sedimentary structures and stratification types // *J. Sediment. Petrol.* 1973. Vol. 43, N 1.

Banerjee J. A subtidal bar model for the Eze-Aku sandstones, Nigeria // *Sediment. Geol.* 1980. Vol. 25, N 4.

Banerjee J. Storm lag and related facies of the bioclastic limestones of the Eze-Aku formation (Turonian), Nigeria // *Ibid.* 1981. Vol. 30, N 1/2.

Belknap D. F., Kraft J. C. Preservation potential of transgressive coastal lithosomes on the US Atlantic shelf // *Mar. Geol.* 1981. Vol. 42, N 1/4.

Berné S., Auffret J. P., Walker P. Internal structure of sub-tidal sand waves revealed by high resolution seismic reflection // JAS VIII Regional Meet. Sediment. Abstracts. Tunis: Intern. Assoc. Sediment.: Fac. Sci. Tunis, 1987.

Bird E. C. F. Coastline changes: A global review. N. Y.; L.; Sydney, Toronto: Wiley, 1985.

Boersma J. R., Terwindt J. H. J. Berms on an intertidal shoal: shape and internal structure // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburg; Boston; Melbourne: Blachwell, 1981a.

Boersma J. R., Terwindt J. H. J. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary // *Sedimentology.* 1981b. Vol. 28, N 2.

Boothroyd J. C. Mesotidal inlets and estuaries // Coastal sedimentary environments. N. Y.; Heidelberg; Berlin: Springer, 1978.

Boyd R., Penland Sh. Shoreface translation and the Holocene stratigraphic record: examples from Nova Scotia, the Mississippi delta and Eastern Australia // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Boyles J. M., Scott A. J. A model for migrating shelf-bar sandstones in Upper Mancos shale (Campanian). Northwestern Colorado // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 66, N 5.

Brenner R. L. Construction of process-response models for ancient epicontinental seaway depositional systems using partial analogs // *Ibid.* 1980. Vol. 64, N 8.

Brenner R. L., Davies D. K. Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, N 5.

Brenner R. L., Davies D. K. Oxfordian sedimentation in Western Interior United States // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1974. Vol. 58, N 3.

Brenninkmeyer B. M. Sand fountains in the surf zone // Beach and near-shore sedimentation. Tulsa (Okla): Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 1976. N 24.

Bridges P. H. Lower Silurian transgressive barrier islands, Southwest Wales // *Sedimentology.* 1976. Vol. 23, N 3.

Bruun P. Sea-level rise as a cause of shore erosion // *J. Waterways and Harbours Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.* 1962. Vol. 88, N WW1.

Campbell Ch. V. Lamina, laminaset, bed and bedset // *Sedimentology.* 1967. Vol. 8, N 1.

Carrigy M. A. Some sedimentary

features of the Athabasca oil sands // *Sediment. Geol.* 1967. Vol. 1, N 4.

Carter Ch. H. Miocene-Pliocene beach and tidal deposits, Southern New Jersey // *Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts.* Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Channon R. D., Hamilton D. Wave and tidal current sorting of shelf sediments southwest of England // *Sedimentology.* 1976. Vol. 23, N 1.

Chappell J., Eliot I. G. Surf-beach dynamics in time and space — and Australian case study, and elements of a predictive model // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 32, N 3/4.

Cherry J. A. Sand movement along equilibrium beaches north of San Francisco // *J. Sediment. Petrol.* 1966. Vol. 36, N 2.

Chowdhuri K. R., Reineck H.-E. Primary sedimentary structures and their sequence in the shoreface of barrier island Wangerooge (North Sea) // *Senckenberg. mir.* 1978. Bd. 10, N 1/3.

Clifton H. E. Wave-formed sedimentary structures — a conceptual model // *Beach and nearshore sedimentation.* Tulsa (Okla): Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 1976. N 24.

Clifton H. E. Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington // *J. Sediment. Petrol.* 1983. Vol. 53, N 2.

Clifton H. E., Dingler J. R. Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Clifton H. E., Hunter R. E., Phillips R. L. Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore // *J. Sediment. Petrol.* 1971. Vol. 41, N 3.

Conybeare C. E. B., Crook A. A. W. Manual of sedimentary structures // *Bull. Bur. Miner. Resour., Geol., Geophys.* Canberra, 1968. N 102.

Costa J. E., Baker V. R. Surficial geology. Building with the Earth. Chichester; Brisbane; Toronto: Wiley, 1981.

Cotton C. A. *Geomorphology.* N. Y.: Wiley, 1952.

Cunningham R. W., Fox W. T. Coastal processes and depositional patterns on Cape Ann, Massachusetts // *J. Sediment. Petrol.* 1974. Vol. 44, N 2.

Curry J. R. Transgressions and regressions // *Papers in marine geology:*

Shepard commemorat. vol. N. Y.: Macmillan, 1964.

Curry J. R., Emmel F. J., Cramp-ton P. J. S. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico // *Lagunas costeras Un Simp. Univ. Nat. Auton. Mexico.* Mexico, 1967.

Curry J. R., Moore D. G. Holocene regressive littoral sand, Costa de Nayarit, Mexico // *Deltaic and shallow marine deposits.* Amsterdam; L.; N. Y.: Elsevier, 1964.

Czapowski G. The barrier deposits in the regressive-sequence — the Upper Miocene marine rocks from the Holy Cross MTS / SE Poland // VII IAS Region. Meet.: Late Abstr. Krakow, 1986.

Dabrio C. J. Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of S. Spain // *Sediment. Geol.* 1982. Vol. 32, N 1/2.

Davidson-Arnott R. G. D., Greenwood B. Bedforms and structures associated with bar topography in the shallow-water wave environment, Kõchibouguac Bay, New Brunswick, Canada // *J. Sediment. Petrol.* 1974. Vol. 44, N 3.

Davidson-Arnott R. G. D., Greenwood B. Facies relationships on a barred coast, Kõchibouguac Bay, New Brunswick, Canada // *Beach and nearshore sedimentation.* Tulsa (Okla): Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 1976. N 24.

Davies J. A morphogenic approach to world shorelines // *Ztschr. Geomorphol.* 1964. N 8.

Davis R. A. Beach and nearshore zone // *Coastal sedimentary environments* N. Y.; Heidelberg; Berlin: Springer, 1978.

Davis R. A., Fox W. T., Hayes M. O., Boothroyd J. C. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments // *J. Sediment. Petrol.* 1972. Vol. 42, N 2.

Davis R. A., Hayes M. O. What is a wave-dominated coast? // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Dillon W. P. Submergence effects on a Rhode island barrier and lagoon and inferences on migration of barriers // *J. Geol.* 1970. Vol. 78, N 1.

Dingler J. R., Clifton H. E. Tidal-cycle changes in oscillation ripples on the inner part of an estuarine sand flat // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Dolotov Y. S. On the dynamic conditions of the bottom sediment differen-

tiation and depositional environments in the upper part of the continental shelf // IX Congr. Intern. Sediment. Theme 6. „Mécanique sédimentaire Vitesse des processus“. Nice, 1975.

Dolotov Y. S. Dynamic conditions of sediment differentiation and depositional environments in the near-shore part of the continental shelf // *Baltica*. Вильнюс, 1982a. Т. 7.

Dolotov Y. S. On the sediment genetic types and subtypes in the nearshore part of the tideless sea continental shelf // IX Intern. Congr. Sediment./ Abstracts. Hamilton; Ontario, 1982b.

Dolotov Y. S. Genetic types of near-shore marine sediments and reconstruction of ancient shorelines // Intern. Union Quart. Res. XI Congr.: Abstracts. Moscow, 1983. Vol. 3.

Dolotov Y. Dynamic depositional environments under conditions of the sea coast relative subsidence and emergence // Intern. Symp. „Evolution and dynamics of sea coasts in conditions of relative sea level oscillation“. Excursion Guide and abstr. Tallin: Inst. Geol. Acad. Sci. Est. SSR: Intern. Geogr. Union (Commis. Coast. Environ.), 1986a.

Dolotov Y. S. On character of the relief change in the sand coasts // IGU Commission on the Coastal environments: Symp. Man's Impact Coast. Environ. Ne Span. Mediter. Coast Guidebook, Abstr Contrib. Barcelona: CIRIT, 1986b

Dolotov Y. S. Classification of the dynamic depositional sedimentary environments in the near-shore marine area // IAS VIII Region. Meet. Sediment./ Abstracts. Tunis: Intern. Assoc. Sediment., Fac. Sci. Tunis, 1987a.

Dolotov Y. S. On the dynamic depositional sedimentary environments in the nearshore marine area // „MARCUBA'87“ Congr. Cienc. Mar. Resum. La Habana, 1987b.

Dott R. H. 1982 SEPM presidential address: episodic sedimentation—how normal is average? How rare is rare? Does it matter? // *J. Sediment. Petrol.* 1983. Vol. 53, N 1.

Dott R. H., Bourgeois J. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1982. Vol. 93, N 8.

Dott R. H., Bourgeois J. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: reply // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 94, N 10.

Doyle L. J., Cleary W. J., Pil-

key O. H. Mica: its use in determining shelf-depositional regimes // *Mar. Geol.* 1968. Vol. 6, N 5.

Duncan J. R. Effects of water table and tide cycle // *Ibid.* 1964. Vol. 2, N 2.

Dupré W. R. Reconstruction of paleo-wave conditions during the late Pleistocene from marine terrace deposits, Monterey Bay, California // *Ibid.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Durand J. Inverse proximity trends in storm deposits // IAS VII Region. Meet. Sediment.: Abstracts. Krakow: Intern. Assoc. Sediment.: Jagiellonian Univ.: Pol. Acad. Sci. Geol. Com., 1986.

Elliott T. Clastic shorelines // Sedimentary environments and facies. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne: Blackwell, 1978.

Elliott T., Gardiner A. R. Ripple, megaripple and sandwave bedforms in the macrotidal Loughor Estuary, South Wales, U. K. // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Engstrom W. N. Beach foreshore sedimentology and morphology in the Apostle islands of Northern Wisconsin // *J. Sediment. Petrol.* 1974. Vol. 44, N 1.

Evans G. Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. (D. C.) // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1965. Vol. 121 /482/.

Evans G. Intertidal flat deposits of the Wash, western margin of the North Sea // Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Exon N. F. An extensive offshore sand bar field in the Western Baltic Sea // *Mar. Geol.* 1975. Vol. 18, N 3.

Exum F. A., Harms J. C. Comparison of marine-bar with valley-fill stratigraphic traps, Western Nebraska // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1968. Vol. 52, N 10.

Feyling-Hanssen R. W. Stratigraphy of the marine Late-Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen // *Skr. Norsk Polarinst.* Oslo, 1955. N 107.

Field M. E. Buried strandline deposits on the Central Florida inner continental shelf // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85, N 1.

Fischer A. G. Stratigraphic record of transgressing seas in light of sedimentation on Atlantic coast of New Jersey //

Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1961. Vol. 45, N 10.

Fisk H. N. Padre island and laguna Madre flats, coastal South Texas // II Coast. Geogr. Conf./Coast. Stud. Inst. Louisiana State Univ. Wash. (D. C.), 1959.

Flemming B. W. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth: Southeast African continental margin // Sediment. Geol. 1980. Vol. 26, 1/3.

Force L. M. Calcium carbonate size distribution on the West Florida shelf and experimental studies on the microarchitectural control of skeletal breakdown // J. Sediment. Petrol. 1969. Vol. 39, N 3.

Fraser G. S., Hester N. C. Sediments and sedimentary structures of a beach-ridge complex, Southwestern shore of Lake Michigan // J. Sediment. Petrol. 1977. Vol. 47, N 3.

Frey R. W., Basan P. B. Coastal salt marshes // Coastal sedimentary environments. N. Y.; Heidelberg; Berlin: Springer, 1978.

Friedman G. M. Address of the retiring president of the International Association of sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins // Sedimentology. 1979. Vol. 26, N 1.

Friedman G. M., Sanders J. E. Principles of sedimentology. Santa Barbara; Chichester; Brisbane; Toronto: Wiley, 1978.

Füchtbauer H. Sedimentary petrology. Pt 2. Sediments and sedimentary rocks 1. Stuttgart: Schweizerbart, 1974.

Galloway W. E., Hobday D. K. Terrestrial clastic depositional systems: Applications to petroleum, coal and uranium exploration. N. Y.; Berlin; Heidelberg; Tokyo: Springer, 1983.

Gilbert G. K. The topographic features of lake shores // V Annu. Rep. US Geol. Surv. 1883—1884. Wash. (D. C.), 1885.

Ginsburg R. N., Hardie L. A. Tidal and storm deposits, Northwestern Andros Island, Bahamas // Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Ginsburg R. N., James N. P. Holocene carbonate sediments on continental shelves // The geology of continental margins. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1974.

Grabau A. W. Principles of stratigraphy. N. Y.: Seiler, 1913.

Graham J. R. Wave-dominated shallow-marine sediments in the Lower Carboniferous of Morocco // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52, N 4.

Grant U. S. Waves as a sand-transporting agent // Amer. J. Sci. 1943. Vol. 241, N 2.

Greenhouse effect and sea level rise / Ed. Barth M. C., Titus J. G. N. Y.: Van Nostrand Reinhold, 1984.

Greenwood B., Mittler P. R. Structural indices of sediment transport in a straight wave-formed, nearshore bar // Mar. Geol. 1979. Vol. 32, N 3/4.

Greer Sh. A. Estuaries of the Georgia coast, USA: Sedimentology and biology. 3. Sandbody geometry and sedimentary facies at the estuary-marine transition zone, Ossabaw sound, Georgia: a stratigraphic model // Senckenberg. mar. 1975. Bd. 7.

Gruszczynski M., Rudowski S., Zrobek J. Rip current as a tool to categorize ancient storm deposits: Jurassic example // VII IAS Region. Meet.: Late abstr. Krakow, 1986.

Hale P. B., McCann S. B. Rhythmic topography in a mesotidal, low-wave energy environment // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52, N 2.

Halley R. B. Peritidal lithologies of Cambrian carbonate islands, Carrara formation, Southern Great Basin // Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Hänthzschel W. Tidal flat deposits (wattenschlick) // Recent marine sediments: Symp. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Tulsa (Okla), 1939. Spec. Publ. 1.

Harrison S. C. Tidal-flat complex, Delmarva Peninsula, Virginia // Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Hayes M. O. Relationship between coastal climate and bottom sediment type on the inner continental shelf // Mar. Geol. 1967. Vol. 5, N 2.

High L. R. Storms and sedimentary processes along the Northern British Honduras coast // J. Sediment. Petrol. 1969. Vol. 39, N 1.

Hill G. W., Hunter R. E. Interaction of biological and geological processes in the beach and nearshore environments, Northern Padre island, Texas // Beach and nearshore sedimentation. Tulsa (Ok-

la): Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 1976. N 24.

Hobday D. K., Reading H. G. Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the Late Precambrian of Finnmark, North Norway // J. Sediment. Petrol. 1972. Vol. 42, N 2.

Hobson J. P., Fowler M. L., Beaumont E. A. Depositional and statistical exploration models, Upper Cretaceous offshore sandstone complex, Sussex Member, House Creek field, Wyoming // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 6.

Homewood P., Allen Ph. Wave-, tide- and a current controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland // Ibid. 1981. Vol. 65, N 12.

Houbolt J. J. H. C. Recent sediments in the southern bight of the North Sea // Geol. en mijnbouw. 1968. Vol. 47, N 4.

Houlik C. W. Interpretation of carbonate-detrital silicate transitions in the Carboniferous of Western Wyoming // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1973. Vol. 57, N 3.

Howard J. D., Dorjes J. Animal-sediment relationships in two beach-related tidal flats; Sapelo island, Georgia // J. Sediment. Petrol. 1972. Vol. 42, N 3.

Howard J. D., Frey R. W. Estuaries of the Georgia coast, USA Sedimentology and biology. 2. Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries // Senckenberg. mar. 1975. Bd. 7.

Howard J. D., Reineck H. E. Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence: comparison with low-energy sequence // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. Vol. 65, N 5.

Hoyt J. H., Henry V. J. Influence of island migration on barrier-island sedimentation // Bull. Geol. Soc. Amer. 1967. Vol. 78, N 1.

Hubbard D. K., Oertel G., Nummedal D. The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from North Carolina, South Carolina and Georgia // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49, N 4.

Hunter R. E., Clifton H. E. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, Southwestern Oregon // Ibid. 1982. Vol. 52, N 1.

Hunter R. E., Clifton H. E., Phillips R. L. Depositional processes, sedi-

mentary structures and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, Southern Oregon coast // Ibid. 1979. Vol. 49, N 3.

Ingle J. C. The movement of beach sand. An analysis using fluorescent grains. Developments in sedimentology. Vol. 5. Amsterdam: Elsevier, 1966.

Jago C. F. Sediment response to waves and currents, North Yorkshire shelf, North Sea // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Jago C. F., Hardisty J. Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales // Mar. Geol. 1984. Vol. 60, N 1/4.

James N. P., Ginsburg R. N. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. Morphology, sedimentology, organism distribution and Late Quaternary history. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne: Blackwell, 1979.

Jankevičiūtė S. Apie Baltijos Juros smėlio paplūdimio skersinio profilio dinamika seklioje priekrantėje // Geografinis metraštis. Vilnius: Liet. TSR Georg. Draugija, 1961. T. 4.

Johannessen P. N., Nielsen L. H. A sedimentological model for spit systems prograding into deep water // VII IAS Region. Meet.: Late abstr. Krakow, 1986.

Johnson D. W. Shore processes and shoreline development. N. Y., 1919.

Johnson H. D. Tide- and wave-dominated inshore and shoreline sequences from the Late Precambrian, Finnmark, North Norway // Sedimentology. 1975. Vol. 22, N 1.

Johnson H. D. Shallow marine sand bar sequences: an example from the Late Precambrian of North Norway // Ibid. 1977. Vol. 24, N 2.

Johnson H. D. Shallow siliclastic seas // Sedimentary environments and facies. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne: Blackwell, 1978.

Johnson M. A., Stride A. H., Belderson R. H., Kenyon N. H. Predicted sand-wave formation and decay on a large offshore tidal-current sand-sheet // Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Jones H. A., Davies P. J. Preliminary studies of offshore placer depo-

sits, Eastern Australia // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 30, N 3/4.

Kellerhals P., Murray J. W. Tidal flats at Boundary bay, Fraser river delta, British Columbia // *Bull. Canad. Petrol. Geol.* 1969. Vol. 17, N 1.

King C. A. M. Beaches and coasts. L.: Edward Arnold, 1959.

Klein G. de V. Bay of Fundy intertidal zone sediments // *J. Sediment. Petrol.* 1963. Vol. 33, N 4.

Klein G. de V. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars // *Ibid.* 1970. Vol. 40, N 4.

Kocurek G., Dott R. H. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand // *Ibid.* 1981. Vol. 51, N 2.

Kohsiek L. H. M., Terwindt J. H. J. Characteristics of foreset and topset bedding in megaripples related to hydrodynamic conditions on an intertidal shoal // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Kölbl L. Sedimentology and the petroleum industry // *Sediment. Geol.* 1967. Vol. 1, N 3.

Komar P. D. Beach processes and sedimentation. Englewood Cliffs (N. J.): Prentice-Hall, 1976a.

Komar P. D. Nearshore currents and sediment transport and the resulting beach configuration // *Marine sediment transport and environmental management*. N. Y.; L.; Sydney; Toronto: Wiley, 1976b.

Kraft J. C. Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82, N 8.

Kraft J. C. Coastal stratigraphic sequences // *Coastal sedimentary environments*. N. Y.; Heidelberg; Berlin: Springer, 1978.

Kraft J. C., John Ch. J. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1979. Vol. 63, N 12.

Kraft J. C., Rapp G., Aschenbrenner S. E. Late Holocene paleogeography of the coastal plain of the Gulf of Messenia, Greece, and its relationships to archaeological settings and coastal change // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 9.

Kreisa R. D. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the

Mid'le and Upper Ordovician of Southwestern Virginia // *J. Sediment. Petrol.* 1981. Vol. 51, N 3.

Kuehl S. A., Nittrouer Ch. A., DeMaster D. F. Modern sediment accumulation and strata formation on the Amazon continental shelf // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 49, N 3/4.

Kumar N., Sanders J. E. Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets // *Sedimentology*. 1974. Vol. 21, N 4.

Kumar N., Sanders J. E. Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples // *J. Sediment. Petrol.* 1976. Vol. 46, N 1.

La Fon N. A. Offshore bar deposits of Semilla sandstone member of Mancos shale (Upper Cretaceous), San Juan basin, New Mexico // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1981. Vol. 65, N 4.

Larsonneur C. Tidal deposits, Mont Saint-Michel Bay, France // *Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts*. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Leatherman S. P. Barrier island evolution in response to sea level rise: a discussion // *J. Sediment. Petrol.* 1983. Vol. 53, N 3.

Leckie D. A., Walker R. G. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval — outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 66, N 2.

Leithold E. L., Bourgeois J. Characteristics of coarse-grained sequences deposited in nearshore, wave-dominated environments — examples from the Miocene of South-West Oregon // *Sedimentology*. 1984. Vol. 31, N 6.

Lewis M. S. Sedimentary environments and unconsolidated carbonate sediments of the fringing coral reefs of Mahé, Seychelles // *Mar. Geol.* 1969. Vol. 7, N 2.

Logvinenko N. V., Remizov I. N. Sedimentology of beaches on the north coast of the Sea of Azov // *Deltaic and shallow marine deposits*. Amsterdam; L.; N. Y.: Elsevier, 1964.

Ly Ch. K. Sources of beach sand from the Central and Eastern coasts of Ghana, West Africa // *Mar. Geol.* 1981. Vol. 44, N 3/4.

Ly Ch. K. Sedimentology of nearsho-

re marine bar sequences from a Paleozoic depositional regressive shoreline deposit of the Central coast of Ghana, West Africa // *J. Sediment. Petrol.* 1982. Vol. 52, N 1.

Maragos J. E., Baines G. B. K., Beveridge P. J. Tropical cyclone Bebe creates a new land formation of Funafuti atoll // *Science.* 1973. Vol. 181, N 4115.

Marsaglia K. M., Klein G. D. The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems // *Y. Geology.* 1983. Vol. 91, N 2.

Mathews R. K. Dynamic stratigraphy. An introduction to sedimentation and stratigraphy. Englewood Cliffs (N. J.): Prentice-Hall, 1974.

Maxwell W. G. h., Day R. W., Fleming P. J. G. Carbonate sedimentation on the Heron island reef, Great Barrier reef // *J. Sediment. Petrol.* 1961. Vol. 31, N 2.

Mayou T. V., Howard J. D. Estuaries of the Georgia coast, USA: Sedimentology and biology. VI. Animal-sediment relationships of a salt marsh estuary — Doboy sound // *Sensckenberg. mar.* 1975. Bd. 7.

Mazzoni S., Visentin C. Shallow water deposition in the Valreas embayment (Serravallian), Rhône valley (S. E. France) // IAS VIII Region. Meet. Sediment.: Abstracts. Tunis: Intern. Assoc. Sediment.: Fac. Sci. Tunis, 1987.

McCave I. N. Wave effectiveness at the bed and its relationship to bedforms and deposition of mud // *J. Sediment. Petrol.* 1971. Vol. 41, N 1.

McCave I. N. The sedimentology of transgression: Portland Point and Coksborg members (Middle Devonian), New York State // *Ibid.* 1973. Vol. 43, N 2.

McKee E. D. Geology of Kapingarang atoll, Caroline islands // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1958. Vol. 69, N 3.

McKee E. D. Storm sediments on a Pacific atoll // *J. Sediment. Petrol.* 1959. Vol. 29, N 3.

McLane M. Upper Cretaceous coastal deposits in South-Central Colorado-Codell and Juana Lopez members of Carlile shale // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 66, N 1.

Meltraux M. Storm deposits on an Early Mesozoic subsident margin // IAS VIII Region. Meet. Sediment.:

Abstracts. Tunis: Intern. Assoc. Sediment.: Fac. Sci. Tunis, 1987.

Miller J. A. Facies characteristics of laguna Madre wind-tidal flats // Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Miller M. F. Middle and Upper Ordovician biogenic structures and paleoenvironments, Southern Nevada // *J. Sediment. Petrol.* 1977. Vol. 47, N 3.

Miller R. L., Zeigler J. M. A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone, and foreshore // *J. Geol.* 1958. Vol. 66, N 4.

Miller R. L., Zeigler J. M. A study of sediment distribution in the zone of shoaling waves over complicated bottom topography // *Papers in marine geology: Shepard commemorat. vol.* N. Y.: Macmillan, 1964.

Mooers Ch. N. K. Introduction to the physical oceanography and fluid dynamics of continental margins // *Marine sediment transport and environmental management.* N. Y.; L.; Sydney; Toronto: Wiley, 1976.

Moore J. N., Fritz W. J., Futch R. S. Occurrence of megaripples in a ridge and runnel system, Sapelo island, Georgia: morphology and processes // *J. Sediment. Petrol.* 1984. Vol. 54, N 2.

Morton R. A. Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North sea // *Holocene marine sedimentation in the North sea basin.* Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Mount J. F. Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews mountain member, Campito formation (Lower Cambrian), White-Inyo mountains, Eastern California // *J. Sediment. Petrol.* 1982. Vol. 52, N 3.

Nelson C. N. Modern shallow-water graded sand layers from storm surges Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems // *Ibid.* 1982. Vol. 52, N 2.

Nelson C. S. Grain-size parameters of insoluble residues in mixed terrigenous-skeletal carbonate sediments and sedimentary rocks: some New Zealand examples // *Sedimentology.* 1977. Vol. 24, N 1.

Niedoroda A. W., Swift D. J. P.,

Hopkins Th. S., Ma Ch.-M. Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Nittrouer C. A., Sternberg R. W. The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington continental shelf // *Ibid.* 1981. Vol. 42, N 1/4.

Nummedal D., Penland Sh. Sediment dispersal in Norderneyer Seegat, West Germany // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Oomkens E. Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger delta complex // *Sedimentology.* 1974. Vol. 21, № 2.

Oroiku K. Main features of the development of Estonian beaches and coasts at present and in the past // Intern. Symp. „Evolution and dynamics of sea coasts in conditions of relative sea level oscillation“: Excursion Guide and Abstr. Tallin: Inst. Geol. Acad. Sci. Est. SSR: Intern. Geogr. Union, 1986. (Commis. Coast. Environ.).

Owens E. H. Temporal variations in beach and nearshore dynamics // *J. Sediment. Petrol.* 1977. Vol. 47, N 1.

Owens R. Holocene sedimentation in the North-Western North sea // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Passega R. Problem of comparing ancient with recent sedimentary deposit // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1962. Vol. 46, N 1.

Passega R., Rizzini A., Borghetti G. Transport of sediments by waves, Adriatic coastal shelf, Italy // *Ibid.* 1967. Vol. 51, N 7.

Pawluk K. A. Grain-size distributions in the nearshore zone under waves: Black sea and Baltic sea // IAS VIII Region. Meet. Sediment: Abstracts. Krakow: Intern. Assoc. Sediment.: Jagiellonian Univ.: Pol. Acad. Sci. Geol. Com., 1986.

Perkins R. D., Enos P. Hurricane Betsy in the Florida-Bahama area-geologic effects and comparison with hurricane Donna // *J. Geol.* 1968. Vol. 76, № 6.

Peterson C., Scheidegger K., Komar P., Niem W. Sediment composition and hydrography in six high-gradient estuaries of the Northwestern United

States // *J. Sediment. Petrol.* 1984. Vol. 54, N 1.

Pettijohn F. J., Potter P. E. Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Berlin; Göttingen; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1964.

Plint A. G. Facies, environments and sedimentary cycles in the Middle Eocene, Bracklesham formation of the Hampshire basin: evidence for global sea-level changes? // *Sedimentology.* 1983. Vol. 30, N 5.

Price W. A. Environment and history in identification of shoreline types // *Quaternaria.* 1956. Vol. 3.

Psuty N. P. The geomorphology of beach ridges in Tabasco, Mexico // Coastal studies Institute Louisiana State University: Techn. Rep. 30. Baton Rouge (La), 1966.

Psuty N. P. Holocene sea level in New Jersey // *Phys. Geogr.* 1986a. Vol. 7, N 2.

Psuty N. P. Impacts of impending sea-level-rise scenarios: the New Jersey barrier island responses // *Bull. New Jersey Acad. Sci.* 1986b. Vol. 31, N 2.

Rampino M. R., Sanders J. E. Holocene transgression in South-Central Long Island, New York // *J. Sediment. Petrol.* 1980. Vol. 50, N 4.

Rampino M. R., Sanders J. E. Evolution of the barrier islands of southern Long Island, New York // *Sedimentology.* 1981. Vol. 28, N 1.

Rampino M. R., Sanders J. E. Holocene transgression in South-Central Long Island, New York — reply // *J. Sediment. Petrol.* 1982. Vol. 52, N 3.

Rautman C. A. Sedimentology of Late Jurassic barrier-island complex—Lower Sundance formation of Black Hills // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. Vol. 62, N 11, pt 1 of 2.

Reading H. G. Facies // *Sedimentary environments and facies.* Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne: Blackwell, 1978a.

Reading H. G. Introduction // *Ibid.* 1978b.

Reading H. G. Problems and perspectives // *Ibid.* 1978c.

Reineck H. E. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North sea // *Amer. Assoc. Adv. Sci. Spec. Publ. Wash. (D.C.),* 1967. N 83.

Reineck H. E. German North sea tidal flats // *Tidal deposits. A case-book of recent examples and fossil*

counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Reineck H. E., Singh I. B. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud // *Sedimentology*. 1972. Vol. 18, N 1/2.

Reineck H. E., Singh I. B. Depositional sedimentary environments. Berlin: Springer, 1973.

Rice D. D. Coastal and deltaic sedimentation of Upper Cretaceous Eagle sandstone: relation to shallow gas accumulations, North-Central Montana // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1980. Vol. 64, N 3.

Roep Th. B., Beets D. J., Dronkert H., Pagnier H. A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain // *Sediment. Geol.* 1979. Vol. 22, N 3/4.

Roniewicz P. The Tasman sea coastal zone sedimentary model, N. S. W. Australia. *Acta Geol. Pol.*, 1984. Vol. 34, N 1/2.

Rudowski S. Zmarszczyki w strefie przybrzeża południowego Bałtyku // *Acta geol. pol.* 1970. Vol. 20, N 3.

Ryer Th. A. Patterns of Cretaceous shallow-marine sedimentation, Coalville and Rockport areas, Utah // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 2.

Sanders J. E., Kumar N. Evidence of shoreface retreat and in-place „drowning“ during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York // *Ibid.* 1975. Vol. 86, N 1.

Schneider J. F. Recent tidal deposits, Abu Dhabi, UAE, Arabian Gulf // *Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts*. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Schwartz M. L. The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion // *J. Geol.* 1967. Vol. 75, N 1.

Seibold E. Geological investigation of near-shore sand-transport. Examples of methods and problems from the Baltic and North seas // *Progress in oceanography*. Oxford; L.; N. Y.; Paris: Pergamon press, 1963. Vol. 1.

Self R. P. Longshore variation in beach sands Nautla area, Veracruz, Mexico // *J. Sediment. Petrol.* 1977. Vol. 47, N 4.

Selley R. C. Ancient sedimentary environments: A brief survey. Ithaca (N. Y.): Cornell Univ. press, 1976.

Sellwood B. W. Shallow-water carbonate environments and facies // *Sedimentary environments and facies*. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne: Blackwell, 1978.

Semeniuk V. Sedimentology and the stratigraphic sequence of a tropical tidal flat, North-Western Australia // *Sediment. Geol.* 1981, Vol. 29, N 2/3.

Semeniuk V., Johnson D. P. Recent and Pleistocene beach/dune sequences western Australia // *Ibid.* 1982. Vol. 32, N 4.

Shelton J. W. Stratigraphic models and general criteria for recognition of alluvial, barrier-bar and turbidity-current sand deposits // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1967. Vol. 51, N 12.

Shepard F. P. Beach cycles in Southern California // *Beach Erosion Board Techn. Mem.* 1950. Vol. 2, N 20.

Shepard F. P., La-Fond E. C. Sand movements along the Scripps Institute pier // *Amer. J. Sci.* 1940. Vol. 238.

Sherman D. J., Greenwood B. Boundary roughness and bedforms in the surf zone // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Shinn E. A., Lloyd R. M., Ginsburg R. N. Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros island, Bahamas // *J. Sediment. Petrol.* 1969. Vol. 39, N 3.

Short A. D. Beach and nearshore facies: Southeast Australia // *Mar. Geol.* 1984. Vol. 60, N 1/4.

Short A. D., Hesp P. A. Wave, beach and dune interactions in South-eastern Australia // *Ibid.* 1982. Vol. 48, N 3/4.

Simons D. B., Richardson E. V., Nordin C. F. Sedimentary structures generated byflow in alluvial channels // *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: Soc. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 1965. N 12.

Solohub J. T., Klovan J. E. Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments // *J. Sediment. Petrol.* 1970. Vol. 40, N 1.

Squires R. L. A transitional alluvial to marine sequence: the Eocene Lajas formation, Southern California // *Ibid.* 1981. Vol. 51, N 3.

Steers I. The coastline of England and Wales. Cambridge: Univ. press, 1948.

Straaten Van L. M. J. U. Biogene textures and the formation of shell beds in the Dutch Wadden sea.

1 // Proc. kon. ned. akad. wetensch. B. 1952. Vol. 55.

Straaten Van L. M. J. U. Littoral and submarine morphology of the Rhône delta // II Coast. Geogr. Conf. Wash. (D.C.): Coast. Stud. Inst. Louisiana State Univ., 1959.

Straaten Van L. M. J. U. Sedimentation in tidal flat areas // J. Ablerta Soc. Petrol. Geol., 1961, Vol. 9, N 7.

Straaten Van L. M. J. U., Kuenen Ph. H. Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden sea // Geol. en mijnbouw. 1957. N 19.

Strahler A. N. Tidal cycle of changes in an equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey // J. Geol. 1966. Vol. 74, N 3.

Stubblefield W. L., Kersey D. G., McGrail D. W. Development of middle continental shelf sand ridges: New Jersey // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1983. Vol. 67, N 5.

Surlyk F., Clemmensen L. B. Rift progradation and eustasy as controlling factors during Jurassic inshore and shelf sedimentation in Northern East Greenland // Sediment. Geol. 1983. Vol. 34, N 2.

Surlyk F., Noe-Nygaard N. Hummocky cross-stratification from the Lower Jurassic Hasle formation of Bornholm, Denmark // Ibid. 1986. Vol. 46, N 3/4.

Swift D. J. P. Coastal erosion and transgressive stratigraphy // J. Geology. 1968. Vol. 76, N 4.

Swift D. J. P. Continental shelf sedimentation // The geology of continental margins. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1974.

Swift D. J. P. Barrier-island genesis: evidence from the Central Atlantic shelf, Eastern USA // Sediment. Geol. 1975. Vol. 14, N 1.

Swift D. J. P. Coastal sedimentation // Marine sediment transport and environmental management. N. Y.; L.; Sydney, Toronto: Wiley, 1976a.

Swift D. J. P. Continental shelf sedimentation // Ibid. 1976b.

Swift D. J. P., Duane D. B., McKinney Th. F. Ridge and swale topography of the Middle Atlantic Bight, North America: secular response to the Holocene hydraulic regime // Mar. Geol. 1973. Vol. 15, N 4.

Swift D. J. P., Ludwick J. C. Substrate response to hydraulic process: grain-size frequency distributions and bed forms // Marine sediment trans-

port and environmental management. N. Y.; L.; Sydney; Toronto: Wiley, 1976.

Swift D. J. P., Moslow Th. F. Holocene transgression in South-Central Long Island, New York—discussion // J. Sediment. Petrol. 1982. Vol. 52, N 3.

Swift D. J. P., Sanford R. B., Dill Ch. E., Avignone N. F. Textural differentiation on the shoreface during erosional retreat of an unconsolidated coast, Cape Henry to Cape Hatteras, Western North Atlantic shelf // Sedimentology. 1971. Vol. 16, N 3/4.

Swift D. J. P., Young R. A., Clarke Th. L. et al. Sediment transport in the Middle Atlantic Bight of North America: synopsis of recent observations // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Taira A., Scholle P. A. Origin of bimodal sands in some modern environments // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49, N 3.

Terwindt J. H. J. Sequences in inshore subtidal deposits // Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

Terwindt J. H. J. Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North sea // Holocene marine sedimentation in the North sea basin. Oxford; L.; Edinburgh; Boston; Melbourne: Blackwell, 1981.

Terwindt J. H. J., Hulsbergen C. H., Kohsiek L. H. M. Structures in deposits from beach recovery, after erosion by swell waves around the Southwestern coast of Aruba, Netherlands, Antilles // Mar. Geol. 1984. Vol. 60, N 1/4.

Thom B. G. Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in Southeast Australia // Ibid. 1984. Vol. 56, N 1/4.

Thomas W. A., Mack G. H. Paleogeographic relationship of a Mississippian barrier-island and shelf-bar system (Hartselle sandstone) in Alabama to the Appalachian-Ouachita orogenic belt // Bull. Geol. Soc. Amer. 1982. Vol. 93, N 1.

Thompson R. W. Tidal-flat sediments of the Colorado river delta, North-western Gulf of California // Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.

- Thompson W. O.* Original structures of beaches, bars and dunes // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1937. Vol. 48, N 6.
- Tidal deposits.* A casebook of recent examples and fossil counterparts / Ed. R. N. Ginsburg/. Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.
- Till R.* Arid' shorelines and evaporites // *Sedimentary environments and facies.* Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne: Blackwell, 1978.
- Tilley B. J., Longstaffe F. J.* Controls on hydrocarbon accumulation in glauconitic sandstone, Suffield heavy oil sands, Southern Alberta // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1984. Vol. 68, N 8.
- Twenhofel W. H.* Treatise on sedimentation. N. Y.: Williams and Wilkins, 1926.
- Urien C. M., Ewing M.* Recent sediments and environment of Southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Rio Negro continental shelf // *The geology of continental margins.* Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1974.
- Vos R. G.* Sedimentology of an Upper Paleozoic river, wave and tide influenced delta system in Southern Morocco // *J. Sediment. Petrol.* 1977. Vol. 47, N 3.
- Vos R. G., Hobday D. K.* Storm beach deposits in the Late Palaeozoic Ecca Group of South Africa // *Sediment. Geol.* 1977. Vol. 19, N 3.
- Walker Th. R., Thompson R. W.* Late Quaternary geology of the San Felipe area, Baja California, Mexico // *J. Geol.* 1968. Vol. 76, N 4.
- Walton F. D., Goodell H. G.* Sedimentary dynamics under tidal influences, Big Grass Island, Taylor County, Florida // *Mar. Geol.* 1972. Vol. 13, N 1.
- Wanless H. R.* Intracostal sedimentation // *Marine sediment transport and environmental management.* N. Y.; L.; Sydeny; Toronto: Wiley, 1976.
- Ward W. C., Brady M. J.* Strandline sedimentation of carbonate grainstones, Upper Pleistocene, Yucatan Peninsula, Mexico // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1979. Vol. 63, N 3.
- Wescott W. A.* Depositional setting and history of the Tar Springs sandstone (Upper Mississippian), Southern Illinois // *J. Sediment. Petrol.* 1982. Vol. 52, N 2.
- Wolf K. H.* Conceptual models. 2. Fluvial-alluvial, glacial, lacustrine, desert and shorezone/bar-beach-dune-chénier/sedimentary environments // *Sediment. Geol.* 1973. Vol. 9, N 4.
- Woods P. J., Brown R. G.* Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah embayment, Shark Bay, Western Australia // *Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts.* Berlin; Heidelberg; N. Y.: Springer, 1975.
- Wright L. D., Nielsen P., Short A. D., Green M. O.* Morphodynamics of a macrotidal beach // *Mar. Geol.* 1982. Vol. 50, N 1/2.
- Wunderlich F.* Der Golf von Gaeta /Tyrrhenisches Meer/. 2. Strand-aufbau und Stranddynamik // *Senckenberg. mar.* 1971. Bd. 3.
- Yeo R. K., Risk M. J.* The sedimentology, stratigraphy and preservation of intertidal deposits in the Minas basin system, Bay of Fundy // *J. Sediment. Petrol.* 1981. Vol. 51, N 1.

Введение	3
Глава 1. Общие особенности процессов рельефообразования и накопления осадочного материала	6
§ 1. Морские среды осадконакопления, обстановки континентальной окраины и шельфа, специфика обстановок прибрежной области	6
§ 2. Типы режима водного потока, донных форм и слоистости отложений	10
§ 3. Общие особенности проявления гидродинамических факторов, строения рельефа и распределения осадков в прибрежной области	13
§ 4. Общая схема поперечного и вдольберегового перемещения воды и рыхлого материала на подводном береговом склоне отмелого песчаного побережья	17
§ 5. Зональность прибрежной области	21
§ 6. Особенности рельефа, дифференциации осадочного материала и текстурных признаков прибрежных отложений различных зон	25
§ 7. Характер динамики среды рельефообразования и осадконакопления в ходе волнений	38
§ 8. Классификация современных динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления прибрежной области морей и океанов	59
Глава 2. Динамические обстановки процессов рельефообразования и прибрежно-морской седиментации в различных геологических и климатических условиях	69
§ 1. Региональные (пассивные) факторы рельефо- и осадкообразования, основные типы и источники осадочного материала	69
§ 2. Процессы рельефообразования и седиментации в условиях терригенного осадочного материала	72
§ 3. Рельефообразование и осадконакопление в условиях карбонатного (органогенного и хемогенного) материала	99
§ 4. Характер процессов рельефо- и осадкообразования в условиях вулканогенного осадочного материала	121
§ 5. Процессы рельефообразования и накопления осадков в условиях различной энергии среды	124
Глава 3. Динамика среды рельефо- и осадкообразования при изменении уровня бассейна	140
§ 1. Общие особенности изменений динамической обстановки на фоне колебаний уровня водного бассейна	140
§ 2. Процессы рельефообразования и осадконакопления в условиях воздействия экстремальных волновых режимов, больших сгонов и нагонов	141
§ 3. Характер динамики среды рельефо- и осадкообразования в условиях длительных изменений уровня бассейна и тектонических движений в верхней части шельфа	146
§ 4. Характер процессов рельефообразования и седиментации в условиях воздействия приливов и отливов	180

Глава 4. Особенности строения древних прибрежно-морских осадочных толщ, динамических условий нефтегазонакопления и россыпеобразования	203
§ 1. Общие принципы реконструкции древних динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления	203
§ 2. Примеры реконструкции древних прибрежных динамических обстановок разного возраста	214
§ 3. Некоторые особенности рельефо- и осадкообразования, благоприятные для нефте- и газонакопления	226
§ 4. Некоторые динамические условия концентрации тяжелых минералов и россыпеобразования	232
Заключение	236
Литература	239

CONTENTS

Introduction	3
Chapter 1. General peculiarities of the relief-forming and depositional sedimentary processes	6
§ 1. Depositional sedimentary environments of a sea basin as a whole, of continental margins and shelves, and specific environments in the near-shore marine area	6
§ 2. Types of the flow regimes, the bedform patterns and the sediment-stratification	10
§ 3. General peculiarities of the hydrodynamic factors action, of the relief-composition and of the sediment distribution in the near-shore marine area	13
§ 4. General scheme of the water- and sediment- drift under conditions of the normal and oblique wave-approach to shore on the submarine shore slope of the shallow-water sand coasts	17
§ 5. Zonation of the near-shore marine area	21
§ 6. Peculiarities of the relief composition, of the coastal sediment differentiation and the sedimentary strata in the different zones	25
§ 7. Dynamic relief-forming and depositional sedimentary environments in the course of the wave-cycles	38
§ 8. Classification of the recent relief-forming and depositional sedimentary dynamic environments in the near-shore area of seas and oceans	59
Chapter 2. Dynamic relief-forming and depositional sedimentary environments in different geological and climatic conditions	69
§ 1. Regional (passive) factors, influencing on the relief-forming and depositional sedimentary processes, main sediment types and sediment sources	69
§ 2. The relief-forming and depositional sedimentary processes under conditions of the terrigenous sediment supply	72
§ 3. The relief-forming and depositional sedimentary processes under conditions of the carbonate material supply (of organic and chemic origin)	99
§ 4. The relief-forming and depositional sedimentary processes under conditions of the volcanic material supply	121
§ 5. The relief-forming and depositional sedimentary processes under conditions of environments with dissimilar energy	124
Chapter 3. Dynamic relief-forming and depositional sedimentary environments under conditions of the basin-level change	140
§ 1. General peculiarities of the dynamic environment changes under conditions of the water basin-level oscillations	140
§ 2. The relief-forming and depositional sedimentary environments related to the extreme wave regimes and significant drying and flooding	141
§ 3. Dynamic relief-forming and depositional sedimentary environments under conditions of the prolonged basin-level change and the tectonic movements in the continental shelf upper part	146
§ 4. The relief-forming and depositional sedimentary environments under conditions of the flood- and ebb-tide action	180

Chapter 4. Peculiarities of the ancient near-shore marine sedimentary sequences composition, of dynamic conditions of the oil- and gas-accumulation and of the placer deposits formation	203
§ 1. General principles of the ancient dynamic relief-forming and depositional sedimentary environments recognition	203
§ 2. The recognition examples of the ancient coastal dynamic environments of different age	214
§ 3. Some peculiarities of the relief-forming and depositional sedimentary processes favourable to the oil- and gas-accumulation	226
§ 4. Some dynamic conditions favourable to the heavy minerals concentration and the placer deposits formation	232
Conclusion	236
List of literature	239

Научное издание

Долотов Юрий Сергеевич

**ДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
ПРИБРЕЖНО-МОРСКОГО
РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ
И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

*Утверждено к печати
Отделением океанологии, физики
атмосферы и географии АН СССР*

Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*

Художник *Д.А. Шпаков*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технический редактор *Г.П. Каренина*

Корректор *З.Д. Алексеева*

ИБ № 31259

Подписано к печати 29.11.88. Т – 16035

Формат 60×90 1/16. Бумага для глубокой печати

Гарнитура Литературная (фотонабор)

Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,0. Усл.кр.-отт. 17,4

Уч.-изд.л. 21,5. Тираж 550 экз. Тип. зак. 1815. Цена 4р. 50к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства "Наука"
121099, Москва, Г-99

Шубинский пер., 6

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Атлас подводных ландшафтов Японского моря. 15 л.
3 р.

В Атласе приведены изображения подводных ландшафтов Японского моря на примере южной части советского Приморья и дана их типология и номенклатура. Излагаются метод и приемы подводного картографирования. Атлас может быть использован в качестве методического пособия при проведении подобных исследований в других морских бассейнах.

Для географов, палеонтологов, гидробиологов, экологов.

Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. 25 л. 5 р. 60 к.

В книге приведены новые данные по батиметрии и геоморфологии четырех полигонов, строению акустического фундамента на этих полигонах и отдельных поднятиях, вещественному составу вулканических пород. Показаны изменения этих пород и перекрывающих осадков, формирование палеогорскитовых глин, фосфоритов и марганцевого оруденения. Приводится литолого-фациальное описание донных осадков и физико-химическая характеристика всей толщи океанических вод в районах исследования.

Для океанологов, петрографов, литологов, минералогов, геохимиков.

В книге рассматривается многообразие процессов развития рельефа, перемещения, сортировки и накопления рыхлого материала в наиболее динамичных, прибрежных обстановках морей и океанов под воздействием волн, их прибойного потока, различного рода течений, стонов и нагонов, приливов и отливов. Выявленные закономерности и типизированные схемы рельефообразования и осадконакопления, характеризующие различные динамические обстановки, могут быть использованы для реконструкции условий формирования древних прибрежных толщ отложений и месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения (нефти, газа, россыпей тяжелых минералов).