

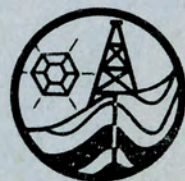
ISSN 0202—7372



ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 18



Москва 1984

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО НАУКЕ И ТЕХНИКЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ИНСТИТУТ НАУЧНОЙ И ТЕХНИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

СЕРИЯ ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 18

А. А. ЧИСТЯКОВ, Ф. А. ЩЕРБАКОВ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ПОДВОДНЫХ
ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ

Серия издается с 1965 г.



МОСКВА 1984

Главный редактор информационных изданий ВИНТИ
профессор *А. И. Михайлов*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
информационных изданий по геологии

Главный редактор профессор *Р. Б. Сейфуль-Мулюков*

Члены редакционной коллегии: канд. техн. наук *В. С. Алексеев*,

докт. техн. наук *В. Т. Борисович*, проф. *И. В. Высоцкий*,

канд. геол.-мин. наук *И. Б. Иванов*, проф. *Б. М. Келлер*,

академик *Ю. А. Косыгин*, канд. геол.-мин. наук *И. Н. Красилова*,

канд. геол.-мин. наук *Е. В. Кучерук*, докт. геогр. наук *К. С. Лосев*,

И. Т. Макеева (ученый секретарь редколлегии),

докт. геол.-мин. наук *А. С. Марфунин*, проф. *А. К. Матвеев*,

докт. геол.-мин. наук *М. С. Моделевский*, докт. геол.-мин. наук *Ю. Б. Осипов*,

проф. *В. П. Петров*, проф. *Г. Ф. Яковлев*

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ПОДВОДНЫХ ОКРАИНАХ
МАТЕРИКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Подводная окраина материков (объект данного обобщения) рассматривается в соответствии со сформулированным О.К. Леонтьевым (1968) понятием о ней как об одной из крупнейших планетарных морфоструктур дна океана, объединяющей шельф с прибрежной зоной, континентальный склон и континентальное подножие. К настоящему времени сложилось представление о том, что указанная морфоструктурная зональность обуславливает основные особенности распределения физико-географических характеристик и процессов в океане, в том числе и осадочного процесса [4, 23, 24, 37]. Одна из двух выделяемых зон – приконтинентальная – практически располагается в пределах переходной от океана к континенту морфоструктурной зоны, а часто и просто на материковой окраине. В последнее время предложено выделять осадочный процесс в приконтинентальной зоне океана в самостоятельный тип седиментогенеза [29, 46, 50]. Следует, однако, отметить, что до самого последнего времени в разработке общей схемы океанского седиментогенеза основное внимание уделялось собственно океанскому, пелагическому осадконакоплению на ложе океана, для которого была установлена ведущая роль широтной зональности в распределении основных типов осадков, что подтверждалось всей совокупностью литолого-геохимических исследований. Лишь совсем недавно наметилось более пристальное внимание к специфическим, собственно континентально-окраинным процессам [24, 29, 49, 50, 53]. Этому способствовала выдвинутая А.П. Лисицыным [24] идея о существовании особого вида осадконакопления – лавинной седиментации, основным признаком которой является высокая скорость образования осадков: свыше 10 см за 1000 лет. Естественно, что такой вид осадочного процесса имеет место прежде всего в приконтинентальной зоне, а точнее на материковых окраинах.

Основной особенностью многочисленных исследований новейших отложений материковых окраин является то, что до сих пор отдельные элементы этой зоны с точки зрения условий формирования осадков и многих других особенностей рассматривались обычно самостоятельно. Исторически сложилась и сейчас практически существует тенденция рассматривать особенности современной физико-географической, палеогеографической обстановки, седиментогенеза, структуры, рельефа отдельно шельфа с прибрежной зоной (последняя обычно выделяется как самостоятельный объект) и отдельно континентального склона и подножия. В таких исследованиях обычно четко разграничиваются работы, посвященные новейшим отложениям шельфа с прибрежной зоной или соответствующим образованиям континентального склона с подножием. При этом в объеме исследований наблюдается явная диспропорция, так как значительно преобладают работы, посвященные шельфу и особенно прибрежной зоне. Это преобладание не только количественное (число работ, особенно зарубежных, огромно), но и качественное. Имеется целый ряд обобщений, охватывающих проблемы шельфового седиментогенеза. Это прежде всего работы F. Shepard, К. Эмери, Д. Свифта, Е.Н. Невесского, А.С. Ионина, Ю.А. Павлидиса и В.С. Медведева [12,13], М.Н. Алексеева [1], М.А. Спиридонова и др. Следует отметить, что среди исследований осадков шельфа наиболее значительное место занимают работы, посвященные прибрежной зоне. В этой области, как известно, особенно много сделано в нашей стране, где имеются фундаментальные исследования В.П. Зенковича, О.К. Леонтьева, П.А. Каплина, Е.Н. Невесского, Л.Г. Никифорова, В.В. Лонгинова, А.А. Аксенова, Н.А. Айбулатова и др. Четкое разграничение областей исследования в работах, посвященных отложениям материковых окраин, прослеживается и в более поздних обобщениях [7, 93].

В настоящее время можно выделить лишь монографию Г. Рейнека и И. Сингха [33], в которой в принципе рассматривается большая часть обстановок осадконакопления на материковых окраинах, так как терригенное осадконакопление, которому посвящена книга, сосредоточено практически во всей этой зоне дна океана. Однако в этой работе чрезвычайно поверхностно даже по состоянию на 1978 г., когда она вышла за рубежом, описаны все внешельфовые обстановки и даже обстановки глубокого шельфа по сравнению с прибрежной зоной. Таким образом, наименее исследованными являются особенности палеогеографии, условий накопления новейших отложе-

ний и образуемых ими аккумулятивных форм в области континентального подножия и особенно склона. Это видно на примере одного из последних крупных обобщений [92], которое в значительной степени базируется на анализе материала по древним толщам. Кстати нужно отметить, что само появление подобных работ свидетельствует о разобщенности исследований, посвященных новейшим отложениям отдельных элементов рельефа материковых окраин. Закономерности формирования толщ новейших отложений и образуемых ими аккумулятивных форм рельефа на континентальном подножии рассматриваются в них еще фрагментарно, с точки зрения раскрытия роли лишь отдельных процессов осадконакопления, а за основу при этом берутся идеи Р. Куенена (1950, 1951 и др.) о механизме возникновения и роли потоков вещества высокой плотности в образовании различных аккумулятивных тел. Однако недостаток фактического материала приводит к абсолютизации этих идей при отсутствии четких данных об условиях реализации указанных процессов и образовании типичных турбидитов. В последнее время наши представления по этому вопросу расширились. В частности, появилось большое количество данных о глубоководных конусах выноса и других конкретных геологических телах, в виде которых проявляется седиментогенез на континентальном подножии [19, 21, 34, 86, 89]. Однако в сумме все это еще далеко от уровня, который достигнут в решении проблем шельфового седиментогенеза. Особенно мало известно о наиболее крутой зоне континентального склона, которая сравнительно недавно представлялась в основном лишенной современных осадков, в то время как сейчас накоплены многочисленные данные, свидетельствующие о том, что значительные пространства склона покрыты молодыми голоценовыми или, по крайней мере, плейстоценовыми осадками, нередко даже в ненарушенном залегании (Shepard F., 1976). Было показано также, что при определенных условиях и каньоны служат местом аккумуляции своеобразных отложений [73]. Следует отметить, что аккумулятивный процесс на материковых окраинах изучен гораздо слабее, чем тектоника и геоморфология данной области дна океана.

Это объясняется тем, что до сих пор сравнительно мало (особенно в отечественных исследованиях и литературе) уделялось внимания выявлению роли в определении особенностей современных физико-географических и палеогеографических обстановок, а также условий формирования новейших отложе-

ний таких характерных именно для данной зоны океана факторов, как динамика среды осадконакопления, литодинамика. Кроме того, безусловно недостаточно (особенно при рассмотрении условий формирования толщ отложений) учитывался тот факт, что материковая окраина практически находится в обстановке непрерывных колебаний уровня моря, поэтому мало раскрыта роль положения уровня моря по отношению к краю шельфа как ведущего фактора, определяющего условия накопления толщ отложений.

Рассматривая приконтинентальную зону в общей схеме океанского седиментогенеза, большинство исследователей базировались почти исключительно на чисто литолого-геохимических данных. В тех же исследованиях (в основном зарубежных), где формирование толщ новейших отложений анализируется на литодинамической основе, аккумулятивный процесс в прибрежной зоне, на шельфе, континентальном склоне и подножии по существу еще не рассматривался как единая система. Именно такое положение и определяет особую актуальность проблемы изучения аккумулятивного процесса на материковой окраине. Отсутствие должной степени обобщения в данной области есть результат и того, что континентально-окраинный седиментогенез не рассматривался как единая, самостоятельная проблема. Это тормозит развитие знаний об осадочном процессе в приконтинентальных областях океана.

Познание закономерностей данного процесса имеет большее научное значение для решения многих проблем науки об осадочных породах, что обусловлено прежде всего тем, что именно в пределах континентальных окраин накапливается наиболее широкий спектр генетических типов отложений и слагаемых ими аккумулятивных форм, возникающих в зоне взаимодействия суши и моря. Кроме того, здесь аккумулируются наиболее значительные массы осадочного материала, как сносимого с суши, так и продуцируемого в океане, а следовательно, накапливаются наиболее мощные и разнообразно построенные разрезы морских отложений. Раскрытие особенностей процесса формирования таких разрезов, базирующееся на знании закономерностей седиментогенеза, имеет очень большое значение для палеогеографических реконструкций и построения глобальных стратиграфических схем, и прежде всего для антропогена, основывающихся на анализе непрерывных морских разрезов.

Актуальность исследования аккумулятивных процессов на материковых окраинах связана также и с их важным практи-

ческим значением: именно данная зона дна океана является не только наиболее освоенной экономически, но и наиболее перспективной для такого освоения. Большое внимание уделяется исследованиям условий формирования толщи новейших отложений шельфа, так как знание закономерностей осадконакопления позволит составить палеогеографические карты, литолого-геоморфологические схемы, карты мощностей рыхлых осадков, правильно оценить инженерно-геологические условия строительства на шельфе, поможет в поисках россыпных месторождений твердых полезных ископаемых и строительных материалов. Все упомянутые выше данные об осадках шельфа широко используются при структурно-геоморфологическом анализе перспектив его нефтегазоносности. Все большее практическое значение приобретает также исследование осадочных толщ континентального подножия, особенно глубоководных конусов выноса. К ним проявляется сейчас интерес, с одной стороны, как к современным аналогам ископаемых неструктурных ловушек углеводородов и нефтематеринских свит, а с другой — как к реальным в недалеком будущем месторождениям нефти и газа.

В соответствии с изложенной выше оценкой состояния и актуальности проблемы изучения аккумулятивного процесса в пределах материковых окраин основные цели, стоящие перед исследователями, заключаются в том, чтобы выявить не только своеобразные, но и общие для всей материковой окраины шельфа, континентального склона и подножия особенности палеогеографических обстановок и формирования толщ новейших отложений, связанных прежде всего с динамическими условиями, литодинамикой и изменениями уровня океана в конце позднего плейстоцена и в голоцене.

В данной работе рассматриваются специфические вопросы формирования толщ отложений на шельфе, склоне и подножии материков, по которым сейчас проведено и опубликовано наибольшее количество исследований. Главное внимание обращается на процессы накопления толщ терригенных или смешанных терригенно-талассогенных отложений, типичных для подводных окраин материков. Процессам осадконакопления на островных шельфах, склонах и подножиях, обладающим значительной спецификой, но изученным заметно слабее, уделяется меньшее внимание. Проблемы аккумулятивного процесса на подводных окраинах островных дуг, архипелагов океанических островов и подобных зон дна океана практически не освещаются. Не рассматриваются и специальные вопросы формирования корал-

ловых рифов — типично островных образований. Это обусловлено небольшим количеством работ, посвященных данным зонам дна океана [5, 15, 32]. Как указано в начале введения, в данной работе рассматриваются итоги изучения подводной окраины материков. В понятие этой подводной окраины авторы не включают зону так называемого побережья [20], т.е. древние морские террасы выше современных, лагуны и связанные с ними водоемы (в том числе приливные), например, эстуарии. Эта специфическая зона представляется авторам уже в большей степени принадлежащей суше, во всяком случае внеморской части материковой окраины.

Глава 1. ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ НА МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИНАХ

В группе главных факторов и условий, регулирующих осадочный процесс на материковых окраинах, большая роль принадлежит степени активности и разнообразия динамики среды накопления, которая заключается в том, что форма аккумуляции отложений и особенности их текстуры определяются в большинстве случаев интенсивностью и характером перемещения и накопления, способом аккумуляции осадочного материала под действием гидродинамических процессов и силы тяжести. На основании этого можно предположить, что активная и разнообразная динамика среды накопления – литодинамика – является в зоне материковой окраины (в отличие от ложа океана) важнейшим фактором осадконакопления, в чем и заключается одно из главных отличий приконтинентальной зоны. Отсюда и возникла задача, анализируя состав и строение отложений континентальной окраины, выявлять прежде всего особенности проявления в них действия динамических процессов.

По современному представлению о динамических факторах морского седиментогенеза главным критерием, определяющим характер динамики среды накопления, является поведение частиц вещества в водной толще, особенно в ее придонном слое – контактной зоне. Согласно сформулированным В.В. Лонгиновым [25] основным идеям литодинамики океана, т.е. представлению о характере переноса и накопления вещества в зоне контакта океана и литосферы, это поведение определяется гидрогенными и гравитационными процессами движения и отложения частиц твердого вещества. При этом гидрогенными являются процессы, где основным движущим активным и отлагающим частицы агентом является кинетическая энергия воды. Сюда относятся колебательное волнение и поступательное движение водной массы (течение). Гравитационными, соответственно, должны считаться те процессы, в которых основным движущим активным и отлагающим фактором является сила тяжести и массы самих частиц вещества. Важнейший вид гравитационных процессов – движение и осаждение твердого вещества потоками высокой плотности, например, мутьевыми, которые можно объединить под общим названием "подводно-склоновые процессы", соответствующим зарубежному термину "mass flow", а также все другие явления, например оползни. Указанные выше процессы характеризуют активную литодинамическую обстановку. Однако среди гравитационных процес-

сов есть один, который характеризует пассивную литодинамическую обстановку. Речь идет о процессе спокойного, гравитационного осаждения взвеси малой плотности самого разного состава, всегда находящейся в морской воде. Сейчас для обозначения такой взвеси стали применяться термины: "нефелоидные облака", "нефелоидные слои" и вообще "нефелоиды" [71]. Поэтому представляется целесообразным назвать описанный процесс нефелоседиментацией. Литодинамика материковой окраины [26,34] включает все эти процессы, действующие в данной зоне дна океана, что и служит подтверждением тезиса о том, что не только, а может быть не столько активность, сколько разнообразные литодинамические обстановки являются характернейшим свойством приконтинентальной области.

Известно, что понятие о динамике среды как способа накопления осадка является одной из главных основ учения о генетических типах отложений — одного из важных достижений отечественной геологии. По существу это заложено уже в ранних работах А.П. Павлова, Н.И. Николаева и др., рассматривающих генетические типы континентальных отложений. Современное представление о генетических типах отложений развито Е.В. Шанцером [44], который взял за основу понятие о ведущем геологическом агенте, формирующем осадок. При этом имеются в виду прежде всего динамические агенты осадконакопления, т.е. динамика среды накопления. Из последних определений, пожалуй, лишь в формулировке Г.Ф. Крашенинникова [18] в основу представления о генетическом типе кладется понятие о ведущем агенте формирования каких-либо отложений вообще без подчеркивания роли именно динамики среды накопления. При характеристике генетических типов морских отложений динамический принцип особенно важен, так как высокая плотность среды накопления осадков здесь резко повышает значение ее динамического состояния. Это показано в последнее время В.Т. Фроловым [40] именно применительно к морским отложениям. Классификация его основывается, как он сам указывает, на принципах выделения динамических форм аккумуляции вещества. В.Т. Фролов подчеркивает принципиальное сходство этих форм аккумуляции на континентах и в морских условиях.

Хотя и нельзя согласиться с указанным исследователем в том, что "морское осадконакопление по своим динамическим формам обнаруживает весьма большое сходство с континентальным", следует признать, что предложенная им классификация в принципе содержит основные типы осадков, которые встре-

чаются или могут быть встречены в морских условиях. Развитие этой классификации В.Т. Фроловым [40] было продолжено, однако и сейчас она носит во многом "теоретический" характер. Многие генетические типы и даже группы генетических типов выделены исходя из общих соображений, и по существу трудно представить условия, в которых те или иные типы формируются, и часто даже основные их генетические признаки. Много неясного в установлении генетических связей между конкретными особенностями строения и состава отложений и процессами, эти особенности создающими. Изложенные выше представления и служат основой для того генетического анализа разрезов толщи новейших отложений и их литодинамической интерпретации, которая является базой для восстановления палеогеографических, прежде всего палеодинамических условий формирования.

Излагаемый в работе материал сгруппирован таким образом, чтобы охарактеризовать осадконакопление в прибрежной зоне, на шельфе, на континентальном склоне с его подножием. Эти области дна рассматриваются как ландшафтно-седиментационные и геоморфологические зоны, в каждой из которых господствует определенный тип динамических процессов, т.е. имеет место своя, особая динамика среды накопления, а следовательно, формируются специфические типы отложений. При этом прибрежная зона рассматривается как область, где резко преобладают гидрогенные процессы, прежде всего волнение и связанные с ним течения. Эту часть дна, используя терминологию Е.Н. Невеского [30], в целом можно назвать областью волнового перемещения и аккумуляции осадочного материала. Таким образом, под прибрежной зоной понимается лишь та часть дна, где действие волновых процессов является основным геологическим агентом. В соответствии с этим здесь формируется группа генетических типов отложений, образующих комплекс прибрежных осадков волновой аккумуляции. Отложения и обстановки осадконакопления в дельтах, эстуариях, других приливных бассейнах, лагунах и т.п. рассматриваются уже как элемент побережья, являющегося с точки зрения авторов обзором частью континента, и в данную работу не включаются.

Другая ландшафтно-седиментационная и геоморфологическая зона - континентальный склон и его подножие, где основным геологическим агентом седиментогенеза являются гравитационные процессы, связанные с потоками вещества как малой, так и высокой плотности. Здесь отлагаются осадки, образующие

Генетические типы отложений, связанных с потоками вещества высокой плотности, различные оползневые и турбидитоподобные образования, формирующие глубоководные конусы выноса, обязанные своим существованием наличию континентального склона и поэтому условно названные склоновыми. Другой генетический тип этой зоны — отложения, являющиеся результатом спокойного осаждения вещества из взвеси малой плотности.

Наконец, в пределах континентальной окраины выделяется зона, где практически в равной степени могут преобладать гидрогенные и гравитационные процессы движения и накопления осадочного материала. Это шельф за пределами прибрежной зоны. Здесь в зависимости от физико-географических условий могут формироваться генетические типы отложений, связанных, с одной стороны, с волнением, особенно, с действием самых различных течений (приливно-отливных, штормовых и т.п.), а с другой — с процессом спокойного осаждения вещества из взвеси. Основой для характеристики отложений шельфа внутренних морей послужили материалы по осадкам Черного, Белого и отчасти Средиземного морей. Результаты этих исследований сопоставляются с обширными главным образом зарубежными литературными данными по открытым шельфам океанов (в основном Атлантического).

В соответствии со сформулированным выше подразделением континентальной окраины на ландшафтно-седиментационные зоны основные разделы обобщения посвящены осадконакоплению в каждой из этих зон отдельно с тем, чтобы в конце суммировать изложенный материал и сформулировать выявившиеся общие закономерности аккумулятивного процесса, одна из наиболее характерных особенностей которого на подводных окраинах материков — зависимость от положения уровня моря по отношению к краю шельфа. Этот фактор прежде всего проявляется в резких изменениях интенсивности и характера литодинамических процессов в зоне контакта океана и литосферы, следовательно, и в пульсации степени определяющего влияния суши на осадочный процесс материковых окраин. На примере развития осадочного процесса окраины в течение одного трансгрессивно-регрессивного цикла (позднеплейстоцен-голоценового) хорошо видно, что наиболее резкие изменения палеогеографических обстановок в связи с изменением положения уровня моря характерны именно для шельфа.

Обширные пространства осушенного рельефа низких, приэкваториальных и умеренных средних широт как в океанах, так

и во внутренних морях представляли собой в эти периоды в основном аллювиальные прибрежные морские равнины. Примерами таких равнин с детально изученной реликтовой сетью речных долин, заполненных позднплейстоценовым аллювием, и крупными понижениями в местах слияния рек в прибрежной части равнины, которые также заполнены мощными толщами аллювия, являются особенно широкие платформенные шельфы северо-запада Черного моря [50], Северной Европы, атлантический шельф Северной Америки [76], шельф Амазонии [86] и др. На таких шельфах водораздельные пространства, сложенные чаще всего сравнительно слабо консолидированными породами позднего кайнозоя или даже раннего и среднего плейстоцена, занимают обычно не более 50% площади шельфа. На узких и крутых шельфах молодых складчатых сооружений соотношение иное: меньше площадь аккумулятивных равнин, больше роль отдельных сравнительно узких, заполненных аллювием долин, большую площадь занимают водораздельные пространства, сложенные породами самого разного состава и возраста.

В высоких широтах как во время совпадавшей с концом последнего оледенения последней регрессии океана, так и во время таких же ситуаций в предшествующие периоды плейстоцена большая часть шельфа была покрыта мощным материковым льдом и даже во время регрессии могла находиться ниже уровня моря. Благодаря этому образовывались специфические подледные бассейны, где формировались гляциомаринные отложения. В качестве примера современного шельфа такого рода можно рассматривать шельф Антарктиды. В прошлом такими "гляциальными шельфами" являлись шельфы западных арктических морей [9, 28]. Характерная особенность их совершенного состояния — неполная гляциоизостатическая компенсированность, результатом чего является их необычная ширина, а также наличие переуглубленных до глубин более 200 м впадин и желобов. Именно в них широко распространены гляциомаринные отложения. По-видимому, конечно-моренные и другие краевые образования ледников распространены менее широко, чем считали ранее. Правда, среди высокоширотных шельфов много таких, которые не покрывались льдом, и на них широко развиты различные флювиогляциальные отложения. Такие "перигляциальные" шельфы многие исследователи включают в разряд гляциальных.

Во время трансгрессивных эпох на открытых шельфах океанов господствуют переувлажнение и переотложение аллювиальных, гляциальных и других толщ и формирование так называемых

реликтовых и палимпсестовых реликтово-переотложенных отложений. На океанских шельфах в штормовых средних широтах, где наиболее высока активность волнения, особенно различных течений, эти процессы и соответствующие отложения пользуются сплошным распространением, как это имеет место на атлантическом шельфе Северной Америки, в Северном море [35], на патагонском шельфе [38] и в других районах. Почти везде это сопровождается формированием типичных грядовых аккумулятивных форм рельефа. Накопление вновь принесенных с суши или образованных на месте осадков на океанских шельфах происходит в основном в экваториальной зоне терригенных илов близ устьев крупных рек или при формировании кораллово-водорослевых образований, а также на высокоширотных шельфах приполярной зоны в условиях преобладания ледового режима, т.е. прежде всего в областях, где гидродинамическая активность надшельфовых вод понижена и имеет место интенсивное поступление либо терригенного, либо биогенного осадочного материала, состав которого определяется геологией и климатом.

В отличие от океанских большая часть шельфов внутренних морей с более слабой динамикой надшельфовых вод в трансгрессивные эпохи оказывается областью аккумуляции самых разных, прежде всего тонкодисперсных, илистых морских отложений, характер которых определяется геологией и климатом материковой окраины.

На континентальном склоне и континентальном подножии главные особенности палеогеографических обстановок также зависят от положения уровня моря по отношению к краю шельфа. Во время регрессии, когда береговая линия располагается у этого края, здесь резко активизируются все склоновые процессы и снос терригенного материала с прилегающей суши. Во всех каньонах интенсивно функционируют потоки вещества высокой плотности, а в зонах их разгрузки на континентальном подножии формируются глубоководные конусы выноса в результате накопления мощных толщ самых разных подводно-склоновых осадков. Вне системы каньон — глубоководный конус выноса интенсивно отлагаются существенно терригенные нефеловидные илы. В результате образуется мощная пачка регрессивных, терригенных и существенно подводно-склоновых отложений.

Во время трансгрессий, при отступании береговой линии от края шельфа в сторону суши и повышении базиса эрозии действие всех склоновых процессов ослабевает или прекращается вовсе, существенно уменьшается поступление терригенного материала с суши, господствующим литодинамическим процес-

сом становится нефелоседиментация — спокойное гравитационное осаждение взвеси малой плотности. Как следствие резко уменьшается темп осадконакопления и мощность осадков, повышается роль планктоногенного биогенного материала в составе трансгрессивных горизонтов в толщах осадков подводных окраин материков, а местами, особенно в приэкваториальной зоне, такие маломощные горизонты целиком оказываются сложными биогенно-карбонатными отложениями.

Быстрые, но сравнительно малоамплитудные изменения уровня моря характерны, как известно, для всего плейстоцена, а также для позднего плиоцена. Это значит, что по крайней мере в данный период аккумулятивный процесс в пределах материковых окраин проходил в условиях непрерывных колебаний уровня моря. В соответствии с этим и учитывая показанную выше определяющую роль положения уровня моря в создании литодинамических условий осадконакопления, следует считать эти колебания важнейшим и специфическим фактором в формировании толщ новейших отложений и палеогеографических обстановок на подводных окраинах материков. Непрерывные колебания уровня моря служат здесь по существу тем фактором, который обуславливает теснейшую связь между различными седиментационными зонами. В зависимости от положения уровня эта связь или резко возрастает во время регрессий, или ослабевает во время трансгрессий.

Роль колебаний уровня как одного из главных факторов континентально-окраинного осадконакопления проявляется также и в том, что она во многом определяет вещественный состав осадков, формирующихся в данной зоне океанского дна. Действительно, как видно из выше изложенного, именно связанные с колебаниями уровня Мирового океана изменения характера и интенсивности литодинамических процессов являются одним из основных факторов, обуславливающих пульсацию объемов выноса на континентальное подножие терригенного материала. В разрезах отложений областей низких и приэкваториальных широт, например, это находит свое отражение в виде смены существенно терригенных глинистых осадков, отвечающих регрессивным эпохам, осадками преимущественно биогенными, карбонатными, накапливающимися в периоды трансгрессий.

Изменение характера и интенсивности динамических процессов во времени, а отчасти и вещественного состава осадков, связанное с положением уровня моря, приводит к тому, что толщи формирующихся в условиях непрерывных колебаний этого уровня отложений приобретают в целом слоисто-ритмичное

строение [47], являющееся характернейшей чертой разрезов осадков континентальных окраин. На шельфах — это переслаивание морских и континентальных образований, а на склоне и его подножии чередование мощных чисто терригенных толщ, имеющих все признаки активного действия подводно-склоновых процессов и сравнительно маломощных горизонтов с преобладанием "нормально-осадочных" нефелоидных отложений, в которых часто заметную роль играют различные биохемогенные компоненты.

Таким образом, значение совокупного действия активной и разнообразной динамики среды накопления и колебаний уровня как главных факторов накопления толщ отложений и палеогеографических обстановок на материковых окраинах заключается в том, что именно в зависимости от этих процессов поступающий в данную зону дна океана материал распределяется по морфоструктурным и ландшафтно-седиментационным зонам, дифференцируясь по составу и генезису в пространстве и времени. Фактически 2 данных фактора обеспечиваются определяющим влиянием суши на аккумулятивный процесс на подводных окраинах материков и формирование сначала аккумулятивных форм рельефа, а затем и геологических тел, слагающих разрез толщи отложений данной зоны дна океана. Отсюда следует, что для выявления роли и конкретных проявлений колебаний уровня моря в накоплении толщи отложений материковой окраины необходимо рассматривать этот процесс в историческом аспекте таким образом, чтобы можно было показать особенности состава и строения отложений, возникающих как при трансгрессивных, так и регрессивных режимах. Наиболее перспективным путем решения такой задачи представляется изучение процесса осадконакопления, происходившего на континентальных окраинах материков в атропогене в условиях быстро сменявшихся друг друга эвстатических трансгрессий и регрессий. Как известно, четвертичная история Земли представляла собой ритмичный процесс, который заключался на суше в смене оледенений потеплениями и дегляциацией, а в океанах и морях — регрессий трансгрессиями. Такой же ритмичной сменой сходных обстановок и событий была, следовательно, и четвертичная история окраин континентов.

Наибольшее количество данных накоплено о формировании толщи отложений материковой окраины за время последнего регрессивно-трансгрессивного цикла четвертичной истории Мирового океана. Он охватывает в основном последние 20–25 тыс. лет четвертичной истории материковых окраин, т.е.

поздний вюрм (осташков, висконсин), реже часть среднего вюрма молодого-шекснинского, фармдейлского интерстадиалов и голоцен. Такой стратиграфический объем большей части исследованных отложений обусловлен тем, что в настоящее время, несмотря на проведение глубоководного бурения, массовый материал по составу и строению отложений континентальных окраин разных областей получают в основном с помощью грунтовых трубок, проходящих толщу этих осадков на глубину в несколько метров. В большинстве случаев при этом пока вскрываются морские отложения, главным образом имеющие возраст на древнее верхнеплейстоценового. Как установлено еще в 50-х и подтверждено окончательно в 60-х годах (Shepard F., Невесский Е.Н., 1967; Марков К.К., Величко А.А., 1967, и др.), уровень Мирового океана во время последнего верхневюрмского, поздневисконсинского оледенения находился на отметках около 100 м ниже современного. В последнее время многочисленные материалы показывают, что уровень открытого океана в это время находился на отметках -120-130 м, а уровень такого связанного с океаном внутреннего моря, как Черное, был близок к отметке -90 м [48]. Последующая трансгрессия началась около 14 тыс. лет назад одновременно с началом общей дегляциации суши. В период до 7 тыс. лет назад подъем уровня шел со скоростью более 1 м в 100 лет и к этому времени в целом по океану был уже близок к современному, хотя и связанных с ним внутренних морях, например Черном, находился несколько ниже -30 м. Позднее общий подъем уровня океана резко замедлился в связи с концом дегляциации и в дальнейшем для разных районов характерны разнонаправленные его смещения.

Выше были рассмотрены факторы осадкообразования, характерные именно для материковых окраин. Для ложа океана они в общем-то являются второстепенными, но на шельфе с прибрежной зоной, материковом склоне и подножии именно эти агенты обуславливают разнос поступающего извне и продуцируемого на месте осадочного материала и накопление его в виде определенных аккумулятивных форм рельефа геологических тел. Состав же этого материала определяется такими хорошо изученными факторами, как условия мобилизации терригенного вещества на прилегающей суше.

Как известно, вещественный состав мобилизуемого на суше осадочного материала в основном определяется климатическими факторами, а также и ее геологическим строением. Терригенный характер осадочного процесса на материковых

окраинах, следовательно, и определяет зависимость его вещественного состава от климата и геологического строения прилегающей суши. В этом проявляется "аллохтонный" характер осадконакопления в данной зоне дна океана. В распределении осадков разного состава, таким образом, проявляется в основном та климатическая зональность, которая была разработана Н.М. Страховым для его теории литогенеза на континентальном блоке. Роль широтной зональности в мобилизации осадочного материала в океанах и морях является таким же основным фактором [23] и в первую очередь потому, что им определяется характер биогенной составляющей этого материала.

Специфика проявления указанных факторов в различных климатических и структурных условиях выражается в особенностях строения толщи отложений материковой окраины формируемых ими аккумулятивных форм в этих различных физико-географических обстановках, когда происходит взаимодействие двух специфических континентально-окраинных факторов с общеокеанскими, глобальными факторами: широтной зональностью и особенностями геологического строения. При этом широтная зональность природных процессов по-разному проявляется на суше и в водной толще океана. На суше это зональность атмосферных процессов и параметров, которые, как известно, объединяются в понятие климата. В океане это зональность океанологических процессов и параметров, среди которых в качестве ведущего и резко преобладающего над всеми остальными широтно-зональными параметрами водных масс выступает температура, в то время как многие важнейшие для формирования климата суши, характеристики, например влажность, атмосферное давление и др., отсутствуют вообще. Следует особо подчеркнуть, что для аккумулятивного процесса на континентальных окраинах имеют практически равное значение как океанологические характеристики водной толщи прежде всего температура, а также соленость, газовый режим и т.п., так и климат примыкающей суши. При этом, хотя и те и другие факторы широтно-зональные, границы их действия нередко бывают смещены одна относительно другой. Основное значение для материковых окраин имеет то, что с широтной зональностью атмосферных процессов связана гидродинамика водных масс над континентальной окраиной. Эта зональность проявляется, например, в различном характере и интенсивности волнения двух штормовых поясов умеренных зон, с одной стороны, штилевой экваториальной полосы и приполярной ледовой зоны—

с другой. Роль зональности, связанной с геологическим строением, фиксируется прежде всего в различии аккумулятивного процесса на подводных окраинах молодых складчатых сооружений и древних платформ, т.е. прежде всего в самом общем плане.

Влияние широтно-зональных, в том числе климатических, факторов осадконакопления по-своему проявляется в областях действия как континентально-окаинного, так и океанского седиментогенеза. Если на континентальном блоке это уже известные зоны ледового, гумидного, аридного и т.д. осадочных процессов Н.М. Страхова, то для океана более целесообразно, видимо, выделить не климатические, а именно широтные зоны: приполярную, средних широт, приэкваториальную и т.п. Естественно, что и в океане, и на суше такие широтные зоны будут в целом совпадать, но в деталях могут быть смещены в пространстве одна относительно другой.

Сказанное показывает, что хотя и имеет место большая сложность во взаимоотношении главных факторов аккумулятивного процесса на континентальных окраинах, необходимо отметить, что такие факторы, как характер динамических процессов в данной зоне дна, приобретают для формирования аккумулятивного рельефа и толщ новейших отложений исключительное значение. Именно действие этого фактора, с одной стороны, объединяет осадконакопление на шельфе, континентальном склоне и его подножии в единую взаимосвязанную седиментационную систему, а с другой — резко отличает его от осадочных процессов ложа океана. Оно резко усиливает то определяющее влияние суши, которое в конечном итоге является самым главным отличием осадконакопления на материковых окраинах.

Хотя, как было показано выше, динамическая обстановка осадконакопления в определенной степени тоже зависит от широты места, все же активность и разнообразие литодинамических процессов на материковой окраине, а следовательно, и их ведущая роль в формировании генетических типов и фациальных комплексов отложений и слагаемых ими аккумулятивных тел определяются прежде всего самим существованием континентального уступа — глобальной морфоструктуры материковой окраины, т.е. тектоникой. Таким образом, на осадочный процесс в океанах и морях оказывают решающее влияние прежде всего планетарные особенности строения земной коры, обуславливающие взаимное расположение континентальных блоков, а также океанических и внутриконтинентальных впадин. Основным элементом зональности осадконакопления в

морях и океанах оказывается, таким образом, циркум-континентальная зональность, обусловленная особенностями строения земной коры.

Глава 2. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ВОЛНОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ

Прибрежная зона дна морей и океанов рассматривается прежде всего как самостоятельная седиментационная зона. Это область преобладания гидрогенных факторов осадконакопления, среди которых главную роль играют волнение и порождаемые им волновые течения. Приливы и связанные с ними течения играют подчиненную роль. В соответствии с этим в такой зоне накапливаются отложения одного генетического типа осадков, связанного с "волновой" аккумуляцией. О.К. Леонтьев (1968) дает определение берега и подводного берегового склона. Вслед за ним авторы также считают, что берег — это полоса суши с современными формами рельефа, созданного морем при данном уровне, а подводный береговой склон — это пространство дна, ограниченное средней линией уреза и глубиной воздействия волн на дно. В соответствии с этим рассматриваются отложения созданных волнами форм рельефа как подводного берегового склона, так и приурезовой полосы суши, т.е. пляжа. В соответствии со сказанным под прибрежными мы понимаем отложения, формирующиеся под действием волнения, т.е. одного чисто гидрогенного динамического агента седиментогенеза. Они образуют, следовательно, один генетический тип волновых отложений (разнообразные отложения, связанные с элементами рельефа побережья, не созданными волнением, например лагунные, в работе, как указано, не рассматриваются). Область современной волновой переработки, т.е. современная береговая зона, может иметь весьма различную ширину в зависимости от уклонов дна данного участка шельфа и параметров волнения, господствующего в бассейне. Для внутриконтинентальных шельфовых бассейнов типа Азовского и Аральского морей береговая зона в таком понимании может охватывать лишь первые сотни метров прибрежной полосы дна. Ее внешний край в таких бассейнах располагается на глубине всего несколько метров. В Черном и Средиземном морях ширина береговой зоны открытого шельфа увеличивается до нескольких сот метров и первых километров, а глубина внешнего края колеблется, как правило, около 15–20 м и

несколько более. На океанских шельфах эти параметры береговой зоны значительно увеличиваются.

Волнение является основным динамическим фактором формирования собственно прибрежных осадков, и другие динамические агенты седиментогенеза, например приливы, по существу лишь несколько видоизменяют результат деятельности волн. В связи с этим не рассматриваются специально те особенности прибрежного осадконакопления, которые связаны только с действием приливов.

За пределами внешней части прибрежной зоны располагается собственно шельф, рельеф и толща позднечетвертичных отложений которого в значительной степени сформированы неволновыми, т.е. небереговыми процессами. Эти процессы могут либо разрушать все следы существования древних береговых зон и отложений, либо погребать их осадки, совершенно невеликая древний рельеф, либо, наконец, оставлять реликты древнего рельефа.

Осадки береговой зоны (волнового поля), таким образом, могут сохраняться, будучи захоронены толщей более глубоководных "небереговых" отложений или в виде сохранившихся затопленных форм рельефа. Там, где это наблюдается, область распространения таких реликтов береговых аккумулятивных форм обычно примыкает к внешнему краю современной прибрежной зоны. Наиболее отчетливо такая закономерность проявлена на шельфе внутренних морей. На внешнем же шельфе сохранность древних береговых осадков значительно хуже. Если их можно выделить в разрезах отложений, то это, как правило, лишь маломощный базальный горизонт грубозернистых осадков трансгрессивной серии.

Выделение в пределах верхней части шельфа описанных выше зон увязывается с этапами трансгрессии Мирового океана. По-видимому, рельеф и строение отложений внешнего шельфа связаны с тем, что эта часть современной материковой отмели формировалась в процессе самого быстрого поднятия уровня (1 м и более в столетие). Сравнительно узкая береговая зона "прошла" над этой частью шельфа очень быстро. Все береговые процессы здесь носили незавершенный характер, поэтому тут наблюдаются, с одной стороны, сохранность субаэрального рельефа, а с другой - слабое развитие береговых аккумулятивных форм. Все резко изменилось сразу после 7 тыс. лет назад, когда поднятие уровня моря замедлилось. По-видимому, некоторое время существовали оптимальные условия для развития и абразионного и аккумулятивного процес-

сов в береговой зоне, а также захоронения аккумулятивных форм. Поэтому в той полосе дна шельфа, которая была затоплена на последнем этапе замедления трансгрессии, значительное развитие получили крупные береговые аккумулятивные формы, которые, как указывалось, сохранились в виде реликтов в рельефе и в толще отложений прибрежной части шельфа, прилегающей к внешней границе прибрежной зоны. Надо отметить, что такое представление о прибрежной зоне, о ее границе с собственно шельфом в связи с палеогеографией было высказано П.А. Каплиным [16], хотя и не нашло дальнейшего развития в работах этого и других авторов.

Наиболее четко подразделение на такие зоны выражено в пределах широких шельфов внутренних морей, например Черного моря. Океанические шельфы нередко подвергаются такому мощному воздействию самых различных гидрогенных факторов (как волнений, так и течений), что здесь часто прибрежные осадки так сильно перерабатываются, что превращаются в реликтовые, или так называемые палимисестовые отложения, относящиеся к другому генетическому типу.

Распределение масс осадочного материала в береговой зоне обычно крайне неравномерно. Как правило, они сосредоточены в так называемых зонах аккумуляции, пространственная локализация которых обусловлена в конечном счете геологическим строением побережья. Зоны аккумуляции разделяются различными по характеру участками абразии или отсутствия осадконакопления. Размеры зон аккумуляции как в направлении простирания береговой линии, так и в глубь суши могут быть самыми различными — от отдельных аккумулятивных форм длиной в несколько километров, до лагунных побережий крупных депрессий в десятки и сотни километров. Однако часто и очень крупные регионы аккумуляции подразделяются на более мелкие зоны различными выступами более древних пород суши.

Зона прибрежно-морской аккумуляции может быть представлена как одной аккумулятивной формой, так и целым рядом надводных и подводных генераций таких форм, формировавшихся в процессе относительно длительного отрезка истории данного участка побережья. Образуется такой ряд генераций и вся сложно построенная область аккумуляции в условиях с одной стороны, достаточного питания обломочным материалом, а с другой — колебаний уровня моря. В условиях регрессии зона аккумуляции расширяется за счет наращивания суши. При трансгрессии же значительная часть обломочного материа-

ла аккумулятивных форм может быть затоплена и захоронена на дне более глубоководными осадками шельфа.

Процессы формирования и получающиеся в результате их действия типы различных береговых аккумулятивных форм хорошо изучены и описаны. Они составляют один из наиболее существенных разделов морской геоморфологии и все связанные с этим вопросы детально освещены и обобщены в трудах В.П. Зенковича, О.К. Леонтьева, В.В. Лонгинова и многих других исследователей. Основные проблемы сведены недавно в фундаментальном издании Энциклопедия пляжей и береговых образований [65].

В процессе образования любой береговой аккумулятивной формы пески, слагающие ее, накапливаются в трех различных обстановках. Эти обстановки возникают в разных, но строго определенных морфодинамических зонах прибрежной части дна в результате того, что для каждой из них характерен свой тип взаимодействия охваченной волнением водной толщи с дном, сложенным в большинстве случаев песчаным материалом. По характеру трансформации энергии, волнения на мелководье могут быть выделены следующие подзоны. Внешняя, морская по отношению к берегу часть представляет собой область деформации подходящих с моря волн. Эта деформация возникает на такой глубине, где дно начинает воздействовать на частицы воды, совершающие при волнении, как известно, орбитальные круговые движения. Происходит превращение таких орбит в эллиптические и увеличение высоты волны при уменьшении ее длины. Волна становится круче и при этом заметно возрастают скорости движения придонных слоев воды. Увеличивается и способность взмучивать и перемещать рыхлый материал. Ближе к берегу выделяется подзона начального разрушения (забуривания) волн, которое наступает при дальнейшем уменьшении глубины под идущей к берегу волной. Для зоны забуривания характерны также вызванные волнением течения, связанные с нагоном, углом подхода волн к берегу и другими явлениями, сопровождающими воздействие волн на берег. Наконец, выделяется подзона действия так называемого прибойного потока, формирующегося при полном разрушении волны на урезе. Здесь происходит лишь колебательное движение воды сначала вверх по откосу, а затем вниз (прямой и обратный прибойные потоки).

С общеэнергетической точки зрения наиболее интенсивное воздействие на дно происходит в зоне действия прибойного потока, несколько слабее оно в зоне забуривания и самое

слабое в зоне деформации волн. В результате взаимодействия волн с дном, трансформации и рассеивания волновой энергии формируется определенный профиль откоса дна, называемый профилем равновесия. Форма этого профиля обусловлена общим уклоном дна, составом слагающего его материала и господствующими параметрами волнения. Рассмотрим различные литодинамические фациальные комплексы или группы фаций отложений, накапливающихся в разных морфодинамических частях прибрежной зоны. Подавляющая часть прибрежных отложений представлена песчаным материалом различного состава, поэтому естественно характеризовать основные группы фаций на примере прежде всего береговых песков.

Каждая из указанных выше гидродинамических зон соответствует строго определенному участку береговой полосы: надводной части — пляжу и различным участкам подводной береговой склона. Эти элементы являются составными частями каждой береговой аккумулятивной формы (косы, пересыпи, аккумулятивной террасы и т.п.) Все эти геологические тела имеют надводную часть, представленную главным образом отложениями пляжа. Отложения пляжа формируются прибойным потоком в наиболее активной динамической среде. Не менее важно, что движения воды здесь имеют возвратно-поступательный характер вдоль наклонной плоскости, усиливая тем самым сортирующий эффект активной гидродинамики. Характерным элементом рельефа пляжа является штормовой вал, отвечающий определенной силе волнения. Обычно он имеет пологий морской склон и крутой тыльный. Часто имеется целая серия таких валов. В процессе роста аккумулятивной формы выходящие из зоны действия волн пляжевые отложения начинают часто развеиваться ветром. Поэтому обычно на поверхности пляжевых отложений в зонах аккумуляции образуются различной формы и размеров золотые накопления.

Подводное продолжение пляжа — подводный береговой склон, начинается сразу ниже уреза воды. Он обычно разделяется на две части. Первая из них, ближайшая к урезу и соответствующая зоне забурунивания и начального разрушения волн, отличается тем, что здесь в процессе выработки равновесия склона образуются характерные формы рельефа — подвижные береговые валы. Это гряды (часто их бывает 2 или 3) высотой над дном 1–1,5, реже 2 м, ориентированные параллельно берегу. Над их гребнями движение воды наиболее активно. В результате условия области развития подводных валов по силе воздействия на дно нередко могут приближаться к пляжным.

Глубже и дальше в море, за зоной валов и за пределами области забурунивания волн, дно резко выполаживается, валы пропадают, профиль становится выровненным и покрытым лишь знаками ряби. Эта область подводного берегового склона, отвечающая зоне деформации волн, началу их взаимодействия с дном.

Надо сказать, что количественные характеристики, т.е. ширина, глубина границ между ними на подводном склоне, сильно варьируют. Определяются эти параметры уклонами дна, составом материала и особенно характеристиками волнения. Наиболее узкими (первые десятки метров ширины и 1-2 м глубины) выделенные зоны бывают в береговой полосе мелких внутренних шельфовых морей типа Азовского и Аральского. Обычно здесь формы подводного рельефа профиля равновесия выражены слабо, например, имеется всего один подводный вал, высота которого измеряется десятками сантиметров.

Для более крупных внутренних морей типа Черного или Балтийского типично очень четкое и полное развитие зоны подводных береговых валов. Здесь обычно имеется целая система их с параметрами, указанными выше. На океанских побережьях обычно сильнее расширяется та часть подводного берегового склона, которая расположена глубже области развития подводных валов и отвечает зоне деформации длиннопериодных океанских волн.

В настоящее время показано [51], что каждой из описанных выше морфодинамических зон подводного берегового склона и пляжа соответствует свой литологический и фациальный комплекс прибрежных отложений. Они отличаются характерными чертами прежде всего гранулометрического состава (табл. 1) и текстуры, а также минералогии.

Наиболее грубыми и наименее сортированными оказываются песчаные отложения пляжа, а наиболее хорошо сортированными при резком преобладании мелкопесчаной фракции (0,25-0,1) являются пески подзоны с подводными валами. Это объясняется выносом значительной части алевритового материала на глубины, в ту область прибрежного мелководья, где гидродинамика более спокойна. Однако характерным отличием от пляжа является заметное и постоянное присутствие в этих песках алеврита, хотя и в незначительных количествах. Для подзоны, располагающейся за пределами области развития подводных валов и ложбин, там, где начинает проявляться процесс деформации волн открытого моря, характерны резкое возрастание наиболее мелкого материала, большое содержа-

ние частиц алевритовой размерности ($< 0,1$ мм) в донных отложениях.

Наибольший интерес, по-видимому, представляет выделение на основе выполненного анализа данных по гранулометрии отложений фракции-индикатора, изменение содержания которой на границах, выделенных выше, морфодинамических зон, происходит особенно резко. По данным табл. 1 такой фракцией является крупноалевритовая ($0,1 - 0,25$ мм), присутствующая в том или ином количестве в песках большинства отмелых песчаных побережий. Данные гранулометрического анализа показывают, что на пляже в условиях действия прибойного потока практически весь алеврит выносится в море. В песках, слагающих подводные береговые валы, уже четко прослеживается примесь алеврита. Хотя энергетический уровень гидродинамических процессов в этой подзоне и высок, однако недостаточен для того, чтобы перевести весь алеврит во взвешенное состояние на такое время, которого хватило бы для полного выноса его куда-либо за пределы зоны. Область начала деформации волн, располагающаяся глубже подводных валов, характеризуется резким увеличением содержания алевритовых частиц, причем нередко алевритовая фракция становится здесь преобладающей.

Значение выделения фракций - индикаторов определенного гидродинамического режима в разных подзонах прибрежной полосы дна, хорошо иллюстрируется материалами по береговой зоне Балтийского моря [51] с помощью дробного ситового анализа с выделением 19 и более фракций береговых песков. Было показано, что можно наметить ряд фракций-индикаторов, отражающих особенности каждой из морфодинамических подзон с точки зрения среды осадконакопления. Результаты дробного ситового анализа показывают, что надежным индикатором динамических условий в каждой из подзон в данном случае является фракция размерности менее $0,16$ мм. Обнаруживается, что в песках пляжа зерна такого размера совершенно отсутствуют, т.е. полностью вымыты. В области разрушения волн на подводных валах фракция присутствует во всех взятых сразу же ниже уреза образцах донных поверхностных отложений, но содержание ее небольшое (колеблется от 2 до 10%). В более спокойной зоне (за областью распространения валов и ложбин), в области начальной деформации волн, содержание фракции размерностью $0,16$ мм скачкообразно возрастает до 20-35%.

Рассмотрим некоторые минералогические критерии выделе-

Среднее содержание (%) основных фракций в песках прибрежной зоны *)

Зоны	Фракции, мм	1	1-0,5	05-0,25	0,25-0,1	0,1	<i>Md</i>	<i>So</i>
Пляж (зона действия прибойного потока)	13	15	34	37	0,5	0,3	1,6	
	1-33 **	1-24	14-50	14-82	0,05-0,8			
Валы и ложбины (зона разрушения волн) глубина 0-5 м	4	4	13	65	14	0,2	1,4	
	0,4-19	2-15	3-30	56-77	9 - 16			
Внешняя за валами (зона деформации волн), глубина 5 м	0,3	0,6	5	43	52	0,1	1,3	
	0,25-4,3	0,59-5	5-6,3	42-55	28-53			

*) Таблица составлена по среднеарифметическим данным, полученным в результате обобщения материалов по Азовскому, Белому, Балтийскому и Японскому морям

**) Максимальные и минимальные значения содержания фракций

ния указанных фациальных комплексов прибрежно-морских песков. Надо сказать, что в силу разнообразия свойств минералов и большого их количества в прибрежных песках минералогическая дифференциация прослеживается обычно с трудом. Наиболее общим показателем дифференциации материала в прибрежной зоне является распределение тяжелой фракции, однако и оно зависит от состава осадкообразующих минералов и их свойств.

В табл. 2 хорошо видна разница в содержании тяжелых минералов в песках разных генетических типов. Следует отметить, что распределение тяжелой фракции тесно связано с ее минералогическим составом. В береговых песках, например, северного Приазовья поведение тяжелой фракции определяется тем, что значительную ее часть составляют особо тяжелые минералы — рудные (главным образом ильменит и магнетит) с удельным весом более 4, а также гранат и циркон. С этим связана концентрация их в песках пляжа и эоловых в отличие от осадков менее динамически активной зоны подводного берегового склона.

Несколько иная картина распределения тяжелой фракции наблюдается в прибрежных песках северного побережья Белого моря. Наиболее обогащены здесь оказываются пески верхней части подводного берегового склона, зоны развития подводных береговых валов. Лишь за этой зоной пески начинают постепенно обедняться тяжелой фракцией. Пляжевые же отложения здесь обогащены менее всего, лишь во фракции 0,25—0,1 отмечается высокое содержание тяжелых минералов. Такое распределение тяжелых минералов в песках прибрежной зоны Белого моря связано с резким преобладанием в тяжелой фракции роговой обманки. Сравнительно небольшой удельный вес этого минерала и часто уплощенный габитус делают его более подвижным в области волнового воздействия. Отсюда и максимум его содержания (а следовательно и всей тяжелой фракции) в песках зоны подводных береговых валов. Для минералов легкой фракции также большую роль играют форма зерен и некоторые и другие свойства, по которым и различаются пески разных генетических типов. В качестве примера в табл. 3 приводится изменение состава легкой фракции прибрежных песков Белого моря (южное побережье Кольского полуострова). Показательно изменение отдельных минералов легкой фракции песков при переходе их с пляжа на подводный береговой склон. При этом возрастает количество чистого кварца и калиевых полевых шпатов, т.е. наиболее "легких" компонентов легкой фракции. На подводном склоне умень-

Таблица 2

Средние содержания тяжелой и легкой фракций, а также некоторых основных минералов в прибрежных песках Азовского и Белого морей

Фракции, мм	Азовское море		
	Менее 0,1	0,1-0,25	Во всем осадке
Пляжевые пески			
Тяжелая фракция	10,9	7,7	2,5
Ильменит	55,3	12,1	-
Роговая обманка	5,3	49,0	-
Гранат	4,5	7,6	-
Пески подводного склона (0-5 м)			
Тяжелая фракция	4,3	0,8	0,67
Ильменит	43,2	31,5	-
Роговая обманка	11,7	26,2	-
Гранат	3,2	5,0	-
Белое море			
	Пляжевые пески	Пески подводного склона	
Легкая фракция			
Кварц	17,9	23,1	
Калиевый полевой шпат	23,2	27,3	
Плагиоклазы	2,5	2,7	
Обломки пород	27,6	24,9	
Ожелезненные зерна	20,1	14,7	
Тяжелая фракция			
Магнетит+ильменит	-	9,7	
Роговая обманка	-	36,3	
Гранат	-	6,9	
Пироксены	-	8,9	

шается количество обломков пород и зерен, одетых "рубашкой" из окислов железа. Это происходит в результате дробления агрегатов и "обдирания" ожелезненных зерен (главным образом кварца) в прибойном потоке на пляже.

Большое значение в характеристике основных генетических типов прибрежно-морских песков имеют текстурные признаки, прежде всего слоистость, отражающая динамику среды накопления. При этом наиболее четко выраженной слоистостью обладают пески пляжа — наиболее активной в гидродинамическом отношении зоны. Однако дело здесь не только в активности, но и в возвратно-поступательном характере перемещения водной массы. Такая гидродинамика пляжа обеспечивает наилучшие условия для сортировки обломочного материала по удельному весу и крупности в зависимости от силы волнения. В результате в песчаных осадках образуется характерный тип косой слоистости. Характерной чертой пляжевой слоистости является общий наклон всех слоев и целых серий слоев в одном направлении в сторону моря. Слои группируются в серии, причем внутри каждой из них углы наклона слоев примерно одинаковы. Между сериями наблюдаются различия в общем наклоне слоев. Обычно серии отличаются еще и крупностью слагающего их материала. Границы серий обычно срезают пачки слоев, а углы наклона меняются в зависимости от той части пляжа, в которой расположены данные слои и серии, а также от ширины самого пляжа. Обычно углы наклона несколько больше в тех сериях, которые слагают более крутой, передний приурезовый откос пляжа. Слои, образующие среднюю, более пологую часть пляжа, и сами более пологие, а местами и горизонтальные. Иногда в толще пляжей встречаются небольшие серии слоев, наклоненные в сторону суши. Такие серии образуются на тыльной, обратной морской стороне небольших приурезовых валов, образующихся на пляже при затухании штормового волнения. Так, как описано выше, выглядит слоистость пляжевых песков в разрезе, перпендикулярном береговой линии. В разрезе, параллельном береговой линии, обычно выделяются 9–10-м участки с горизонтальной и параллельной слоистостью, которые чаще всего резко прерываются небольшими участками коротких серий слабо наклоненных слоев. Такой тип слоистости связан с неровностями береговой линии, ее фестончатым характером.

Для песков подводного берегового склона слоистость менее типична, чем для пляжевых. Однако здесь встречается слоистость, обусловленная наличием в обычно довольно одно-

родной толще мелкого песка и крупного алеврита редких, но довольно мощных прослоев более крупного материала [51].

Более выражена слоистость в песках, слагающих подводные береговые валы (Шурко, 1961). Она обусловлена чередованием слоев более крупного и более мелкого материала. Эти слои обычно ориентируются параллельно поверхности вала и поэтому наклонны. В связи с тем, что надводные валы, как и пляж, динамически активные подвижные образования, серии наклонных слоев здесь срезают друг друга, образуют косослоистую серию, отчасти напоминающую пляжевую.

Экспериментальные исследования показали, что формирование прибрежных отложений из ракуши происходит по тем же законам, а целые раковины и обломки их могут быть по гидравлическим характеристикам приравнены к минеральным частицам различного размера, формы и удельного веса. Из такого материала образуются те же фациальные комплексы волновых прибрежных осадков, что и из песка. То же самое относится и к формированию прибрежных осадков галечного состава, которые образуют в основном пляжевые отложения. Ниже уреза спокойной воды галька распространяется при выработанном профиле равновесия т.к. в основном на отмелях аккумулятивных берегах) обычно только до глубины действия прибойного потока. Однако на приглубых берегах галька во время штормов скатывается из зоны действия прибойного потока на подводный склон и, попадая в область начальной деформации волн, чаще всего там и остается. На подводном береговом склоне мыса Пицунда на Кавказе прибрежная галька обнаруживается на глубинах свыше 50 м, однако такой материал нельзя уже относить к волновым отложениям, так же как и другой — остаточный (реликтовый), встречающийся на внешней части подводного берегового склона.

Собственно пляжевая галечная толща обладает в принципе таким же строением, что и песчаный пляж. Здесь наблюдается такая же косая слоистость, что и в песчаных пляжевых осадках. Существование ее обусловлено чередованием слоев чистой гальки и почти всегда находящихся в такой толще слоев и линз грубого песка и гравия. Внутри галечных прослоев часто также наблюдается косая слоистость, причем наличие слоев обусловлено наклонной ориентировкой плоской гальки в плоскости напластования. Галечные тела отличает большая крутизна приурезового откоса галечного пляжа и высота поверхности пляжа над урезом, достигающая, по А.М. Жданову (1951), на кавказском побережье Черного моря, на северных

берегах Охотского моря 2-м, а местами и 3,5 м над урезом.

Все изложенное выше показывает, что в прибрежной зоне волновой аккумуляции 3 главных фациальных комплекса отложений всегда закономерно сменяют друг друга на поверхности приурезовой части дна: пляж, подводный склон в зоне валов, подводный склон в зоне деформации волн.

Изучение строения толщи отложений, слагающих отдельные береговые аккумулятивные формы, позволило установить, что осадки этих комплексов залегают в вертикальном разрезе такой толщи также вполне закономерно. Таким образом, рассматривая косу, бар, пересыпь, прислоненную аккумулятивную террасу как геологическое тело, можно выделить в нем горизонты отложений подводного берегового склона, пляжа и эоловый. При этом, как было в свое время показано на примере кос Азовского моря [50], они залегают одна на другой в определенной последовательности. В разрезе такая толща представляет собой как бы элементарный ритм, комплекс парагенетически связанных в пространстве образовавшихся одновременно осадков береговой зоны. В основании такого ритма залегают наиболее тонкие пески внешней части подводного берегового склона, так как именно эта часть любого аккумулятивного тела при его нарастании в сторону моря в первую очередь налегает на поверхность подстилающих толщу волновых отложений осадков или пород (рис. 1). Вверх по разрезу по мере роста волновой аккумулятивной формы и ее выдвигения эти тонкие пески сменяются более грубыми песками приурезовой зоны разрушения волн, а венчается разрез косослоистыми наиболее грубыми и несортированными песками пляжа, которые местами перекрываются еще слоем эоловых отложений. Таким путем вся толща аккумулятивной формы, ее фронтальный, морской откос смещается параллельно самому себе в сторону моря, образуя при постоянном уровне пласт, внутреннее строение которого было описано выше.

Три основных фациальных комплекса волновых осадков береговой зоны формируются в природе в конкретных физико-географических условиях, образуя все огромное разнообразие фаций этих отложений (рис. 2). Это хорошо видно при сопоставлении данных о прибрежных осадках различных морей Советского Союза, где со всей очевидностью выявляется ведущая роль геологического строения самого побережья и прилегающей суши в формировании их состава [50]. При этом наиболее принципиальные различия намечаются в составе осадков побережий древних платформ и молодых складчатых сооружений (табл. 3). Это проявляется прежде всего в том, что на

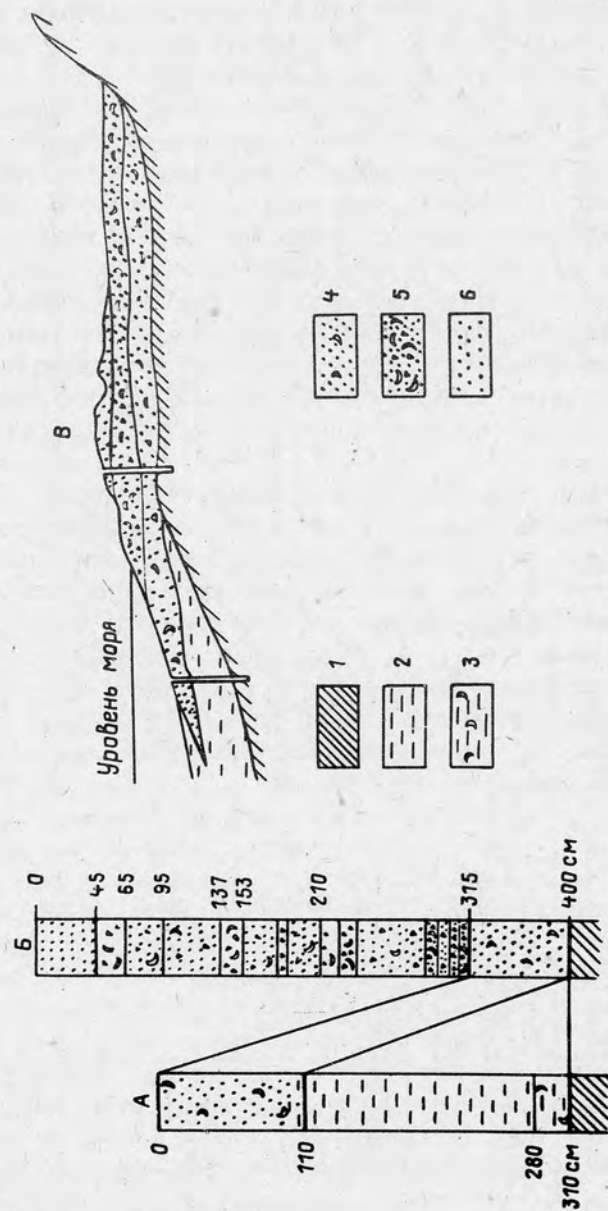


Рис. 1. Строение береговой аккумулятивной формы: А - разрез подводного берегового склона; Б - разрез пляжа; В - сводный разрез; 1 - коренные породы; 2 - илы алевроитово-глинистые; 3 - илы алевроитово-глинистые с ракушей; 4 - пески подводного берегового склона; 5 - пески пляжа; 6 - эоловые пески

Структурные зоны	П Л А Т Ф О Р М Ы			М О Л О Д Ы Е С К Л А Д Ч А Т Ы Е С О О Р У Ж Е Н И Я		
	ВЫСОКИЕ (приполярные) ШИРОТЫ 60-70°	СРЕДНИЕ ШИРОТЫ 20-30°	НИЗКИЕ (приэкваториальные) ШИРОТЫ 20-30°	ВЫСОКИЕ (приполярные) ШИРОТЫ 60-70°	СРЕДНИЕ ШИРОТЫ 60-70°	ШИРОТЫ
Широтные зоны	ШИРОТЫ	ШИРОТЫ	ШИРОТЫ	ШИРОТЫ	ШИРОТЫ	ШИРОТЫ
	ПЕСКИ	ПЕСКИ	ПЕСКИ	ПЕСКИ	ПЕСКИ	ПЕСКИ
терригенные	АРКОЗЫ СУБАРКОЗЫ	ОЛИГОМИКТОВЫЕ (кварцево-карбонатные) КВАРЦЕВЫЕ	ОЛИГОМИКТОВЫЕ (кварцево-карбонатные) КВАРЦЕВЫЕ	ПОЛИМИКТОВЫЕ ПРЕБЛАДАНИЕМ КВАРЦА	ПОЛИМИКТОВЫЕ ПРЕБЛАДАНИЕМ КВАРЦА	ГРАУВАККИ СУБГРАУВАККИ
	благенные	РАКУШЕЧНИКИ ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ДОЛИТОВЫЕ КОРАЛЛОВЫЕ	РАКУШЕЧНИКИ ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ДОЛИТОВЫЕ КОРАЛЛОВЫЕ	РАКУШЕЧНИКИ ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ДОЛИТОВЫЕ КОРАЛЛОВЫЕ	РАКУШЕЧНИКИ ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ДОЛИТОВЫЕ КОРАЛЛОВЫЕ	РАКУШЕЧНИКИ ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ДОЛИТОВЫЕ КОРАЛЛОВЫЕ

Рис. 2. Схема распространения преобладающих типов отложений волновой аккумуляции

побережьях древних платформ, особенно в областях выступов докембрийского метаморфического фундамента, накапливаются отложения кварцевого олигомиктового или аркозового (субаркозового) состава. Осадки же береговой зоны, окаймляющей области молодых (мезо-кайнозойских) складчатых сооружений, имеют везде практически полимиктовый, нередко субграувакковый и даже граувакковый состав.

При сопоставлении приведенных выше данных о составе прибрежных осадков дальневосточных морей СССР хорошо выявляются различия, связанные с особенностями геологического строения разных зон области мезокайнозойской складчатости тихоокеанского пояса. Эти различия заключаются, прежде всего, в том, что как видно из табл. 4, прибрежные осадки областей мезозойской складчатости восточного края Азии и Курило-Камчатской зоны имеют существенно неодинаковый состав. При этом волновые осадки Восточной Камчатки и Курильских островов обладают по существу граувакковым составом.

В противоположность этому в осадках материкового побережья Дальнего Востока от залива Петра Великого до Чукотки явно чувствуется влияние сложного комплекса метаморфических, осадочных, изверженных пород (в том числе и гранитоидов). В тяжелой темноцветной части здесь поэтому заметная роль принадлежит роговым обманкам, а в легкой лейкократовой — кварцу. Местами, по-видимому, повышенное количество эпидота отражает имеющий место процесс зеленокаменного изменения основных и средних эффузивов. Явно более палеотипный характер материнских эффузивных пород на материковой суше Дальнего Востока проявляется в высокой роли выветрелых зерен, значительная часть которых здесь представляет собой, по-видимому, вулканическое стекло. В целом прибрежные осадки описанных выше участков материкового побережья дальневосточных морей представляют собой полимиктовые пески в основном субграуваккового типа.

Как видно из табл. 3, состав волновых отложений приведенных в качестве примера древних платформ районов северных побережий Азовского и Белого морей принципиальным образом отличается от описанных выше береговых осадков Советского Дальнего Востока. В первую очередь это проявляется в значительной и часто подавляющей роли кварца, а также, в соответствующих условиях, и калиевых полевых шпатов, т.е. для указанных районов характерны пески аркозово-субаркозового состава либо олигомиктового кварцево-ракушечного.

Средние содержания (%) некоторых осадкообразующих минералов в алевритовой части осадков прибрежной зоны некоторых морей СССР

Минералы	Провинция Курило-Камчатской зоны		Западная Камчатка		Провинции материковой части Тихоокеанского пояса			Провинция Балтийского и Азово-Подольского щитов				
	Курильские острова	Восточная Камчатка	Камчатка		северный берег Охотского моря	корякский берег Берингова моря	залив Петра Великого	северный берег Азовского моря	южная часть берега Кольского полуострова	Азовское море	Балтийское море	Подольский щит
Обломки пород и выветрелые зерна Роговые обманки Пироксены Эпидот Гранаты	5,7	21,5	20,6	43,5	32,0	8,3	4,4	6,5				
	2,2	2,2	17,2	28,1	11,6	48,9	8,5	37,0				
	38,8	50,0	32,0	4,2	7,0	9,1	Следы	8,9				
	Следы	Следы	2,4	7,6	12,0	3,8	Следы	8,4				
	-	-	1,6	Следы	Следы	1,2	8,4	6,9				
Тяжелая фракция												

Легкая фракция												
Кварц	6,2	2,5	13,0	25,0	-	47,6	70,0	38,0				
Калиевые полевые шпаты	-	-	-	-	-	-	3,0	25,3				
Плагиоклазы	36,8	11,6	15,0	15,0	-	16,1	-	2,6				
Обломки пород и выветрелые зерна	28,0	82,0	55,6	60,0	-	33,3	20,1	26,0				

Очень четко также в составе и строении осадков указанных в табл. трех районов прибрежной зоны проявляется влияние тех факторов седиментогенеза, которые имеют широтно-зональный характер. Один из этих факторов — климат прилегающей суши, определяющий условия мобилизации осадочного материала. Анализ данных, сведенных в табл. 4, совершенно отчетливо показывает, что осадки прибрежной зоны тех областей суши, где преобладают процессы физического выветривания имеют в целом наиболее полимиктовый состав. Это проявляется в осадках Белого, Берингова и Охотского морей, а также Восточной Камчатки. Подавленность процессов химического выветривания и почвообразования обеспечивает здесь сохранность большого числа сравнительно малостойких зерен и минералов (обломков пород роговой обманки, полевых шпатов, вулканического стекла.)

Приведенные выше данные о составе прибрежных осадков Азовского и Японского морей показывают, что в области теплой гумидной (субтропической и семиаридной) зоны несколько более низких широт (30° — 40°) полимиктовость этих отложений явно уменьшается. При этом резко повышается роль кварца и состав осадков приобретает тенденцию меняться в сторону олигомиктового, а иногда и чисто кварцевого.

Условия мобилизации осадочного материала на прилегающей суше сказываются и на гранулометрическом составе прибрежных осадков. Так, например, резкое преобладание процессов химического выветривания обуславливает здесь практически исключительно песчаный состав пляжевых отложений и значительное содержание алеврита в песках подводного берегового склона (табл. 4). При активном химическом выветривании и почвообразовании на суше мобилизуются большие массы тонкодисперсного глинистого материала, избыток которого накапливается на внешней части береговой зоны, например залива Петра Великого в Японском море, заполняя центральные части мелких бухт и заливов.

Все совершенно иначе на северном побережье Охотского моря. Мобилизация осадочного материала на суше здесь осуществляется практически только в результате физического выветривания. В связи с этим галечный материал слагает и все мощные аккумулятивные формы Северного Приохотья. Здесь отмечается и самое низкое содержание мелкого песка и крупного алеврита в осадках подводного берегового склона данного района в сравнении с другими участками

Таблица 4

Гранулометрический состав (осредненные данные) песков подводного берегового склона дальневосточных морей СССР (%)

Районы	Фракция, мм		
	0,1	0,1-0,25	0,25-0,5
Берингово море			
Север корякского побережья	6,0	57,3	17,2
Анадырский залив	5,8	59,0	11,4
Чукотское море			
Северный берег Охотского моря	10,0	46,0	12,0
Южное Приморье	28,3	55,2	6,3
Курильские острова	3,8	34,6	34,9
Западная Камчатка	11,2	57,6	12,8

материкового побережья Дальнего Востока СССР. Обращает на себя внимание тот факт, что сходные с Северным Приохотьем районы побережья Берингова моря отличаются существенно песчаным составом современных пляжей и явным преобладанием мелкого песка в осадках подводного берегового склона (см. табл. 4). Такая особенность связана с тем, что в отличие от Приохотья, районы Дальнего Северо-Востока СССР были областями настоящего материкового оледенения в плейстоцене. Это обеспечило накопление на прилегающей к Берингову морю суше мощных толщ предварительно измельченного ледниковыми и флювиогляциальными процессами материала, который и является основным источником осадков прибрежной зоны.

Влияние широтной зональности распределения в океанологических характеристиках водных масс сказывается на составе прибрежных осадков значительно менее разнообразно, чем геологического строения и климата прилегающей суши. По существу оно проявляется главным образом в увеличении роли биогенно-карбонатного материала в составе прибрежных осад-

ков. Основным фактором, обуславливающим достаточно высокую продуктивность известывыделяющих организмов, обычно является температура прибрежных вод. В связи с этим практически обычно осадкообразующую роль биогенные карбонаты в составе прибрежных отложений начинают играть примерно в зоне сороковых широт, хотя отдельные существенно ракушечные береговые аккумулятивные формы могут встречаться и на более высоких широтах. Возникающие в результате привноса биогенно-карбонатного материала прибрежные осадки характеризуются четко выраженным олигомиктовым составом, как например, пляжевые отложения Азовского моря. Роль кварца в таких осадках остается весьма значительной, особенно на побережьях континентов. Практически лишь среди прибрежных отложений островов экваториальной и приэкваториальной зон, где снос с суши очень мал, широко распространены осадки с явным преобладанием биогенно-карбонатного (кораллово-фораминиферового и раковинного) материала.

Сопоставление побережий и осадков внутренних и окраинных морей выявляет определенные различия. При этом обращает на себя внимание резкое преобладание на открытых побережьях окраинных морей таких береговых аккумулятивных форм, которые возникают в основном при поступлении материала со дна и берега (пересыпи лагун, аккумулятивные террасы и т.п.). Особенно это относится к морям умеренной и арктической зон. Процесс поперечного перемещения материала со дна к берегу обусловил особенности распределения осадков на подводном береговом склоне Берингова и Охотского морей. Широкое распространение грубого реликтового материала на внешней части подводного берегового склона упомянутых бассейнов связано с процессом поперечного перемещения и выносом отсюда всего тонкодисперсного материала. Лишь в таких районах, как залив Петра Великого, где количество приносимого в прибрежную зону глинисто-алевритового материала очень велико, тонкие осадки задерживаются на подводном береговом склоне.

Между тем в субарктическом Белом море внешняя часть подводного берегового склона также покрыта глинистыми осадками, и здесь не замечается того поглубения отложений с глубиной, которое фиксируется на окраинных морях той же широтной зоны. Причина отмеченных выше особенностей заключается в существенном различии гидродинамики прибрежной зоны, открытых и внутренних морей.

Как было показано П.А. Каплиным, Л.Г. Никифоровым и И.И. Шадриним, резкое преобладание роли поперечного перемещения осадочного материала со дна к берегу на океанских побережьях связано с постоянным действием здесь длиннопериодных волн зыби, глубина воздействия на дно которых может составлять много десятков метров. Разворачиваясь благодаря этому над шельфом параллельно берегу, эти волны выносят мелкий материал с довольно больших глубин. Во внутренних морях короткопериодное ветровое волнение имеет значительно меньшую глубину воздействия на дно, и поэтому здесь нет ни разворота волн параллельно берегу, ни выноса осадочного материала со дна.

По-видимому, на побережьях окраинных морей Дальнего Востока СССР действует механизм, описанный упомянутыми авторами, чем и вызваны особенности распространения осадков на их подводном береговом склоне и их отличие от внутренних морей. Таким образом, мы имеем здесь дело с различиями в прибрежном седиментогенезе океанов и внутренних морей, связанными с разницей в их гидродинамике.

Возможность формирования толщи прибрежных отложений связана с условиями захоронения осадков данного генезиса и перехода их в ископаемое состояние. Эти условия определяются физико-географическими и геологическими обстановками осадконакопления в прибрежной зоне и на прилегающей части шельфа.

Важнейшим для рассматриваемого вопроса аспектом проявления упомянутых факторов является то, что от них зависит захоронение накопившихся отложений волнового поля осадками другого, чаще всего неволнового генезиса, т.е. более глубоководными. Принципиальная возможность такого захоронения обеспечивается, хотя и более медленным, чем ранее, поднятием уровня моря в голоцене, однако реализуется это в различных условиях по-разному. При этом наиболее существенные различия также фиксируются в строении толщ прибрежных отложений внутренних морей и океанов.

Классическим примером толщи прибрежных отложений, возникшей в условиях внутриконтинентального бассейна, являются осадки Черного моря. Главная особенность этой толщи, как показано Е.Н. Невеским (1967), — сложнолинзовидное строение, хорошо видное в классических разрезах отложений прибрежной зоны Черного моря. Наиболее примечательная особенность строения такой толщи — наличие в ней серии линз гребозернистых песчано-ракушечных осадков, пред-

ставляющих собой затопленные при трансгрессии и захороненные под слоем современных глинисто-алевроитовых илов реликты береговых аккумулятивных форм позднплейстоценового и голоценового возраста. Подобные описанным разрезы прибрежных отложений развиты на участках прибрежной зоны, прилегающей к лагунным берегам Черного моря, которые характеризуются, как правило, тенденцией к опусканию (Каламитский залив, Каркинитский залив и др.) Это одно из условий формирования достаточно мощных разрезов отложений прибрежно-морского генезиса, слагающих подводный береговой склон и верхнюю часть шельфа.

Другим и весьма существенным условием представляется тот факт, что в Черном море имеет место обильное поступление тонкодисперсного глинистого материала, обусловленное расположением данного бассейна в зоне достаточно низких широт, где идет интенсивное глинообразование. Этот материал накапливается на сравнительно небольших глубинах, сразу захороня выходящие из приурезовой зоны в результате погружения осадки пляжа. Такая возможность обусловлена тем, что во внутриконтинентальных морях, в том числе и в Черном, достаточно гидродинамически активной является лишь область узкой приурезовой полосы дна. Это связано с тем, что в таких бассейнах развивается лишь короткопериодное волнение, охватывающее сравнительно небольшой по мощности слой поверхностных вод.

Условия формирования и особенности строения толщ прибрежных отложений в Азовском море принципиально сходны с таковыми Черного моря [50]. При мелководности и молодом голоценовом возрасте Азовского моря в толще его осадков выявляется, как правило, не более двух реликтов береговых аккумулятивных форм, отвечающих средне- и верхнеолигоценному этапам его развития.

В силу указанных выше особенностей гидродинамики прибрежных водных масс внутренних морей условия для накопления довольно мощной толщи осадков на подводном береговом склоне создаются даже на испытывающем заметное поднятие побережье арктического Белого моря. Выше было показано, что подводный береговой склон аккумулятивных участков южного побережья Кольского полуострова даже в условиях интенсивного поднятия покрыт толщей песчаных отложений на всем своем протяжении до глубин, достигающих 20 м и даже несколько более. В более благоприятных условиях в тектони-

чески стабильном или даже слабо погружающемся районе, прилегающем к авандельте Северной Двины под почти 2-м слоем средне- и верхнеголоценовых типично морских алевритов и илов с ракушей, вскрыт не переработанный морем реликт толщи отложений морского края дельты, представленный мелкими песками и алевритами с растительными остатками.

То, что известно сейчас о строении разрезов отложений подводного берегового склона открытых побережий океанов и крупных окраинных морей, свидетельствует о существенном их отличии от описанных выше особенностей толщ прибрежных осадков внутриконтинентальных бассейнов. Одним из наиболее ярких примеров такого отличия является строение разрезов прибрежных осадков Охотского и Берингова морей. Характерной чертой их является то, что мощное современное аккумулятивное тело (пересыпь или коса), связанное с современным уровнем, в сторону моря резко выклинивается, и на внешней части подводного берегового склона залегает лишь маломощный слой реликтовых грубозернистых, часто несортированных осадков, которые протягиваются и далее на шельф.

Подобное резкое выклинивание в сторону моря отложений часто довольно мощной современной береговой аккумулятивной формы и замещение их на подводном склоне тонким слоем реликтовых осадков характерны и для таких по существу океанских побережий, как побережье Северного моря. Это хорошо видно на разрезе толщи прибрежных отложений одного из участков лагунного побережья Нидерландов. Сходное строение имеют и типичные разрезы северной части прибрежной зоны атлантического побережья США.

Особенности строения описанных выше разрезов отложений прибрежных районов океана и окраинных морей связаны главным образом с гидродинамическим режимом этих бассейнов и климатом прилегающей суши. Говоря о гидродинамическом режиме, следует прежде всего отметить, что в таких бассейнах развивается длиннопериодное волнение, препятствующее захоронению прибрежных осадков более глубоководными даже при прочих благоприятных условиях. Важным фактором отсутствия условий для сохранения и главное захоронения реликтов береговых аккумулятивных форм в рассмотренных выше Охотском и Беринговом морях, а также в районах атлантического побережья Северной Америки является слабое поступление с суши пелитового материала, который мог бы накапливаться на внешней части подводного склона и в процессе трансгрессии захоронять более мелководные, собственно прибрежные осадки.

Такая ситуация прямо связана с тем, что упомянутые районы побережья океана и окраинных морей находятся в зоне высоких или средних широт, где процессы мобилизации на суше глинистого материала и, естественно, выноса его в море ослаблены или даже резко подавлены.

Иное сочетание этих физико-географических факторов в определенных ситуациях может создать условия для накопления достаточно мощных и сложно построенных толщ прибрежных отложений и в крупных окраинных морях, подобных Охотскому и Берингову. Так, например, в свое время было установлено, что в заливе Петра Великого Японского моря подводный береговой склон сложен, как правило, довольно мощной толщей прибрежно-морских осадков. При этом было показано также, что в некоторых бухтах, открытых крупному волнению, имеют место сложно построенные разрезы прибрежных толщ "черноморского" типа, т.е. содержащие и реликты древних береговых аккумулятивных форм, и сопряженные с ними линзы лагунных илов. Сложно построенные и также включающие хорошо сохранившиеся реликты береговых аккумулятивных форм и линзы лагунных илов разрезы мощных толщ прибрежных отложений детально изучены еще в 50- и 60-е годы Ф.И. Шепардом (1956) и другими исследователями в Мексиканском заливе, который также можно рассматривать как крупное, тесно связанное с океаном окраинное море. Причины такого строения толщ прибрежных осадков в том, что, во-первых, субтропические условия на прилегающей к заливам Мексиканскому и Петра Великого суше способствуют мобилизации и сносу в эти бассейны очень значительных объемов глинистого материала, а во-вторых, данные районы находятся в полосе значительно меньшей штормовой активности, чем расположенные в более высокоширотной зоне Охотское, Берингово и Северное моря, характеризующиеся значительно более интенсивной волновой деятельностью.

При этом, если погружение, связанное с еще продолжающимся в голоцене медленным поднятием уровня Мирового океана, усиливается тектоническим опусканием, как это имеет место в Мексиканском заливе, то в таком районе возникают условия для формирования особенно мощных толщ прибрежных отложений на подводном береговом склоне.

Подводя итог характеристики осадочного процесса в зоне волновой аккумуляции, авторы обзора считают, что изложенный

материал может служить основанием для того, чтобы подчеркнуть 2 основных вывода. Во-первых, это то, что аккумулятивный процесс, а следовательно, формирование самих волновых отложений слагаемых ими форм рельефа определяются динамикой среды накопления (литодинамикой), в данном случае действием волнения, т.е. существованием прибрежной зоны как определенного элемента рельефа материковой окраины. Во-вторых, на примере приведенных в главе данных видно, что вещественный состав слагающего волновые аккумулятивные формы материала определяется особенностями геологического строения и климата прилегающей суши и самой подводной окраины материка (см. рис. 2).

Глава 3. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ШЕЛЬФЕ

В данной главе рассматривается внешний шельф, т.е. та его часть, которая расположена глубже подробно описанной выше прибрежной зоны и простирается до перегиба к континентальному склону. Эта область отличается от прибрежной зоны тем, что здесь волновые процессы и вызванные ими движения воды уже не являются столь ведущим, подавляющим по своей роли фактором седиментогенеза. Именно на шельфе начинается проявление в полной мере гравитационных факторов, и прежде всего осаждения нефелоидного материала из взвеси малой плотности. Среди гидрогенных факторов повышается роль приливоотливных течений. Изменяется и характер влияния волнения, так как на первый план выходят индуцируемые им штормовые течения. Увеличивается роль биогенного фактора осадконакопления, а в определенных условиях и хемогенного. В настоящее время показано, что открытые океанские шельфы и шельфы внутренних морей существенно отличаются по той роли, которую играют в способе накопления осадков на их пространствах гидрогенные или гравитационные литодинамические процессы. В соответствии с этим вначале будут рассмотрены особенности осадконакопления на океанских шельфах, а затем на шельфах внутренних морей.

В последнее время изучение осадконакопления на открытых шельфах океанов проходило под знаком дальнейшего развития и детализации концепции К. Эмери (1968) о глобальном распространении в данной зоне дна океанов и окраинных морей так называемых реликтовых или реликтово-перееотложенных, в основном песчаных, осадков. Как известно, этот термин обоз-

начает осадки, возникшие в процессе последнего эвстатического поднятия уровня Мирового океана как результат взаимодействия трансгрессирующего моря и затопляемой поверхности суши. При этом образуются отложения, в одних случаях сложенные остаточным материалом, сохранившимся от размыва субстрата (собственно реликтовые), в других – переотложенными продуктами размыва дна (реликтивно-переотложенными или палимпсестовыми), в третьих – сформированные в результате смешения чисто реликтового и вновь принесенного (неотерригенного) или генерируемого в бассейне (необиогенного) материала (так называемые амфотерные отложения).

Особенно широко развиты реликтовые осадки, сложенные продуктами размыва рыхлых четвертичных отложений ледникового и аллювиального генезиса, а также и других образований. Общей особенностью реликтовых отложений шельфа, связанной с генезисом, является то, что их состав не соответствует в точности тем климатическим и динамическим условиям седиментогенеза, которые реализуются ныне на прилегающей суше и над тем участком дна, где эти осадки залегают. В связи с этим такие отложения называют иногда неравновесными, в отличие от вновь отлагаемых терригенных, биогенных или других отложений, являющихся с данной точки зрения равновесными, т.е. полностью отвечающими тем условиям осадконакопления, в которых они формируются. Рассмотрим некоторые примеры особенностей океанского шельфового седиментогенеза в разных климатических и геологических условиях.

Известно, что одним из наиболее хорошо изученных шельфов мира является атлантический шельф США. Этот район перспективен для сравнения его с детально описанными выше северным шельфом Черного моря, так как и тот и другой располагаются в одной климатической зоне. Имеющиеся различия в геологическом строении не являются в данном случае решающим фактором. Данные о составе осадков атлантического шельфа Северной Америки наиболее полно сведены в сравнительно недавней работе J.D. Milliman с соавторами (1972). На составленной указанными авторами карте типов осадков данного шельфа видно, что на нем резко преобладают песчаные осадки, прослеживающиеся до самого края шельфа и его перегиба к континентальному склону. Изучение состава и условий залегания верхнего слоя песков атлантического шельфа США позволило К. Эмери еще в 1968 г. прийти к заключению, что в принципе подавляющая их часть является с генетической точки зрения реликтовыми отложениями.

Среди этих песков наиболее распространены (на всем пространстве к северу от мыса Гаттерас) терригенные отложения различного состава (от аркозов на севере до олигоценовых на юге) с содержанием био- или хемотрогенных карбонатов менее 50%. Отдельные небольшие участки шельфа покрыты существенно карбонатными (обычно смешанными биогенно-хемотрогенными) осадками, появляются лишь к югу от мыса Гаттерас (южнее 35° северной широты). Преобладающими по площади распространения реликтовые биогенно-карбонатные отложения становятся только на шельфе Флориды, особенно на ее южной оконечности (южнее 30° северной широты), где имелись в позднем плейстоцене и раннем голоцене условия для развития современных коралловых и водорослевых рифостроющих организмов, а также размыта более древних третичных биогенно-карбонатных пород. Влияние климата при продвижении в более низкие широты сказывается в появлении вновь образованных биогенно-карбонатных осадков. Они появляются прежде всего на краю шельфа в виде кораллово-водорослевых образований, роль которых в шельфовом осадкообразовании все увеличивается по мере приближения к оконечности полуострова Флорида. К северу от мыса Гаттерас распределение полностью реликтовых по своему генезису отложений является почти сплошным, нарушается лишь по краю шельфа небольшой полоской глауконитовых песков и алевролитов. Появление глауконита в таких условиях связывают с повышенным поступлением в осадок органического вещества, возникающего, в свою очередь, над краевой зоной шельфа в результате явления апвеллинга. У восточной окраины Североамериканского континента это явление выражено слабо, поэтому и продуцируемый им осадочный материал имеет второстепенное значение как примесь к терригенному (к северу от мыса Гаттерас) или биогенно-карбонатному фораминиферовому (к югу от указанного мыса) материалу. Как уже говорилось, в последнее время в литературе имеется тенденция выделять в отдельный тип так называемые амфотерные отложения, в которых помимо реликтового заметную роль играет и новообразованный осадочный материал.

Приведенные выше примеры генетического анализа шельфовых отложений были использованы D. A. McManus [84] для их классификации по способу накопления. Используя эту классификацию, он приводит карту шельфа Мексиканского залива к западу от дельты Миссисипи в районе устья реки Сабина. Здесь выделяются: современные глинистые илы устья реки Сабина, смешанные (амфотерные) реликтовые пески с современной ра-

кушей, волновые пески затопленных береговых аккумулятивных форм, палимпсестовые переотложенные пески из плейстоценовых континентальных отложений, собственно реликтовые пески — остаточные от размыва плейстоценовые отложения.

Исследование не только состава осадков, но и деталей рельефа восточного шельфа Северной Америки позволило значительно расширить представление о реликтовых отложениях и механизме их формирования. В 1968 г. F.Uchury показал, что для всего этого шельфа характерен грядовый рельеф. Эти гряды, достигающие высот порядка 10 м и более (над соседними ложбинами), группируются в серии, иногда примерно параллельные берегу, а иногда и подходящие к нему под углом. Д. Свифтом [35] было установлено, что эти формы являются результатом воздействия на дно различного рода течений. На внешнем шельфе это преимущественно штормовые течения, возбуждаемые штормовым волнением и происходящим при этом нагоном водных масс в направлении господствующего волнения и ветра, а также компенсационным оттоком. Ближе к берегу, в районах, прилегающих к эстуариям, большую роль приобретают приливоотливные течения. Скорости движения воды у дна (до 50 см/с) при этом совершенно недостаточны для того, чтобы перемещать волочением песчаный материал, а алевритовый — и сальтацией. По расчетам А.С. Девдариани и Н.С. Сперанского (1979), придонные скорости штормовых течений на внешнем шельфе океанов могут достигать и больших (до 80 см/с) значений.

В результате действия на дно указанных течений из покрывающих значительную часть шельфа в плейстоцене рыхлых континентальных (ледниковых, аллювиальных и т.п.), а также более древних пород вымывался песчаный палимпсестовый материал и скапливался в виде вытянутых по направлению действия течений гряд. Пространства между ними заполнялись более тонким алевритовым и мелкопесчаным осадком небольшой мощности либо, наоборот, грубым реликтовым песком, среди полей развития которого часто обнаруживаются обнажения "коренных", не переработанных морем континентальных отложений.

Сходным не только принципиально, но и во многих деталях составом и строением толщи позднечетвертичных осадков характеризуется обширный северо-западный шельф Европы, включающий все Северное море и материковую отмель Британских островов. Материалы, опубликованные Д. Свифтом [35],

D.A. McManus [84] и др., относятся к шельфу вокруг Британских островов. Именно здесь был очень детально исследован рельеф и установлено, что основной особенностью его являются ориентированные в определенных направлениях гряды, представляющие собой донные аккумулятивные формы, сложенные песками. Эти во всем подобные грядам восточного шельфа Северной Америки валы образованы совокупными действиями штормовых, а в проливах (Ла-Манш) и эстуариях (реки Темзы) в основном приливных течений и ориентированы в направлении главного переноса водных масс. Для шельфа Европы было показано, что в таких грядах концентрируется материал, вымытый из образующих здесь коренной субстрат рыхлых четвертичных пород, в основном ледникового и флювиогляциального генезиса. Таким образом, данные осадки являются классическими примерами реликтово-переотложенных, палимпсестовых, по американской терминологии, осадков. Пространство дна между грядами, где мощность песков значительна, покрыто тонким, часто мощностью несколько десятков сантиметров, слоем относительно более тонкозернистых алевроитовых или грубых реликтовых песков подобно тому, как это имеет место на атлантическом шельфе США.

Ярко выраженным примером широкого платформенного шельфа умеренной зоны средних широт Южного полушария является, как известно, патагонский шельф. Опубликованные в 1974 г. и изданные на русском языке в 1978 г. К. Урьеном и М. Юингом [38] обширные материалы по этому шельфу показывают, что здесь, так же как и на таких же шельфах Северной Атлантики, резко преобладают песчаные, главным образом терригенные, осадки. Они, по-видимому, являются результатом перемыва и переотложения в основном флювиальных рыхлых отложений плейстоцена, т.е. являются реликтово-переотложенными или палимпсестовыми отложениями, формирующими грядовой, течениевый рельеф. Так же, как и на североамериканском шельфе Атлантики, на шельфе Патагонии наблюдается появление и увеличение примеси биогенно-карбонатного (возможно, часто тоже реликтового) материала по мере уменьшения широты места.

Выше были описаны основные особенности состава и строения позднечетвертичных осадков платформенных шельфов умеренной зоны средних широт. Опубликованные в последние годы материалы по тихоокеанскому шельфу США. позволяют показать, что некоторые из этих особенностей характерны и для материковой отмели молодого складчатого сооружения,

расположенной в той же широтной и климатической зоне. На картах типов осадков, составленных указанными авторами, видно прежде всего, что большая часть тихоокеанского шельфа США (так же как и атлантического) покрыта песками. Пески прослеживаются до глубины около 100 м, на которых часто располагается и край шельфа. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что пески тихоокеанского шельфа США являются по своему происхождению образованиями палимпсестовыми и частично реликтовыми. Для самого южного калифорнийского участка данного шельфа это было установлено еще ранее К. Эмери (1968). Местами залегающие на краю шельфа осадки обогащаются глауконитом. Обычно это бывает в тех местах, где краевая зона материковой области располагается глубже 100 м. Естественно, что появление этого минерала связано с обогащением шельфовых песков и алевроитов органическим веществом, генерируемым повышенной первичной биопродукцией, вызванной в свою очередь хотя и слабым, но выраженным явлением апвеллинга. По-видимому, такие осадки, так же как и на краю восточного шельфа Северной Америки, можно рассматривать как пример смешанных реликтово-хемогенных, т.е. амфотерных, отложений.

В последние годы было выявлено большое разнообразие сформированных течениями на океанских шельфах аккумулятивных форм рельефа, сложенных главным образом реликтово-переотложенными, палимпсестовыми песками. Особенно ярко это было показано для шельфа Юго-Восточной Африки В.В.Флеминг [70]. На рис. 3 видно, что на этом шельфе четко выделяются полоса прибрежных, по-видимому, волновых, песков, зона средней части шельфа с глубинами 30-50 м и более, где развиты разнообразные песчаные аккумулятивные формы "теченийового" рельефа, и, наконец, краевая зона шельфа, где распространены собственно реликтовые (остаточные) гравийные отложения. Среди сложенных палимпсестовыми песками аккумулятивных форм средней части шельфа выделяются прежде всего песчаные гряды - формы, вытянутые по направлению господствующего течения (имеющего здесь постоянный характер). Кроме этого Флеминг указывает на широкое распространение песчаных волн, т.е. форм, в целом вытянутых по нормали к господствующему направлению течения. Среди последних, по-видимому, имеются достаточно крупные, "самостоятельные", песчаные волны, но есть и более мелкие, которые в основном осложняют поверхность песчаных гряд. В рассматриваемой работе, кроме того, выделяются и неопреде-

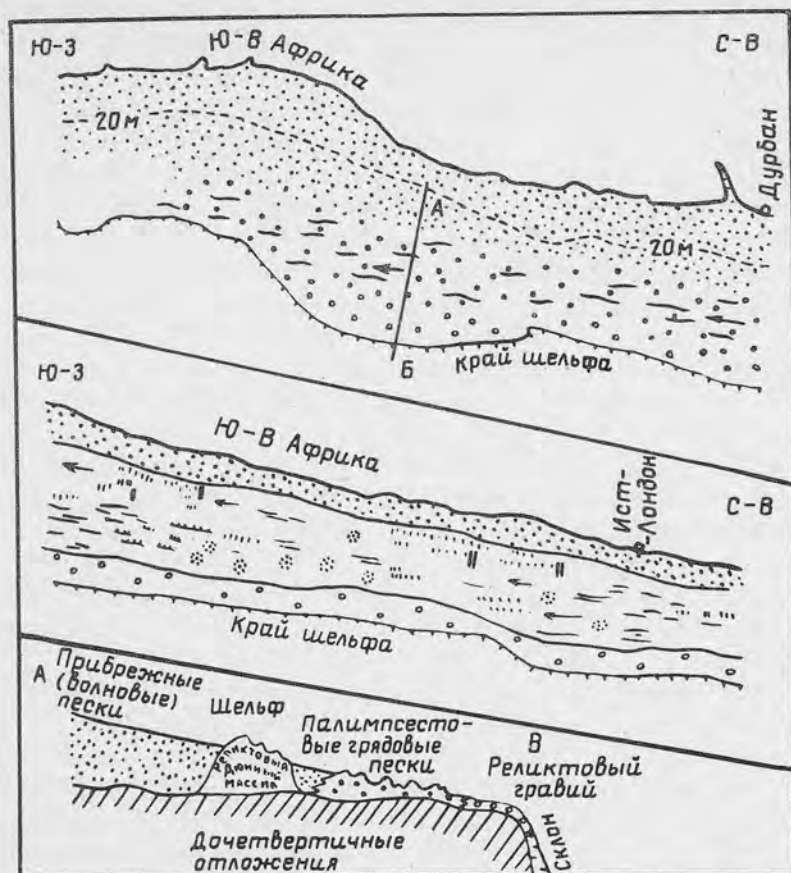


Рис. 3. Рельеф поверхности и строение покрова песчаных отложений шельфа Юго-Восточной Африки [70]: 1 - прибрежные (волновые) пески; 2 - песчаные гряды (продольной ориентировки); 3 - палимпсестовые грядовые пески шельфа; 4 - песчаные волны (поперечной ориентировки); 5 - реликтовый гравий; 6 - песчаные "пятна"

ленной формы скопления песка, названные песчаными пятнами. Хотя Fleming и не разбирает детально этот вопрос, по-видимому, различные аккумулятивные формы "течениевого" аккумулятивного рельефа формируются на различных по своим структурным и скоростным параметрам участках главного течения. Данные Fleming позволяют судить и о форме залегания собственно реликтовых отложений. На профиле, приведенном

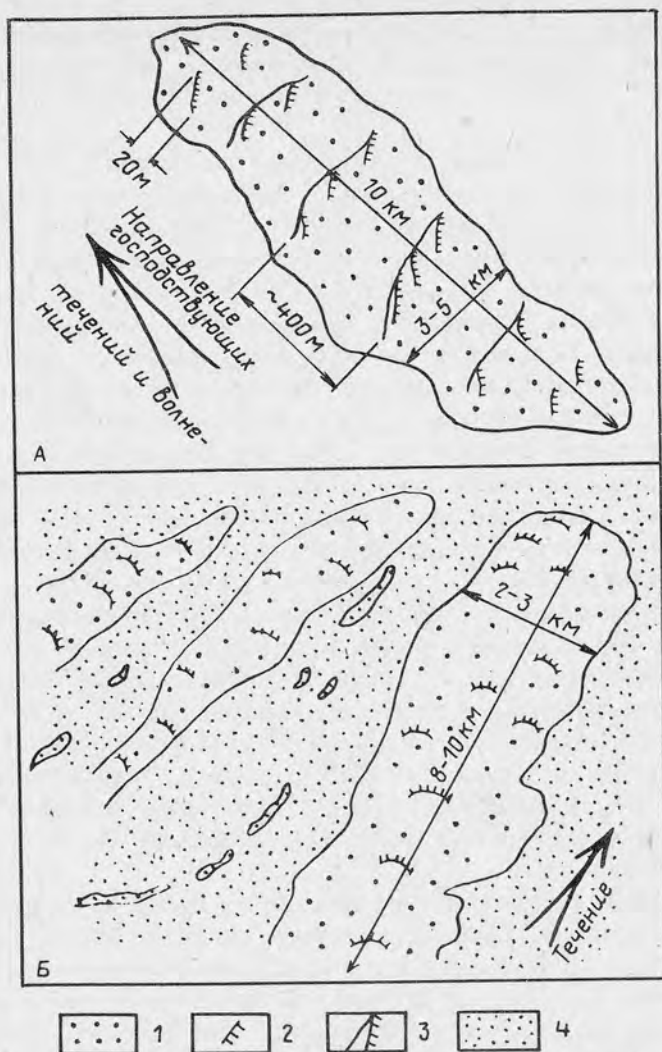


Рис. 4. Рельеф образованных течениями гряд, сложенных палимпсестовыми песками: А - на шельфе Берингова моря [67]; Б - в пределах авандельты Нила [56]; 1 - песчаные гряды 1-го порядка (макрорельеф); 2 - песчаные волны 2-го и 3-го порядков (мезорельеф); 3 - рифели (4-й порядок - микрорельеф); 4 - мелкие пески межгрядовых пространств

на рис. 3, видно, что они имеют покровный характер и сравнительно маломощным плащом перекрывают подстилающие, до-

четвертичные в данном случае, породы, не образуя самостоятельных аккумулятивных форм рельефа, как палимпсестовые отложения, а облекая реликтовый субаэральный или прибрежно-морской рельеф.

Широкое применение в последние годы сонаров бокового обзора позволило выявить также разнообразные и сложные расчленения описанных выше грядовых аккумулятивных форм рельефа океанских шельфов. Такой рельеф был изучен и детально классифицирован М.Е. Field с соавторами [68] на примере соответствующих образований примыкающей к западной Аляске части шельфа Берингова моря. Здесь выделяются (рис. 4) формы аккумулятивного рельефа первого порядка в виде гряд, вытянутых по направлению господствующего штормового течения и сложенных в основном средне- и мелкозернистыми песками. Гряды имеют размеры $10 \times 3-5$ км при высоте над межгрядовым понижением дна порядка 15 м. Эти формы макро-рельефа осложнены серией формы мезорельефа, к которым относятся прежде всего песчаные волны (формы, ориентированные по нормали к господствующему направлению течения) двух порядков: второй порядок — крупные длиной до 2 км и третий порядок — длиной в десятки метров. В свою очередь поверхность этих форм осложнена мелкими рифелями — элементами микрорельефа или, по Field, четвертого порядка. Такие же элементы были описаны для одной из песчаных гряд Ла-Манша D.N. Lanphorn [80], который указывает, что это асимметричные валы высотой около 1 м, шириной 4-8 м и длиной до 20 м.

Морфология и размеры описанных выше аккумулятивных форм "течениевого" рельефа средней части океанских шельфов зависят, как уже указывалось, от параметров формирующего их течения. Те гряды и песчаные волны, о которых говорилось выше, образуются, по-видимому, при каких-то средних, а частично слабых параметрах. При более интенсивном и, возможно, строже ориентированном в одном направлении течении формируются значительно более крупные гряды. Такими наиболее сильными и строже ориентированными, хотя и периодически действующими, течениями являются в основном приливные. Подобные условия и соответствующие им формы аккумулятивного рельефа характерны, например, для восточной, внешней части Белого моря (Воронка и Мезенский залив). Эту часть Белого моря можно рассматривать как открытый залив, часть океанского (баренцевоморского) шельфа с характерными для других подобных участков океанского шельфа (Северное море

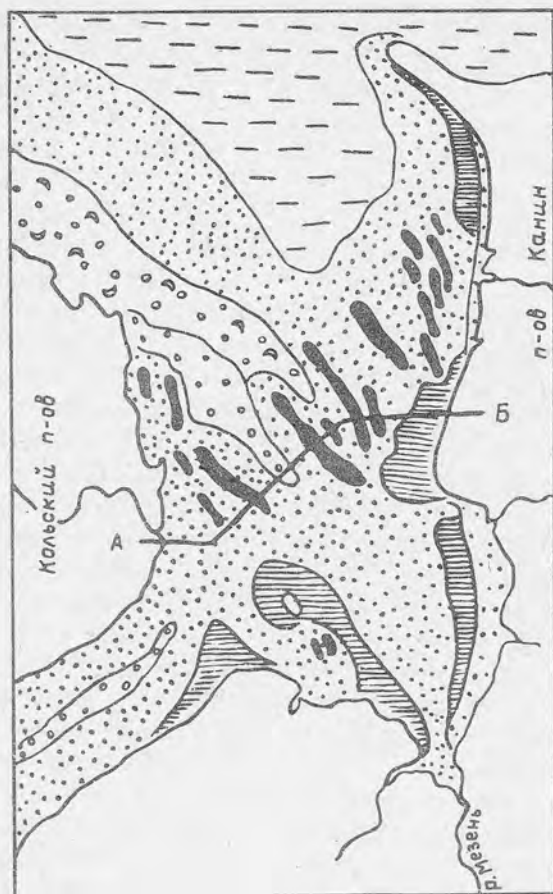
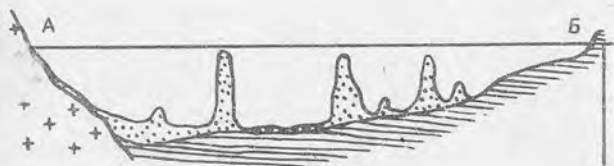


Рис. 5. Схема рельефа и литогенетических типов отложений дна восточной части Белого моря (Воронки): 1 - палимпсестовые пески и слагаемые ими песчаные приливные гряды; 2 - прибрежные (волновые) пески; 3 - собственно реликтовые крупнозернистые пески и гравий; 4 - смешанные (амфотерные) реликтовые пески с ракушей; 5 - коренные дочетвертичные и четвертичные породы



атлантический шельф Северной Америки и др.) приливными условиями. На рис. 5 представлена составленная авторами с использованием материалов Е.Н. Невесского, В.С. Медведева и В.В. Калиненко [31] схема рельефа указанной части Белого моря и литогенетических типов покрывающих ее дно отло-

жений. Размеры сложенных палимпсестовыми, в основном среднезернистыми, песками гряд достигают здесь 50 км в длину при ширине до 8 км и высоте порядка 30 м. В ложбинах между некоторыми грядами местами залегают крупнозернистые пески и гравийные отложения, представляющие собой собственно реликтовые образования. Они образуют, так же как и упомянутые выше описанные В. Fleming реликтовые гравийники края шельфа Юго-Восточной Африки, маломощные (десятки сантиметров) покровы, шлашеобразно залегающие на поверхности пород, которые в рассматриваемом районе дна Белого моря представлены моренными и глинцами суглинками. Состав палимпсестовых и реликтовых песков открытой части Белого моря определяется геологическим строением прилегающей суши (в основном Кольского полуострова) и условиями мобилизации на ней осадочного материала, подчиняющимися прежде всего широтной климатической зональности. В соответствии с этим они, как и описанные выше прибрежные волновые отложения, представлены главным образом аркозовыми и субаркозовыми песками кварц-полевошпатово-роговообманкового состава. На представленной схеме выделены также и смешанные (амфотерные) отложения, образовавшиеся в результате заметной примеси к грубым реликтовым пескам современного, новообразованного "небиогенного" раковинного материала бентосного происхождения. Выделение подобных типов отложений, как было показано выше на примере материалов упомянутого автора, чрезвычайно важно практически при картировании отложений дна на генетической основе, так как позволяет избегать формального отнесения таких осадков к какой-либо крупной литогенетической группе.

Опубликованные недавно С. P. Summerhayes с соавторами [97] данные о типично аридном северо-западном шельфе Африки (Мавритания и Марокко) дают возможность убедиться прежде всего в резком преобладании, так же как и в умеренной зоне, песчаных осадков. Важно отметить, что здесь пески в большинстве случаев распространены до самого края шельфа, часто даже в тех случаях, когда он располагается на глубинах около 200 м. Эти отложения имеют совершенно другой состав, чем, например, существенно терригенные осадки атлантического шельфа США. По данным указанных выше авторов, довольно грубые пески северо-западного шельфа Африки сложены в основном биогенно-карбонатным, ракушечным материалом.

Анализируя состав этого ракушечного материала, Summer-

hayes и соавторы отмечают, что моллюски, раковины которых составляют основную массу песка, обитали на меньших глубинах, чем залегают ныне данные осадки. Это дает основание считать такие отложения реликтивными, которые, однако, в отличие от осадков описанных выше районов атлантического шельфа Северной Америки являются первично прибрежно-морскими образованиями плейстоценового и раннеголоценового возраста. Они оказались на внешнем шельфе в результате послеледникового подъема уровня Мирового океана и не были захоронены более молодыми голоценовыми осадками. По-видимому, ракушечные пески северо-западного шельфа Африки сложены хотя и в целом реликтивным, но в значительной степени уже перестроенным материалом и могут быть отнесены к палимпсестовым осадкам.

Судя по имеющимся данным [77], реликтовые осадки как терригенного, так и особенно биогенно-карбонатного состава преобладают и на шельфе южной Бразилии, который окаймляет хотя и не классически пустынную, но все же достаточно аридную сушу, занимающую в Южном полушарии ту же широтную зону, что и Северо-Западная Африка в Северном. В последние годы [69] на южном бразильском шельфе были закартированы штормовые песчаные гряды (рис. 6), сложенные ракушечно-кораллово-водорослевым детритом и по своей морфологии полностью аналогичные описанным выше грядам других шельфов, хотя "бразильские" формы располагаются в более низких широтах (30-е градусы ю.ш.). В результате бурения указанными авторами показано, что для внутреннего строения палимпсестовых ракушечно-детритовых песков штормовых гряд шельфа южной Бразилии характерны косослоистые, градиационного характера текстуры, обязанные своим формированием процессу перемещения штормовыми течениями осадочного материала, слагающего эти гряды.

Рассмотрим теперь те особенности аккумулятивного процесса на океанских шельфах материков, которые связаны с гравитационным осаднением из взвеси вновь принесенного глинистого терригенного материала, а не перестроенного ископаемого. Главными районами этого процесса являются шельфы тропической зоны, примером которых могут также служить соответствующие районы дна Атлантического океана. Таким районом является, например, материковая отмель Южной Америки, данные по осадкам которой публиковались Л.А. Захаровым. Более подробные материалы об осадках северо-западной части этого шельфа имеются в работах J.D.Milli-

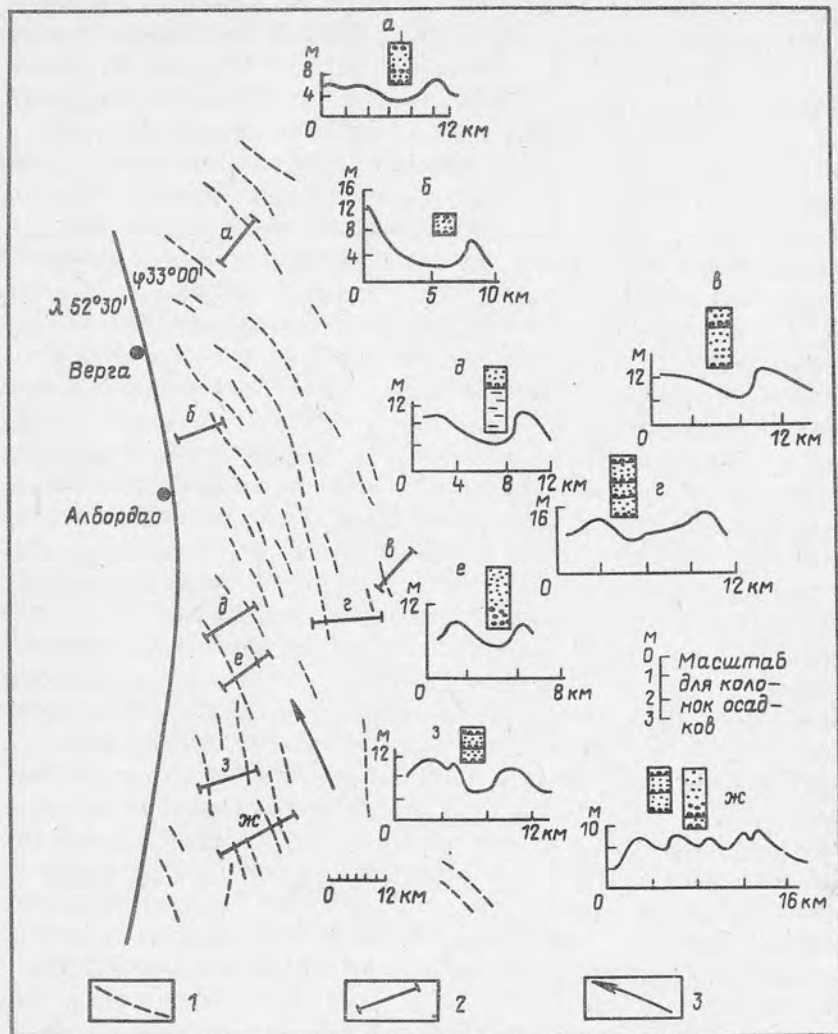


Рис. 6. Штормовые песчаные гряды на шельфе южной Бразилии [69]: 1 - оси песчаных гряд на дне; 2 - эхолотные профили; 3 - направление господствующих штормовых ветров (в колонках показано распределение материала по крупности)

map с соавторами [86]. Обобщенные указанными авторами материалы по данному шельфу показывают, что по составу осадков он резко подразделяется на две зоны: внешнюю и внутреннюю прибрежную. Во внутренней широкой полосе вдоль всего побережья тянется покров относительно тонкозернистых

отложений, представленных в основном алевритово-глинистыми илами и алевритами. Внешняя зона шельфа и его край — область распространения довольно грубозернистых песков, среди которых Milliman и его коллеги выделяют субаркозовые и даже аркозовые отложения, первично являющиеся, судя по всему, аллювию долины и древней дельты Амазонки и распространенные в основном к северу от ее современного устья. В юго-западном направлении они замещаются существенно карбонатными биогенно-терригенными песками с преобладанием в терригенной части кварца.

Происхождение разных литологических типов осадков северо-восточной материковой отмели Южной Америки было установлено ранее К. Эмери (1968), который отнес пески краевой зоны этого шельфа к реликтовым отложениям, а алевриты и глинистые илы внутренней его части рассматривал как вновь отложившиеся в голоцене осадки, вынесенные крупнейшими реками континента — Амазонкой и Ориноко. Сходная ситуация имеет место на шельфе Гвинейского залива, прилегающем к авандельте Нигера. Здесь по существу реликтовые песчаные осадки выделяются как отдельные пятна среди обширного поля распространения неотерригенных глинисто-алево-ритовых илов и песков. Подобное мозаичное распределение различных типов осадков характерно и для северного шельфа Мексиканского залива, прилегающего к дельте Миссисипи. Для таких районов сложного соотношения в пространстве разных в литогенетическом отношении осадков шельфа характерно широкое развитие различных переходных типов осадков, образующих как бы непрерывный ряд, крайними членами которого являются с одной стороны собственно реликтовые, а с другой — вновь образованные отложения.

К настоящему времени накоплено довольно много материалов, показывающих, что подобное описанному выше распределение литогенетических типов осадков характерно и для многих других шельфов тропической зоны, отличающихся сходными условиями седиментогенеза (прежде всего усиленным питанием терригенным осадочным материалом). Особенно ярко это выражено на шельфах окраинных морей Юго-Восточной Азии, как это было показано в свое время К. Эмери. Сходная картина, по-видимому, наблюдается и на восточном шельфе Индостана [17]. Все это шельфы, для которых характерно четко выраженное деление на внутреннюю часть, покрытую неотерригенными глинисто-алево-ритовыми осадками, и достаточно широкую зону внешнего шельфа с реликтовыми

терригенными или биогенно-карбонатными песками.

Основной формой аккумуляции описанных образований являются различные морские аккумулятивные равнины, образующиеся либо в результате выравнивания прежнего рельефа путем заполнения впадин, либо накопления более или менее мощного покрова на относительно выровненном ранее субстрате. Большинство из упомянутых выше областей аккумуляции терригенных илов на тропических шельфах представляют собой второй тип аккумулятивной равнины. В пространстве это крупное геологическое тело — как бы асимметричная "призма", самая большая плоскость которой — это поверхность средней части шельфа, а две другие грани образуют подошву всей толщи илов. Так получается потому, что в сторону от прибрежной волновой зоны мощность нефелоидных илов на тропическом шельфе обычно резко возрастает до нескольких, а местами, возможно, нескольких десятков метров. В сторону края шельфа происходит постепенное выклинивание всей толщи этих илов. Формирование такой аккумулятивной призмы на материковых шельфах тропиков обусловлено совокупным действием двух факторов: во-первых, питанием терригенным материалом за счет крупнейших рек тропиков, выносящих огромные массы твердого осадочного материала, а во-вторых, ослабленной по сравнению со средними широтами штормовой деятельностью волнения, течениями и общей гидродинамической активностью надшельфовых вод.

Аккумуляция, а не переотложение терригенного вновь принесенного глинистого материала на океанских шельфах реализуется также нередко в совершенно противоположной вышеописанной широтной зоне — приполярной. В этих условиях, например, на шельфы Арктики и Субарктики может поступать весьма значительное количество тонкого глинистого и алевритового материала ледникового генезиса, как это было показано G.D. Sharma [91] для районов, прилегающих к Аляске. Такие условия приводят к тому, что, например, на северном шельфе Аляски значительная часть его средней зоны является областью распространения алевритово-глинистых илов, которые в сторону края шельфа замещаются грубыми реликтовыми песками, а в сторону берега более сортированными волновыми песками. В последнее время Н.В. Логвиненко и В.И. Огородниковым (1980), Ю.А. Павлидисом и А.С. Иониным (1981, 1982) были опубликованы данные о советском шельфе Чукотского моря, сходные с точки зрения автора с данными P.W. Barnes [54]. Среди полей, по-видимому, реликтово-палимпсестовых

и грубозернистых ледовых отложений здесь выделяется центральная часть этого шельфа (Центрально-Чукотская котловина) — область распространения довольно мощной толщи алевроитово-глинистых илов. На этих, собственно арктических, шельфах благоприятные условия для развития аккумулятивного процесса, формирующего поверхности позднеголоценового выравнивания, связаны не столько с интенсивным сносом с суши, сколько с общей высокой ледовитостью этих районов Мирового океана. Этот фактор в разной степени в различных районах снижает суммарную гидродинамическую активность надшельфовых вод, что приводит к оседанию и накоплению значительной части тонкого глинистого взвешенного материала в западинах рельефа и на значительных пространствах относительно пониженных участков шельфа. Однако иногда, как это имеет место на южном шельфе Аляски, объемы поступающего сюда глинистого материала из-под долинных ледников прилегающей суши столь велики, что этот материал начинает накапливаться и не при такой высокой ледовитости. Большая часть этой взвеси выносится, но все же ее оказывается достаточно много, чтобы задерживаться на отдельных участках шельфа.

Условия, благоприятные для аккумуляции тонкого взвешенного материала путем его гравитационного осаждения (нефелоседиментации), складываются на локальных переуглубленных (с глубинами свыше 100) участках открытых океанских шельфов. Такие участки особенно характерны для тех шельфов сравнительно высоких широт, которые были покрыты льдом во время последнего оледенения (гляциальные шельфы) и на которых еще имеются отдельные блоки, особо погруженные под давлением льда и пока гляциоизостатически некомпенсированные. Подобная ситуация, когда аккумулятивные, покрытые илами участки дна (седиментационные ловушки) на глубинах свыше 100 м сочетаются с участками грядового, "течениевого" рельефа на более мелководном шельфе, отражена на карте Н. J. Knebel [76]. Здесь выделяется и ловушка тонкого глинистого материала другого типа: участок древней долины реки Гудзон, заполненной илами. Зоны аккумуляции позднеголоценового тонкодисперсного, главным образом терригенного, глинистого материала в сходных с описанными впадинах и желобах распространены на арктических шельфах, например баренцевоморском, где к ним относятся некоторые участки Кольского желоба. Такой же ловушкой, но только не связанной с гляциальным шельфом, является центральная впадина материковой отмели Чукотского моря, заполненная, по данным

Ю.А. Павлидиса, А.С. Ионина и др. (1981, 1982), мощной (7-10 м) толщей алевроитовых и алевроитово-глинистых илов голоценового возраста, поступающих из Берингова моря через Берингов пролив.

Аккумуляция произведенного в пределах самой материковой окраины осадочного материала (а на принесенного с суши) сосредоточивается прежде всего в низкоширотных зонах, так как таким материалом на открытых океанских шельфах являются почти исключительно биогенные образования (как бентос, так и планктон). Один из наиболее ярких примеров представляют собой шельфы зон регионального апвеллинга, приуроченных к окраинам аридной зоны Южного полушария. Речь идет об известных районах распространения биогенных кремнистых диатомовых илов, являющихся классическим примером нефеловидных осадков, накапливающихся в результате гравитационного осаждения взвеси (скелетов диатомовых) малой плотности (нефелоседиментации). В парагенезисе с этими осадками формируются и не характерные для современных океанских шельфов хемогенно-диагенетические, образующиеся при взаимодействии верхнего слоя осадка с наддонной водой, представленные в основном фосфатными минералами (Батулин П.И, 1978), а также глауконитом и шамозитом. Одним из наиболее изученных таких районов является материковая отмель Юго-Западной Африки, осадки которой детально описаны в работах Ю.М. Сенина (1975) и Е.М. Емельянова [11], обобщивших как собственные, так и многочисленные литературные данные. Эти материалы показывают, что в данном районе к югу от устья реки Кунене как в краевой, так и внутренней зоне шельфа широко распространены упомянутые выше осадки. Накопление этих осадков связано здесь с особенно интенсивным подъемом глубинных вод вдоль континентального склона, резким увеличением биологической продуктивности (прежде всего диатомовых водорослей) и аккумуляции в соответствии с этим кремнистых отложений, богатых органическим веществом. С преобразованием этого вещества и взаимодействием его с минеральной частью осадка связано формирование фосфатных и железистых отложений.

Важной особенностью распространения таких осадков на шельфе Юго-Западной Африки является его неравномерный характер. Прежде всего выделяются сравнительно небольшие по площади, довольно резко ограниченные один-два участка дна, покрытые собственно кремнистыми осадками, т.е. такими, в которых содержание аморфного кремнезема достигает 50%.

В этих местах и мощность слоя диатомовых, собственно голоценовых илов достигает 1,5 м и даже более [11,3]. На прилегающих участках дна содержание кремнезема и других био- и хемотропных компонентов осадка резко падает. Они по существу присутствуют лишь как примесь к более грубому песчаному терригенному материалу, который покрывает большую часть шельфа Юго-Западной Африки. Есть основания полагать, что эти терригенные пески являются реликтовыми или реликтово-переотложенными (палимпсестовыми) образованиями плейстоценового возраста. Об этом свидетельствуют, в частности, тот факт, что там, где имеется четко выраженная толща голоценовых диатомовых илов, хорошо видно, как они с размывом залегают на резко отличных по составу терригенных песках [11]. При этом поверхность размыва маркируется концентрацией доголоценовых и даже дочетвертичных конкреций фосфоритов [3]. В принципе сходными по опубликованным данным [8,13] оказываются соотношения между апвеллинговыми и неапвеллинговыми осадками на Перуанско-чилийском шельфе.

Отложениями, способ накопления которых целиком определяется жизнедеятельностью организмов, являются скопления непемещенных динамическими процессами скелетных осадков бентоса. Для открытых океанских шельфов низких приэкваториальных широт особенно характерны широко развитые в краевой зоне шельфа рифовые образования, представляющие собой кораллово-водорослевые скопления коркового покровного типа, являющиеся изначально "сцементированными" и неподдающимися переотложению. Такие образования, как теперь выясняется, развиты довольно широко в зоне низких широт, где океанологические характеристики океанских вод (прежде всего температура) стимулируют такое развитие известковых водорослей (кораллины, литотамнии), которое достаточно для того, чтобы они стали основным осадкообразующим компонентом. Для средней зоны низкоширотных океанских шельфов более характерна биоаккумуляция раковинных отложений, представленных ракушечными (Северо-Западная Африка) или ракушечно-фораминиферовыми (Флорида) банками. На океанских шельфах материков, однако, все эти биоседиментационные образования не формируют мощных тел, подобных штормовым песчаным грядам. Для всех них характерна покровная (в разрезе, следовательно, пластовая) форма залегания. Как уже указано выше, для современных материковых отмелей мощные рифовые тела не характерны и Большой Барьерный риф Австралии, по

мнению авторов, является скорее исключением, а не правилом.

Принципиально сходен с океанским аккумулятивный процесс на шельфе окраинных морей, например, на шельфах окраинных морей Юго-Восточной Азии, как это было показано в свое время К. Эмери.

Убедительным подтверждением этому являются данные по детальному картированию шельфа залива Петра Великого в Японском море, проведенному советскими исследователями в последние годы. Карта, составленная Ю.Д. Марковым [27], показывает, что вся внешняя часть шельфа здесь покрыта песками палимпсестового и реже собственно реликтового характера, а прилегающая к прибрежной волновой зоне его часть, особенно в открытых, вдающихся в сушу заливах – алевроито-во-глинистыми "неотерригенными" илами – продуктом выноса многочисленных и интенсивно "работающих" в данном регионе рек. Обращает на себя внимание также и то, что здесь по краю шельфа, как и на открытых океанских материковых отмелях, выделяется полоса реликтовых крупнозернистых песков. Отсюда видно, что для такого сравнительно низкоширотного шельфа, как Япономорский, характерна та же схема распределения разных по способу накопления отложений, что и на тропических шельфах. Для более высокоширотного обширного берингоморского шельфа, как указывалось, имеют место все черты сходства с открытыми океанскими шельфами средних широт, т.е. господство реликтовых и палимпсестовых песков и особенно типичный грядовый "течениевый" аккумулятивный рельеф.

Таким образом, на открытых океанских шельфах, а также в основном на шельфах окраинных морей распределение различных по способу их накопления (перехода в осадок) отложений определяется соотношением между массой поступившего с суши и произведенного на месте осадочного материала с одной стороны, и суммарной гидродинамической активностью надшельфовых вод – с другой. На большей части океанских шельфов это соотношение складывается не в пользу аккумуляции вновь принесенных и произведенных на месте осадков. Результатом этого и является подавляющее распространение на этих шельфах реликтовых и палимпсестовых песков самого разного состава, формирующих грядовый аккумулятивный рельеф. Сплошное распространение этих осадков и форм рельефа отмечено на океанских шельфах средних широт. Именно в этих зонах расположены наиболее обширные платформенные шельфы, составляющие подавляющую часть площади материко-

вой отмели мира. Такая особенность океанских шельфов связана с тем, что именно над этими шельфами штормовых средних широт суммарная гидродинамическая активность надшельфовых вод оказывается максимальной. Основную роль при этом, по-видимому, играет мощное и часто повторяющееся длиннопериодное штормовое океанское волнение, достигающее в указанной полосе высот 15–25 м. Важное значение для повышения суммарной гидродинамической активности надшельфовых вод имеет широкое распространение в данной зоне океана особо длиннопериодных (до 200 м) волн зыби, захватывающих всю толщу вод. Действие штормовых волн создает мощный однонаправленный (по направлению господствующего волнения) перенос водной массы – штормовое течение, формирующее реликтовые и палимпсестовые отложения, а также слагаемые ими песчаные гряды. Важно отметить, что в этих же районах штормовые течения обычно сочетаются с интенсивными приливно-отливными, приобретающими ведущую роль по мере приближения к берегу.

Там, где баланс между массой поступающей на шельф взвеси суммарной гидродинамической активностью надшельфовых вод складывается в пользу аккумуляции осадков, создаются условия для накопления тонкодисперсных отложений прежде всего путем "спокойного" гравитационного осаждения взвеси, эфелоседиментации, о которой говорилось выше. Такие условия создаются на океанских шельфах тропической зоны, где одновременно с выносом огромных масс терригенного глинистого материала резко уменьшается суммарная гидродинамическая активность надшельфовых вод, в первую очередь штормовая (максимальные высоты волн, повторяемость штормов). Это обеспечивает формирование в средней части таких шельфов мощных тел глинистых илов, о которых говорилось выше. Однако характерной чертой океанских тропических шельфов является то, что краевая зона их все равно оказывается областью распространения реликтовых либо биоседиментационных (бентосных) отложений. Так же как в тропиках, понижение суммарной гидродинамической активности вод (но уже в силу ледовитости) стимулирует аккумуляцию глинистых илов и на приполярных шельфах, этот же фактор определяет накопление таких осадков в переуглублениях гляциальных и других шельфов.

Таким образом, если литодинамические процессы на океанских шельфах определяют способ и форму аккумуляции большинства отложений, то широтная зональность этих процессов су-

Структурные зоны	ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ		МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДУЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ	
Широтные зоны	ВЫСОКИЕ (приполярные) ШИРОТЫ	СРЕДНИЕ ШИРОТЫ 60-70°	НИЗКИЕ (приэкваториальные) ШИРОТЫ	СРЕДНИЕ ШИРОТЫ 20-30°
Типы платформ и складчатых форм рельефа	ИЛЫ аккумулятивных равнин	пальмистовые ПЕСКИ аккумулятивных равнин	ИЛЫ аккумулятивных равнин	пальмистовые ПЕСКИ аккумулятивно-денудационных равнин
	рельефные платформы и аккумулятивные равнины на остаточном субэриальном рельефе	ПЕСКИ маломощных покровов аккумулятивно-денудационных равнин на остаточном субэриальном рельефе	рельефные платформы и аккумулятивные равнины на остаточном субэриальном рельефе	рельефные платформы и аккумулятивные равнины на остаточном субэриальном рельефе
Типы составов	терригенных релюктовых и пальмистовых песков	АРКОЗЫ СУБАРКОЗЫ	ОЛИГОМИКТОВЫЕ кварц-карбонатные	ГРАУВАККИ СУБГРАУВАККИ
	глинистой частью шлоб	Гидрослюда, хлорит, каолинит, смектит	Гидрослюда, каолинит, смектит	Гидрослюда, смектит, хлорит
Типы биогенно-биотических отложений и слаженных шмц аккумулятивных форм	РАКУШЕЧНИКИ Шельфовых банок		РАКУШЕЧНИКИ Шельфовых банок	
	КОРАЛЛОВО-ВОДОРОСЛЕВЫЕ рифовые образования		КОРАЛЛОВО-ВОДОРОСЛЕВЫЕ рифовые образования	

Рис. 7. Типы новейших отложений и аккумулятивных форм рельефа океанских шельфов в разных структурных и широтных зонах

шественно влияет на пространственное распределение многих типов таких отложений (рис. 7). Основная же роль климата и геологического строения прилегающей суши, а также океанологических параметров омывающих шельф вод как ведущих агентов аккумулятивного процесса остается в определении вещественного состава осадков. Действительно, еще в 1976 г. R. Hauss на основе количественных подсчетов было показано, что распространение осадков разного вещественного и гранулометрического состава подчиняется четкой широтной зональности, связанной с такой же зональностью атмосферной циркуляции между экватором и полюсами.

Современные материалы по шельфам внутренних морей, под которыми в данной работе имеются в виду связанные с океаном моря бассейна Атлантики (Средиземное, Черное, Белое и Балтийское), позволяют прийти к выводу, что вся их поверхность до самого края покрыта сплошным слоем голоценовых осадков. При этом одной из основных особенностей, характерных вообще для внутренних морей, является то, что они сформированы на переотложенном реликтовом, а либо вновь привнесенным с суши терригенным глинистым, либо возникшим в самом бассейне биогенным бентосным, реже хемогенным материалом.

Одним из наиболее изученных сейчас таких шельфов является материковая отмель Черного моря, особенно ее северная и западная части, а также Азовское море (рис. 8).

На составленной авторами карте осадков этого шельфа прежде всего выделяются по составу отложений три крупные зоны. Первая из них, наиболее обширная, охватывает большую часть широкого платформенного северо-западного шельфа Черного моря. Это обширное поле практически сплошного распространения различных ракушечников прослеживается до меридиана города Николаева. В пределах этого поля выделяются лишь небольшие, прилегающие к прибрежной зоне участки развития терригенных отложений. На севере в Одесском заливе и к югу от него вытянутая меридионально область распространения алевритово-глинистых раковинных и слабораковинных илов связана с довольно глубоким желобом, являющимся продолжением Днепровско-Бугского лимана и действующим как ловушка для тонкодисперсного взвешенного материала. Другая полоса алевритово-глинистых илов окаймляет дельту Дуная, являясь собственно его авандельтой. Обращает на себя внимание узость этой полосы (всего несколько километров), указывающая на то, что основная часть выноса из активного Вилковско-

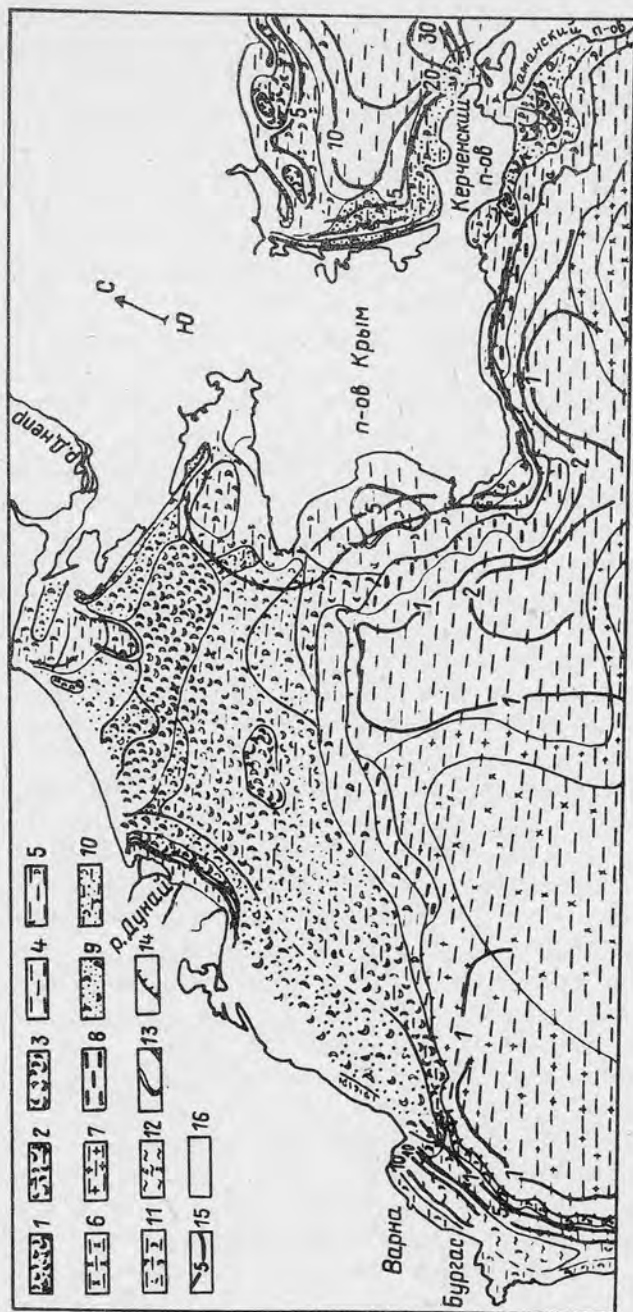


Рис. 8. Схема распространения литогенетических типов осадков на дне северного и западного секторов Черного моря. Биоседиментационные (бентосные голоценовые) отложения: 1 - ракушечники ($\text{CaCO}_3 > 80\%$); 2 - ракушечники илистые ($\text{CaCO}_3 > 70\%$); 3 - ракушечники песчанистые ($\text{CaCO}_3 > 70\%$). Нефелойдные отложения (нефелойды) голоценового возраста: 4 - илы алевритово-глинистые ($\text{CaCO}_3 < 20\%$); 5 - илы алевритово-глинистые слабораковинные ($\text{CaCO}_3 < 30\%$); 6 - илы глинисто-коколлитовые ($\text{CaCO}_3 > 50\%$); 7 - илы коколлитово-глинистые ($\text{CaCO}_3 30-50\%$); 8 - илы коколлитово-глинистые ($\text{CaCO}_3 50-30\%$). Нефелойды плейстоценового возраста: 9 - илы глинистые, сильно уплотненные (новоэвксинские). Амфорные (смешанного генезиса) отложения: 10 - волновые + биоседиментационные (с ракушей) пески с примесью реликтового раковинного материала ($\text{CaCO}_3 > 30\%$); 11 - нефелойдно-биоседиментационные алевритово-глинистые раковинные илы ($\text{CaCO}_3 > 30\%$); 12 - контуриты (волнисто-слоистые алевритово-глинистые илы и алевриты с раковинами) шельфа Болгарии; 13 - каламиское поле конкреций; 14 - край шельфа; 15 - изопакхиты голоценовых (надновоэвксинских) отложений (м); 16 - суша

го рукава относится течением и волнением на юг. Язык раковинных песков, выделяющийся в северной части Одесско-Дунайского сектора данного шельфа, представляет собой, по-видимому, прибрежные отложения, слагавшие береговые аккумулятивные формы среднеголоценового (келамитского) возраста, ныне затопленные трансгрессировавшим морем.

Следует особо отметить, что на краю северо-западного шельфа Черного моря отчетливо выделяется полоса терригенных глинистых слабораковинных илов, довольно резко отграниченная от залегающих севернее и на меньших глубинах ракушечников. В центральной части этого шельфа язык таких отложений довольно далеко вдается с запада в поле биогенно-карбонатных раковинных осадков. По-видимому, в этом проявляется привнос терригенного материала во взвеси при господствующей здесь антициклонической циркуляции водных масс с запада, от активно абрадируемых глинистых берегов Западного Крыма.

Как указывалось выше, примерно по меридиану города Николаева проходит восточная граница распространения биогенно-раковинных осадков. Восточнее они очень резко сменяются терригенными глинистыми отложениями различного состава, окаймляющими по-

бережье Западного Крыма. Областью распространения здесь наиболее терригенных и (слабокарбонатных) илов является Каламитский залив. В этом заливе находится и область распространения слабозелезистых глинистых илов, и здесь же образуются железистые конкреции, представляющие собой корки обрастания на раковине медиолусов.

Сплошной полосой без заметных изменений состава терригенные глинистые слабораковинные илы по существу так же, как в Каламитском заливе (только менее железистые), покрывают весь шельф Южного Крыма. Лишь местами, как, например, в западной части этого шельфа, имеются небольшие поля распространения более карбонатных раковинных илов. Для шельфа Южного Крыма очень характерно, что илы залегают здесь часто непосредственно вблизи берега и лишь на глубинах 20–30 м резко сменяются более грубозернистыми осадками волнового поля. Лишь на крутых свалах глубин у мысов Аю-Даг, Никита и некоторых других песчано-гравийные и даже галечные осадки сползают на глубины до 50 м.

Осадки шельфа Керченского и Таманского полуостровов отличаются значительной пестротой и частой сменой своего состава на сравнительно коротком расстоянии. Здесь распространены практически все литологические типы осадков, выделенные на северном шельфе Черного моря. Их распределение по площади строго закономерно. Так, например, поля распространения ракушечников приурочены к выступам доголоценового рельефа, тем грядам, которые представляют собой отражение в рельефе продолжающихся на шельфе складчатых структур суши. Участки дна, покрытые алевритово-глинистыми и глинистыми раковинными илами, представляют собой синклинальные зоны, разделяющие цепочки поднятий, выраженные в рельефе дна в виде гряд.

Как видно на рис. 8, на западный шельф Черного моря (шельф Болгарии), по данным В.М. Сорокина, П.С. Димитрова и В.Л. Лукши [36], с севера протягивается обширное поле ракушечников и раковинных песков, которое, однако, быстро сменяется сплошным покровом терригенных илов с ракушей, образующих полосу по краю шельфа (алеовитово-глинистые раковинные илы) и зону, прижатую к берегу (сильно алевритистые алевритово-глинистые слабораковинные илы). Последние местами вплотную подходят к берегу до глубин 20 м и менее, где резко сменяются волновыми прибрежной зоны.

В распределении мощностей голоценовых осадков на север-

ном шельфе Черного моря (рис. 8) наблюдается та же зональность, что и отмеченная для распределения основных литогенетических типов осадков. Здесь прежде всего можно выделить западную часть данного шельфа как область преобладания малых мощностей, где они занимают наибольшие площади дна. Районом, где голоценовые отложения имеют по большей части значительные, а во многих случаях максимальные мощности, является шельф Западного и Южного Крыма. Значительной изменчивостью мощностей голоцена отличаются шельфы Керченского и Таманского полуостровов, где тесно соседствуют сравнительно небольшие участки минимальных (20 см и менее) и поля достаточно больших мощностей.

Распределение мощностей голоцена внутри выделенных выше зон различно и определяется их структурой и рельефом доголоценовой поверхности. Так, на западном шельфе выделяются достаточно крупные области, отличающиеся характером распределения мощностей. В районе, прилегающем к одесско-дунайскому побережью, отмечается при этом большая изменчивость, обусловленная чередованием крупных субмеридионального простирания полос с малыми и относительно большими мощностями. Центральная часть северо-западного шельфа Черного моря, наоборот, выступает как область сплошного распространения малых мощностей, нарушаемая лишь небольшой широтно-вытянутой зоной несколько более мощных осадков голоцена.

На шельфе Западного и Южного Крыма характер распределения мощностей голоценовых осадков совершенно иной, прежде всего гораздо более равномерный. Везде здесь наблюдается постепенное уменьшение мощностей от максимальных в средней и прибрежной частях шельфа до минимальных у его края. Максимальная мощность голоцена в средней части крымского шельфа, если проинтерполировать описанные выше разрезы, может, по-видимому, достигать 8-9, в некоторых случаях 10 м и более. У самого же края шельфа она уменьшается, как правило, до 50 и значительно реже до 20 см.

Такая схема распределения мощностей современных осадков на шельфе связана с дифференциацией осадочного материала, перемещающегося над шельфом преимущественно во взвеси. При этом большая часть алевритового и крупнопелитового материала осаждается сразу за пределами зоны берегового волнового поля, увлекая за собой путем агрегирования часть более мелких частиц микронной размерности. К краю шельфа доходит главным образом взвесь мелкопелитовой и субколлоидной размерности, которая выносится даже в море, осаждаясь

на континентальном подножии и разносясь по всему бассейну.

На керченско-таманском шельфе Черного моря наблюдаются вытянутые в юго-западно-северо-восточном направлении чередующиеся зоны малых и больших мощностей голоценовых осадков. Такое распределение контролируется здесь системой выраженных в рельефе в виде гряд цепочек поднятий, тянущихся с Керченского и Таманского полуостровов на шельф.

Дно Азовского моря также покрыто сплошным покровом голоценовых осадков, мощность которых варьирует от почти 30 м в Прикерченском регионе центрального бассейна до 1 м и менее на отдельных участках его периферии.

Покров голоценовых илов на болгарском шельфе имеет мощность, закономерно уменьшающуюся от нескольких десятков сантиметров на его краю до 10-12 м в средней зоне. При этом мощность возрастает сначала постепенно, а потом, ближе к берегу, сразу резко увеличивается, так что здесь толща алевроитово-глинистых илов образует настоящий вал, об отложениях которого будет сказано несколько ниже.

Таким образом, одной из главных особенностей распределения голоценовых осадков на шельфе Черного моря является то, что большая его часть покрыта нефелоидными илами, накопившимися путем гравитационного оседания принесенной с суши взвеси, а другая часть занята бентосными отложениями ракушечных банок, т.е. непереотложенным или оставшимся от размыва субстрата отложениями. Особенно примечательно, что такими осадками покрыта и почти вся краевая зона шельфа, которую некоторые исследователи [14] выделяют как самостоятельную. Выходы доголоценовых пород имеются лишь в двух-трех точках на керченско-таманском шельфе, а также на шельфе Болгарии, где по данным болгарских исследователей обнаружены выходы отложений чаудинского и нижнеплейстоценового возраста [10]. Однако такие примеры по существу единичны и не изменяют общей картины. Есть основания полагать, что такое положение характерно для большинства районов шельфа Черного моря. В частности, шельф Кавказа также в общем покрыт практически сплошным плащом в целом терригенно-глинистых (с разной степенью карбонатности) осадков, таких же, как на шельфе Южного Крыма [2].

Отмеченная выше особенность является общей для шельфов всех внутренних морей, что подтверждается данными о строении шельфа Средиземного моря. Изучение колонок позднечетвертичных осадков, залегающих на краю шельфа некоторых районов центрального Средиземноморья, выявило значительное

сходство с соответствующими разрезами отложений Черного моря [45,50]. Это сходство проявляется прежде всего в том, что, по-видимому, внешняя часть и край шельфа многих районов Средиземного моря покрыты часто довольно мощной толщей голоценовых осадков, представленных во многих случаях слабосжимаемыми глинистыми илами, вскрытыми в основном на материковой отмели Ионического, Тирренского и Лигурийского морей, т.е. вдоль континентальной окраины Южной Европы.

По составу, строению и происхождению позднечетвертичные толщи этих районов очень напоминают отложения краевой зоны шельфов таких же молодых складчатых сооружений Южного Крыма и Кавказа, т.е. являются вновь принесенными с суши в основном в виде взвеси, неотерригенными осадками, а не сформировавшимися путем перемыва и переотложения местных доголоценовых пород. Судя по имеющимся данным, внешняя часть шельфа Северной Африки в целом тоже покрыта плащом голоценовых осадков. Эти отложения были обнаружены на краю шельфа залива Сидра. Они в основном распространены на шельфе Алжира (рис. 9), где, как и на шельфе залива Сидра, значительную роль играют биогенно-карбонатные осадки, в чем обнаруживается сходство с северо-западным шельфом Черного моря. Однако такие отложения северного шельфа Африки отличаются более разнообразным генетическим составом карбонатов. В большинстве случаев эти осадки сложены остатками нынеживущих на алжирском шельфе организмов. Как видно на рис. 9, даже на таком шельфе много участков, покрытых хотя и маломощным, но все же заметным слоем песчано-илистых терригенных осадков голоценового возраста.

Имеющиеся данные о строении, составе и мощностях голоценовых отложений на шельфе Средиземного моря, например на шельфах Южной Европы и Алжира, также указывают на большое сходство с материковой отмелью сходных районов молодых складчатых сооружений Крыма и Кавказа. Разрезы, полученные с помощью сейсмического профилирования, например на шельфе французской провинции Лангедок и на шельфе Алжира, показывают, что мощность терригенных нефеловидных илов голоцена от примерно 1 м на краю шельфа резко возрастает к его середине (как это мы видели на шельфах Крыма и Болгарии в Черном море) до величины порядка 20 м.

Кроме описанных выше наиболее крупных, связанных с океаном так называемых котловинных морей, в бассейне Атлантики имеются и более мелкие, целиком шельфовые водоемы.

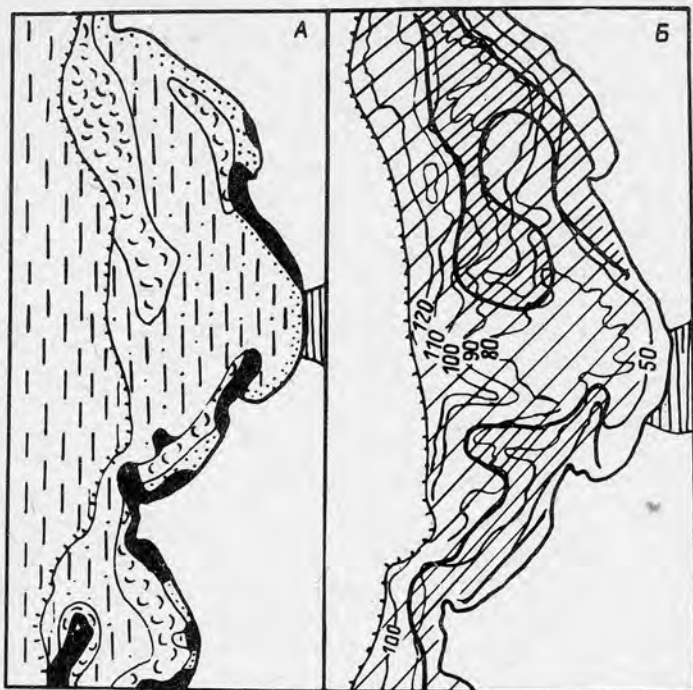


Рис. 9. Основные типы осадков (А) и рельеф одного из участков шельфа Алжира (Б) 1 - алевро-глинистые илы континентального склона; 2 - биоседиментационные (кораллово-водорослево-ракушечные) отложения; 3 - край шельфа; 4 - песчано-алевритово-глинистые илы внешнего шельфа; 5 - выходы скальных пород; 6 - изобаты (м); 7 - равнина морской аккумуляции; 8 - аккумулятивно-денудационная равнина

Это Балтийское и Белое моря. Рассматривая голоценовое осадконакопление Балтийского и внутренней части Белого морей в целом [6,31], можно прежде всего прийти к выводу о том, что в течение всего этого периода дно указанных шельфовых морей было областью по преимуществу накопления осадков, а не их перемыва и перестроения. Особенно ярко это проявляется во внутренней части Белого моря, кото-

рое по существу можно рассматривать как одну огромную внутрешельфовую котловину. Вне пределов прибрежной волновой зоны (т.е. с глубин порядка 20 м) дно этой котловины покрыто толщей терригенных глинистых илов голоценового возраста с небольшой примесью ледового обломочного материала. Хотя собственно морской позднеголоценовый горизонт имеет сравнительно небольшую мощность (первые десятки сантиметров), вся толща илов может достигать нескольких метров за счет нижней ее части, формировавшейся во время последней трансгрессии океана при заполнении данного бассейна и прежде всего в подледную его стадию. Сплошной покров этой толщи прерывается лишь местами, на дне Кандалакшского залива, где имеются отдельные выступы дна, поднимающиеся выше волновой базы. В условиях такого высокоширотного бассейна, как Белое море, они оказываются покрытыми реликтовым обломочным материалом, а не бентосными отложениями, как в более низкоширотных морях (Черном, Средиземном).

В Балтийском море в связи со сложностью и резкой расчлененностью, а во многих местах мелководностью рельефа дна залегающий на нем покров морских голоценовых отложений не является сплошным. Однако все же большая часть дна, практически все его пониженные участки, покрыта морскими голоценовыми осадками, среди которых в общем преобладают различные глинистые илы. Часть площади дна наряду с этим покрыта грубозернистыми песчаными, явно реликтовыми по генезису осадками, связанными с выходами ледниковых отложений плейстоцена. Тот факт, что некоторые участки дна Балтийского моря являлись в голоцене (в противоположность шельфам Черного и Средиземного морей) областями "неотложения" нового осадочного материала, связан (так же как в Белом море) не только с рельефом, но и с климатическими особенностями седиментогенеза. Дело в том, что этот бассейн находится в той широтной зоне, где бентос уже не является осадкообразующим компонентом. В связи с этим участок дна, лишенный по тем или иным причинам достаточного питания терригенным материалом, не становится зоной распространения биогенных, прежде всего карбонатных, отложений, как в бассейнах с более высокими средними температурами надшельфовых вод.

Несмотря на отмеченное выше подавляющее распространение на шельфах связанных с океаном внутренних морей нефелогенных илов и бентосных осадков, в отдельных местах создаются условия для действия активных гидрогенных литодинамических

ких процессов. Как правило, это в общем: строго локальные участки, не имеющие регионального характера, на которых, однако, возникают отложения и формы рельефа, характерные для высокоэнергетических океанских шельфов. Одним из таких участков является, например, часть шельфа Средиземного моря, примыкающая к дельте Нила между рукавом Дамietta и началом Суэцкого канала [56]. Здесь действует ветвь постоянного течения, в пределах которой скорость возрастает при обходе выступа берега и становится достаточной, чтобы размывать дно, сложенное аллювиальными песками Нила, и перемещать песчаный материал с образованием типичных течениевых гряд, сложенных палимпсестовыми песками. Эти пески и сложенные ими гряды распространены строго в зоне действия течения и со всех сторон окружены полями развития фораминиферо-глинистых и раковинных илов, а на краю шельфа граничат с зоной кораллово-водорослевых корок.

Иные, но тоже связанные с действием постоянного течения отложения формируются на черноморском шельфе Болгарии. Здесь, как известно, происходит заметное изменение режима циркуляционного течения западной части Черного моря, происходящее над болгарским шельфом с севера на юг. Это течение прежде всего сначала подхватывает практически весь выносимый в море Дунаем взвешенный материал и несет его в сторону болгарского шельфа. Скорости этого течения в районе мыса Калиакра и особенно севернее его достаточно велики, чтобы проносить этот алевроитово-глинистый материал южнее, почти не давая ему откладываться здесь, но и не размывая дно. Резкий изгиб берега южнее мыса Калиакра (рис. 8) снижает наносодвижущую способность данного течения, и в полосе между указанным мысом и мысом Эмине происходит накопление огромного количества пелитового, а также мелко- и в меньшей степени крупноалевритового материала. То же самое происходит и к югу от мыса Эмине, также заметно выступающего в море. В результате в голоценовое время после формирования шельфа Болгарии на нем образовался целиком аккумулятивный вал (рис. 8) с мощностью голоценовых осадков до 12 м. Со стороны внешней части данного шельфа вал ограничен полосой распространения обычных для края черноморского шельфа глинистых илов мощностью в десятки сантиметров или около 1 м [36]. По способу перемещения и особенно накопления слагающего вал материала эти отложения по существу аналогичны образованным контурными течениями на континентальных подножиях океанов контуристам гигантских аккумулятивных форм [19].

В соответствии с этим "контуриты" шельфа Болгарии обла- дают и типичными литологическими характеристиками, такими, как высокое содержание алеврита и специфическая волнисто- слоистая текстура.

Главной особенностью осадконакопления на шельфах внут- ренних морей является господство процессов гравитационного осаждения взвеси малой плотности, прежде всего терригенного (но также и планктоногенного) происхождения, с образованием разнообразных по составу (в зависимости от климата, геологии и рельефа прилегающей суши) алевритово-глинистых илов. Основная причина этого в характере суммарной гидродинами- ческой активности надшельфовых вод и прежде всего волне- ния. Во внутренних морях это короткопериодное, чисто ветро- вое волнение. Волновая база, т.е. глубина воздействия волн на дно в таких бассейнах, резко ограничена прибрежной зоной. На Черном море, где периоды штормовых волн по данным ло- щий не превышают 6-7 с, а высота-самых первых метров, она практически ограничена глубиной 30 м для открытых шельфов, а, например, на Азовском составляет всего 2-3 м. В резуль- тате этого внешний шельф внутренних морей, как правило, является областью, полностью находящейся за пределами како- го-либо волнового воздействия. Относительно слабы во внут- ренних морях, таких, как Каспийское, Черное, Средиземное и даже Белое (в его внутренней части), циркуляционные и при- ливные течения. Это также обуславливает слабую динамику водных масс над внешним шельфом внутренних морей. В ре- зультате по условиям гидродинамического режима шельфы этих бассейнов, за некоторыми исключениями, представляют собой области, принципиально перспективные для накопления, а не переотложения осадков.

На втором месте по значению для осадконакопления на шельфах внутренних морей стоит процесс биоседиментации, приводящий к формированию бентосных карбонатных отложений, среди которых во внутренних морях основную роль играют ра- ковинные (ракушечные и фораминиферовые) отложения различ- ных банок, многие из которых приурочены не к краю, а к средней и даже прибрежной частям шельфа. Что касается хемогенного процесса, то следует заметить, что он в совре- менных условиях (да и в течение всего голоцена и большей части плейстоцена) распространен на открытых шельфах сугу- бо ограничено. Наибольшую роль в нем играют процессы це- ментации различных биогенно-карбонатных образований, а также формирование оолитов (рис. 10).

Структурные зоны	ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ		МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ	
	ВЫСОКИЕ (приполярные) ШИРОТЫ	СРЕДНИЕ ШИРОТЫ 20-30°	НИЗКИЕ (приэкваториальные) ШИРОТЫ	СРЕДНИЕ ШИРОТЫ 60-70°
Широтные зоны	60-70° ШИРОТЫ	20-30° ШИРОТЫ	НИЗКИЕ (приэкваториальные) ШИРОТЫ	60-70° ШИРОТЫ
Типы отложения и складчатых форм аккумулятивных форм рельефа	И Л Ы	И Л Ы	И Л Ы	И Л Ы
	морских аккумулятивных	аккумулятивных	равнин	равнин
Нил состав-терригенной частица, галцистый песок	• реликтовые и бассейментационные			
	• П Е С К И реликтовые П Е С К И аккумулятивно-денудационных равнин аккумулятивно-денудационных равнин			
Bezzestven-глинистый частица шлоб	А Р К О З Ы	ОЛИГОМИКТОВЫЕ кварц-карбонатные	Г Р А У В А К К И	Г Р А У В А К К И
	С У Б А Р К О З Ы	гидрослюда, каолинит, смектит	гидрослюда, каолинит, смектит	гидрослюда, смектит, хлорит
Типы биогенно-бентосных отложений и сложенных ими аккумулятивных форм рельефа	• Р А К У Ш Е Ч Н И К И			
	• щельфовых банок			
		КОРАЛЛОВО-ВОДОРОСЛЕВЫЕ рифовые образования		

Рис. 10. Типы новейших отложений и аккумулятивных форм рельефа внутренних шельфов в разных структурных и широтных зонах.

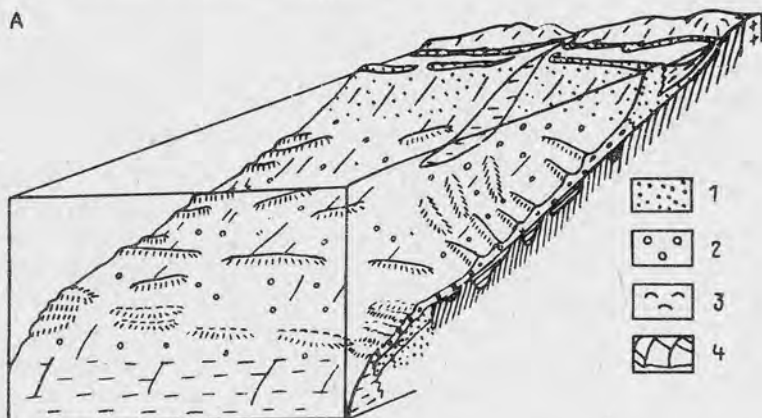
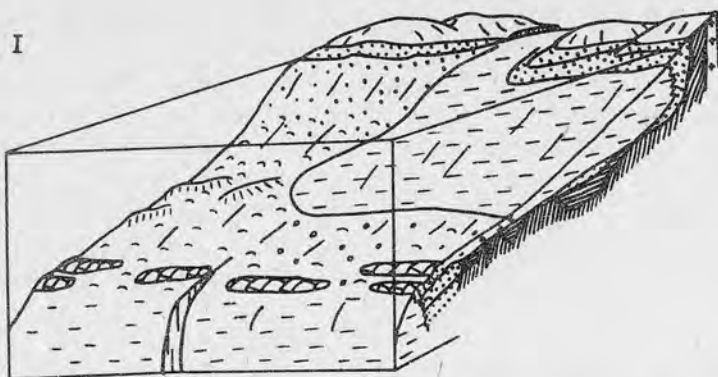
Анализ имеющегося материала выявляет существенные различия основных особенностей осадконакопления на шельфах океанов и внутриконтинентальных морей. Главным из этих отличий является то, что в процессе позднечетвертичной трансгрессии большая часть океанских шельфов представляла собой область не накопления, а переотложения осадочного материала, в то время как материковая отмель внутренних морей была преимущественно зоной накопления вновь принесенных терригенных или вновь образованных на самом шельфе биогенных отложений.

Основная причина этого отличия состоит в громадной разнице размеров внутреннего моря и океана. Этот фактор решающим образом влияет на степень гидродинамической активности всего бассейна в целом, что отражается на самых общих и главных чертах седиментогенеза (рис. 11). Распространение того или иного (реликтового или нереликтового) типа осадков на шельфе определяется соотношением, балансом между суммарной гидродинамической активностью водных масс над ним и объемами (и составом) поступающего осадочного материала. На океанских шельфах средних широт этот баланс складывается в пользу гидродинамики, так как большая часть поступающего материала удаляется. Шельфы приэкваториальных широт, особенно тропической зоны — области, где баланс часто складывается в пользу поступающего в зону седиментации материала, в результате чего значительная его часть накапливается, в чем проявляется влияние широтной зональности на характер литодинамики материковых отмелей. Во внутренних морях почти повсеместно баланс между поступлением осадочного материала и суммарной гидродинамической активностью надшельфовых вод, как правило, складывается в пользу аккумуляции, а не переотложения осадков. Таким образом, геология и климат определяют первичный генезис и вещественный состав осадочного материала, литодинамика — способ и форму его накопления на шельфе.

Глава 4. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ И ПОДНОЖИИ

1. Динамика среды осадконакопления континентального склона и подножия

По сравнению с шельфом процессы перемещения и переотложения осадочного материала на континентальном склоне и под-



Б

ножи резко меняются и становятся значительно менее активными. Если на шельфе благодаря сильному волновому воздействию и различного рода быстрым течениям происходит весьма энергичное движение донных и взвешенных наносов, то на склоне и подножии вследствие увеличения глубин эти динамические факторы сменяются гравитационными процессами перемещения осадочного материала, которые действуют значительно медленнее. Следует отметить, что в рассматриваемой зоне существуют и обычные течения, среди которых особо следует отметить контурные, роль которых в транспортировке мелких наносов достаточно велика.

Гравитационные процессы на континентальном склоне и подножии коренным образом отличаются от субаэральных и могут быть подразделены на 3 главных типа: 1) оползание и обвалование; 2) течение вещества в виде вязких и дисперсионных

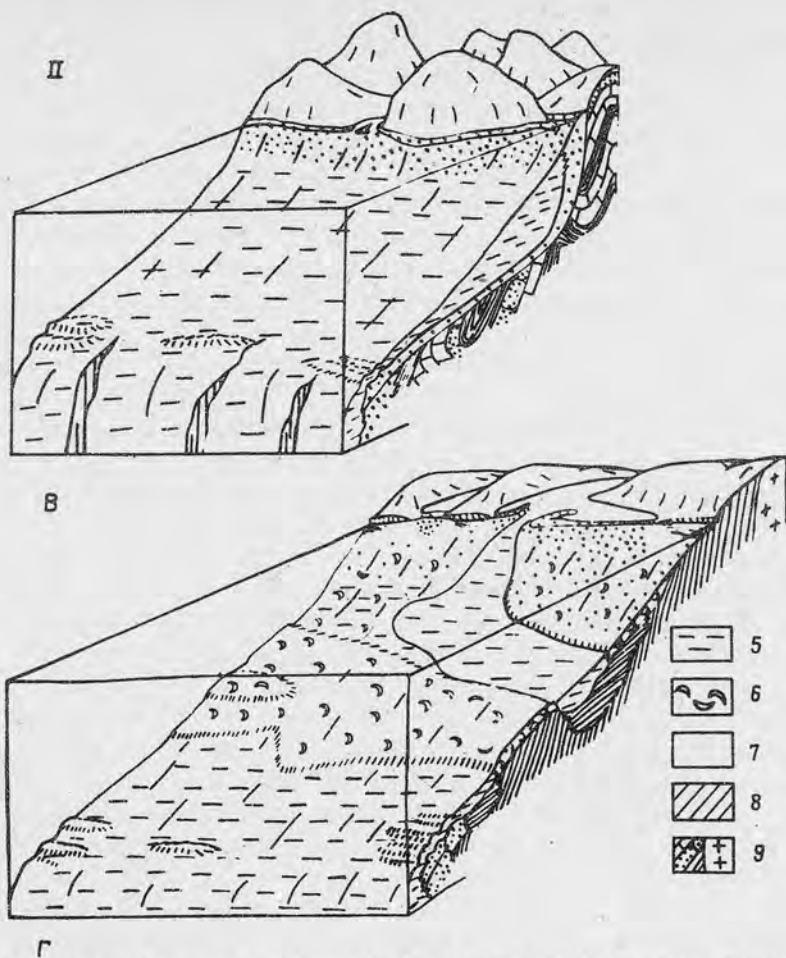


Рис. 11. Схемы строения толщи новейших отложений и слагаемых ими аккумулятивных форм рельефа основных типов шельфов. 1 - океанские шельфы (А - платформенный шельф приэкваториальной зоны; Б - платформенный шельф средних широт); II - шельфы внутренних морей (В - шельф молодого складчатого сооружения; Г - платформенный шельф семиаридной зоны): 1 - прибрежные волновые пески и более грубые осадки; реликтовые и палимпсестовые грядовые пески аккумулятивно-денудационных равнин; 2 - терригенные; 3 - биогенно-детритовые; 4 - кораллово-водорослевые рифы и корки; 5 - алевроитово-глинистые илы аккумулятивно-денудационных и аккумулятивных равнин; 6 - раковинные пески и гравий ракушечных банок; континентальные отложения плейстоцена; 7 - аллювий; 8 - отложения другого генезиса; 9 - дочетвертичные породы разного генезиса и состава.

потоков высокой плотности; 3) перемещение осадочного материала в виде несвязных жидких высокоплотностных потоков.

В оползнях и обвалах, а также камнепадах и лавинах происходит механическое перемещение крупных блоков и глыб или обломков различных размеров под воздействием силы тяжести без сколько-нибудь существенного нарушения их внутренней структуры. Перемещение твердых частиц в обвалах, камнепадах и лавинах протекает при упругом взаимодействии их между собой и с поверхностью склона, по которому они движутся. В оползнях перемещение материала осуществляется в виде пластического сдвига больших масс связанных между собой частиц, как единого целого по отдельным поверхностям скольжения. Для возникновения обвальных отложений необходимы достаточно крутые склоны, и поэтому они наиболее широко распространены на активных континентальных окраинах с резко контрастными новейшими тектоническими движениями и глубоко расчлененным рельефом.

На крутых склонах скорости перемещения обломков в подводных каменных лавинах достигают 50–100 м/с. Преобладает свободное падение, а скатывание отдельных глыб и обломков по достаточно крутым склонам имеет подчиненное значение [88].

Возникновение и развитие подводных оползней в отличие от обвалов происходит и на достаточно пологих склонах с углами 3–4° и даже менее. Так, например, в дельте Миссисипи, где происходит очень быстрая седиментация рыхлых осадков, оползни обнаружены на открытых склонах с углами всего лишь 0,2° [68]. Оползневые процессы приводят к формированию на склонах волнистого или холмисто-западинного рельефа. Оползни могут охватывать участки склона от нескольких до десятков тысяч квадратных метров. Поэтому оползание является важным агентом перемещения осадков по континентальному склону в более глубокие части океанских бассейнов. Так, например, 50% осадков континентального подножия атлантической окраины Северной Америки подверглось воздействию оползневых процессов. Наиболее активно они развивались в эпохи оледенений.

Среди оползней выделяются два главных типа: ротационные, или оползни вращения, и поступательные, или трансляционные. В первом типе скольжение оползневых тел происходит по четко выраженной криволинейной поверхности, вогнутой в поперечном сечении. Это вызывает вращение оползающих блоков в направлении, обратном общему смещению. В трансляционных

оползнях под воздействием силы тяжести происходит скользящее смещение масс горных пород по поверхности скольжения, которая в общем параллельна склону. Выделяются также оползни, образующиеся вследствие скольжения вниз по склону рыхлых неуплотненных морских осадков (*slumps*) и оползни с перемещением крупных блоков консолидированного материала (*slides*) с четко выраженными плоскостями срыва. Для возникновения оползания необходимы высокие скорости осадконакопления [75].

Ко второму типу подводных гравитационных процессов перемещения относятся пластические вязкие потоки осадочного материала (*mass flow*), которые возникают тогда, когда сдвиговые напряжения распространяются по всей перемещаемой массе породы [85]. Характер движения преимущественно ламинарный, хотя предполагается также и турбулентность. Среди них выделяются потоки обломков (*debris flow*), потоки зерен (*grain flow*) и грязевые потоки (*mud flow*), отложения которых существенно отличаются друг от друга.

В обломочных потоках, имеющих скорость от 10–50 до 100 см/с, обломки перемещаются преимущественно за счет выталкивающей силы заполняющего вещества (матрикса), чаще всего имеющего глинистый состав (рис. 12). Они обладают значительной транспортирующей способностью и могут переносить большой объем обломочного материала на значительные расстояния по относительно пологому склону. Крупные обломки в такого рода потоках поддерживаются в плавучем состоянии в основном не дисперсионным давлением, возникающим при их столкновении, а вязкостью и выталкивающей силой смеси воды и тонких наносов. Обломочные потоки представляют собой движущуюся под воздействием силы тяжести смесь грубых обломков и тонкого материала с водой, что похоже на течение жидкого бетона. Они очень мобильны и могут образовываться на склонах всего лишь $0,1^{\circ}$.

Следует отметить, что обломочные потоки способны перемещать обломки только до определенного размера, при котором им обеспечивается плавучесть выталкивающей силой и вязкостью матрикса. Если зародившийся поток первоначально и вовлекает более крупные обломки, они быстро выпадают при движении потока. Во многих связанных потоках наиболее крупные обломки не плавают внутри грязеводяной массы матрикса, а сталкиваясь друг с другом, скачкообразно перемещаются вниз по склону. Часто также происходит их простое оползание и скатывание. Глинисто-водяной матрикс, редко превышаю-

Классификация механизмов подводных потоков

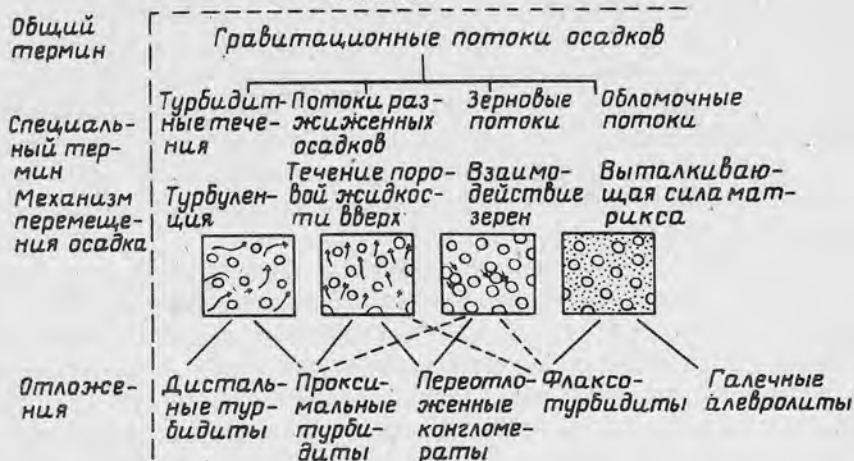


Рис. 12. Классификация механизмов подводных потоков [71]

щий по объему потока 5%, обеспечивает плавучесть обломков, уменьшает их эффективный вес и как бы "смазывает" гальку и валуны, предотвращая их торможение вследствие трения. Р.Енос [66] предположил, что многие связные обломочные потоки на некоторой стадии своего развития переходят в турбулентные. Полностью турбулентный поток может взвешивать значительно более крупные обломки по сравнению с обломками, поддерживаемыми на плаву вязкостью матрикса и его выталкивающей силой. Во время замедления потока происходит затухание турбулентности, что приводит к первоначальному прямому выпадению наиболее грубых взвешенных наносов. На окончательной стадии отложения, как правило, существует уже только затухающий ламинарный поток, и наносы полностью прекращают свое движение. В результате такого рода осаднения из вязкого обломочного потока образуется пачка с базальным слоем в основании, отложенным прямым выпадением из взвеси. Он характеризуется очень малым количеством заполняющего вещества, и обломки непосредственно соприкасаются друг с другом. Иногда прослеживается градационная слоистость. Базальный слой перекрывается осадками фазы затухания потока, в которых крупные обломки рассеяны в песчано-алеврито-глинистом матриксе.

Между несвязными потоками разжиженных осадков и вязкими обломочными потоками имеется много переходных типов, которые формируют широкий спектр осадков.

Зерновые потоки представляют собой потоки твердых частиц, поддерживаемых во взвешенном состоянии дисперсионным давлением, возникающим при их столкновении. Для них характерен ламинарный или слаботурбулентный режим. Установившийся зерновой поток частиц песчаного режима может существовать только на склонах с уклонами, приближающимися к углу естественного откоса, который для подводных песков колеблется от 18 до 28° [83]. На склонах с уклонами, меньшими угла естественного откоса, зерновой поток разрушается и затухает, а при больших уклонах скорость потока увеличивается, он расширяется и все в большей мере начинает контролироваться силами, действующими в жидкости. Отложение наносов из зерновых потоков происходит в результате замедления движения песчаных частиц под воздействием трения. Мощность отдельных зерновых потоков, по всей вероятности, не должна превышать 5 см, так как большую массу песка практически невозможно поддерживать во взвешенном состоянии дисперсионным давлением вследствие его большого веса. Однако экспериментальными исследованиями и теоретическими расчетами доказано, что при экстремальных скоростях течения (более 800 см/с) мощность зернистых потоков может превышать 30 см. В обычных условиях при скорости менее 100 см/с потоки грубозернистых, гравийных песков будут иметь мощность менее 4 см, крупнозернистого песка менее 2,5 см и среднезернистого песка менее 1,5 см. Следовательно, отдельные мощные слои однородных массивных песков в разрезах глубоководных осадков не могут быть объяснены как отложения отдельных зерновых потоков. Также пока не выяснено, могут ли они представлять собой сложную пачку, состоящую из наложенных друг на друга отложений многочисленных неоднократно повторяющихся потоков. В настоящее время к отложениям зерновых потоков, характеризующимся обратной градиционной слоистостью, достаточно уверенно можно относить только прослой неслоистых глубоководных песков с мощностью не более 5 см [81,82].

Достаточно широко развиты на континентальном склоне и подножии модифицированные плотностные зерновые потоки, состоящие не из одного песка, а из смеси тонких глинисто-песчаных и грубых гравийно-галечниковых наносов. Эта смесь может варьировать от практически невязких алевритово-песча-

ных суспензий с отдельными гравийно-галечными обломками до вязкого грязевого потока, состоящего из смеси глин, алевроитов, песков с гравием и галькой. В такого рода потоках крупные обломки поддерживаются во взвешенном состоянии не только дисперсионным давлением, а также выталкивающей силой матрикса, состоящего из плотной смеси воды и мелких наносов. Таким образом, модифицированные зерновые потоки являются переходными между собственно зерновыми с вязкими обломочными потоками.

В грязевых потоках происходит преимущественно ламинарное движение пластичных глин, возникающее даже и при небольших уклонах склона. Достаточно крупных скоплений осадочного материала они, по-видимому, не образуют. Сами грязевые потоки и их отложения к настоящему времени еще очень слабо изучены.

Третий тип гравитационного перемещения возникает после насыщения осадка водой, когда он ведет себя уже не как твердое тело, а как вязкая жидкость. На подводном склоне образуются жидкие потоки осадков, которые по механизму поддержания обломочных частиц во взвешенном состоянии можно разделить на 3 главных типа: 1) флоидизированные потоки (*fluidized flows*), в которых частицы полностью поддерживаются двигающейся вверх поровой жидкостью, 2) разжиженные потоки осадков (*liquified flows*), где поровая жидкость не полностью поддерживает частицы, и 3) турбидитные течения (*turbidity currents*) или мутьевые потоки, в которых обломочные частицы поддерживаются турбуленцией, возникающей на границе слоев жидкости с разной плотностью.

Во флоидизированных и разжиженных потоках осадки взвешиваются вертикальным движением поровой жидкости, выдавливаемой при осаднении и соприкосновении частиц под воздействием силы тяжести. Флоидизация происходит тогда, когда выталкивающая вверх сила, вызываемая движущейся поровой жидкостью, превышает гравитационный эффект частиц в осадке, поднимая их против силы тяжести. Флоидизированные потоки осадков представляют собой жидкое, несвязное движение частиц. В такого рода потоках преобладает разжижение, при котором обломочные частицы временно плавают в поровой жидкости, а затем быстро снова соединяются в единое целое за счет соприкосновения между собой. Флоидизация часто происходит в рыхлых песках, когда поровое давление начинает превышать нормальное гидростатическое давление. Песчаные зерна в этом случае поддерживаются уже не контактом между

собой, а поровой жидкостью. До тех пор пока зерна поддерживаются поровой жидкостью, пески ведут себя как жидкообразное тело и могут быстро перемещаться по относительно пологим склонам ($3-10^\circ$). При флоидизации и разжижении песков разрушается их косая или горизонтальная слоистость. Флоидизированные и разжиженные потоки могут быть образованы за счет обводнения как сползших отложений, так и осадков, залегающих на склонах не менее $3-4^\circ$. Двигаясь вниз по склону, они переносят наносы в виде ламинарной суспензии, которые постепенно начинают выпадать. Однако увеличение скорости вызывает турбуляцию, и ламинарный поток преобразуется в высокоплотностной турбидитный поток. Теоретически потоки разжиженных или флоидизированных осадков являются активными агентами переноса только для потоков мощностью в несколько сантиметров и для наносов с размерами частиц менее 1 мм. Их плотности не намного меньше плотности неконсолидированных осадков и обычно колеблются от 1,5 до $2,4 \text{ г/см}^3$.

Перемещение взвешенных глинисто-песчаных наносов на значительное расстояние (от берега вплоть до абиссальных равнин) может также осуществляться турбидитными течениями, в которых частицы поддерживаются во взвешенном состоянии турбулентцией, возникающей в результате гравитационной неустойчивости между отдельными слоями жидкости с различной плотностью. Для образования турбидитного течения необходимо, чтобы имелся слой воды с плотностью $1,1 \text{ г/см}^3$ или более. Турбидитные течения колеблются в скорости от 15 до 870 см/с , чаще всего более 90 км/ч , перенося 3 кг/м^3 наносов на расстояние более 1000 км от источника поступления. На различных стадиях своего формирования турбидитные течения могут эродировать отлагать и перерабатывать осадки или быть нейтральными [75].

Турбидитные течения наиболее хорошо были изучены в озерах и экспериментально. В развитии представлений о турбидитных потоках и их отложениях огромная роль принадлежит Р. Kuenen (1965), который первым воспроизвел их в лабораторных условиях.

Ученик Р. Kuenen, А. Bouma (1975), обобщив огромный материал по разрезам флиша, дал модель строения типичного турбидита, состоящего из 5 подразделений (a, b, c, d, e). Эта схема стала широко использоваться геологами, хотя далеко не всегда в природных разрезах присутствуют все ее подразделения. Очень часто выпадают либо верхние, либо нижние, но

общий порядок смены неизменно сохраняется. На основании экспериментальных данных считается, что такой сложно построенный пласт или ритм образуется одним потоком. Формирование различных подразделений пласта объясняется по-разному: пульсационным характером потока, замедлением скорости течения, а также последующей переработкой верхних осадков, отложенных турбидитным потоком.

Однако к настоящему времени теория турбидитного осадконакопления претерпела существенные изменения D.R.Lowe [83] предлагает выделять уже 2 главных типа турбидитных течений или потоков: слабоплотностные и высокоплотностные. Первые представляют собой типичные классические турбидитные течения, где глинистые, алевритистые и песчаные (от тонко до среднезернистых) частицы поддерживаются во взвешенном состоянии в виде суспензии за счет турбуленции жидкости. Поддерживающий механизм в них мало зависит от содержания частиц в потоке. Из низкоплотностных турбидитных потоков осаждение частиц происходит следующим образом. Замедление течения вызывает выпадение частиц на дно и переход их из взвешенных во влекомые наносы, из которых частицы откладываются вследствие волочения и формируют "b" и "c" слои из цикла *Bouna*. Перекрывающий их слой "d" отражает более прямое выпадение частиц из суспензии. Однако небольшое волочение вызывает тонкую слоистость и некоторую сортировку по крупности. Слой "e" формируется прямым осаждением из суспензии наиболее тонких частиц. Слоистость стоячих волн, антидюн и высокоскоростного волочения не характерна для низкоплотностных турбидитов, хотя она местами и может присутствовать. Ниже слоя "b" часто встречается слой "a". Нет ни экспериментальных, ни теоретических доказательств, что слой "a" формируется при высокоскоростном волочении. Имеются некоторые экспериментальные данные, что он отлагается в результате прямого выпадения частиц из суспензии.

Высокоплотностные турбидитные течения могут в отличие от низкоплотностных переносить уже частицы и обломки самых различных размеров — от глинисто-алевритовых до валунно-галечных. Поддерживающий механизм в них зависит от степени концентрации обломочных частиц, которая должна быть не менее 20–30%. Грубозернистые пески, гравий и мелкая галька, которые не могут полностью взвешиваться в значительных количествах слабоплотностными турбидитными течениями, в высокоплотностных потоках поддерживаются во взвешенном состоянии в результате комбинированного воздействия турбу-

ленции, вязкости и выталкивающей силы смеси поровых вод и тонких осадков. Крупная галька и валуны при содержании 10-15% поддерживаются во взвешенном состоянии в высокоплотных турбидитных потоках не только вследствие совместного воздействия турбулентности, вязкости и выталкивающей силы матрикса, но также и дисперсионного давления, возникающего при их столкновении. Эффект поддержки обломочных частиц дисперсионным давлением, замедление осаждения обломков в результате вязкости и выталкивающая сила матрикса находятся в прямой зависимости от степени концентрации обломочного материала в потоке. Вследствие этого высокоплотные турбидитные потоки могут транспортировать большое количество грубообломочного материала только при их относительно высокой концентрации. После начала осаждения обломки откладываются очень быстро вследствие уменьшения концентрации частиц в потоке.

Высокоплотные турбидитные потоки D.R.Lowe подразделяет на песчаные и гравийно-галечные. Первые представляют собой поток взвешенных наносов, состоящий из смеси глин, алевроитов, равнозернистых песков с гравием и мелкой галькой. Более крупные обломки полностью отсутствуют. Дисперсионное давление практически не играет роли поддерживающего механизма частиц в таких потоках, за исключением их основания, где скорости перемещения частиц относительно друг друга являются наибольшими. Для вторых характерно высокое содержание крупных обломков, столкновение которых вызывает дисперсионное давление, в значительной мере обеспечивающее их взвешенное состояние. Отложение осадков из грубозернистых высокоплотных турбидитных потоков обычно проходит 3 стадии: 1) волочение отдельных частиц и обломков, 2) сплошной слой волочения, 3) выпадение взвеси из суспензии. Такого рода процесс отражает увеличение неустойчивости потока и разрушение высокоплотного суспензионного облика осадков. На первой стадии нестационарный, но полностью турбулентный песчаный высокоплотный турбидитный поток будет отлагать часть своих взвешенных наносов и формировать песчаный слой. Взаимодействие потока с этим песчаным слоем может привести к образованию донных аккумулятивных форм, аналогичных формам, развивающимся под воздействием низкоплотных турбидитных потоков, включая горизонтальные слои и мелкогрядовые формы. Нестационарность потока не способствует широкому и полному развитию грядовых донных, аккумулятивных форм рельефа. Для

отложений этого слоя характерны текстуры волочения, горизонтальная и косая слоистость. Таким образом откладывались многие мощные проксимальные песчаники и галечно-песчаные пачки в глубоководных разрезах. Следует отметить, что далеко не вся горизонтальная слоистость в этих разрезах сформировалась в результате отложения волочением. На первой стадии высокоплотностной турбидитный поток может вызвать местную эрозию, что приводит к образованию линзовидной слоистости, перемывам и внутренним размывам. На второй стадии по мере увеличения нестационарности потока взвешенные наносы постепенно концентрируются к основанию потока. Вертикальная гетерогенность внутри потока взвешенных наносов частично отражается в градационной слоистости. Вследствие увеличения концентрации наиболее грубых частиц в нижней части потока взвешенные наносы переходят во влекомые, перемещающиеся в основном за счет дисперсионного давления, возникающего при столкновении обломков. Обильное выпадение грубозернистого материала приведет к формированию базального слоя волочения.

В результате такого процесса в нижних частях проксимальных турбидитов формируются разрезы с обращенной градационной слоистостью, где грубозернистые песчаные слои перекрываются мелким и крупным гравием. Осадочные пачки, отложенные сплошным слоем волочения ниже турбидитного потока, являются типичными для проксимальных турбидитов и слоя "а" последовательности *Boima* нормальных турбидитов.

На третьей стадии происходит прямое выпадение обломочного материала из суспензии. При высоких скоростях выпадения частиц из суспензии не имеется достаточного времени для формирования слоя донных наносов или слоя волочения. Поэтому происходят прямое выпадение и аккумуляция частиц. Отложившийся слой может быть массивным или с сортировкой прослоев по крупности. Могут образоваться текстуры отжимания воды при уплотнении осадков. Градационная слоистость может быть по всему слою или только в основании, или кровле. Осадки, отложенные прямым выпадением из взвеси, относятся к наиболее рыхлым и легко подвержены постседиментационным изменениям. Наибольшее количество поровых вод отжимается и проходит через верхнюю часть слоя, и поэтому здесь формируются более узкие и вогнутые, блюдцеобразные и столбчатые текстуры. На этой стадии из высокоплотностных взвешенных наносов очень быстро, почти мгновенно, могут отложиться песчано-галечные слои мощностью до многих метров, в которых нет осадочных текстур волочения.

После выпадения грубой части из высокоплотностной суспензии может продолжать существовать остаточное турбулентное течение, несущее мелкие частицы, которые не осадилась с более грубыми обломками. Это остаточное течение часто является типичным низкоплотностным турбидитным потоком и может содержать высокие концентрации тонких взвешенных наносов. Такого рода турбидитные течения могут развиваться и над вязкими потоками. Хотя эти остаточные турбидитные потоки могут проходить площади накопления осадков из высокоплотностных потоков, они оказывают значительное местное воздействие на ранее отложенные осадки. Турбидитные потоки могут перемещать, разжижать и гомогенизировать рыхлые осадки высокоплотностных суспензий. Они способны эродировать или перемывать верхние части, образуя относительно тонкие слои с высокоскоростной горизонтальной или косой слоистостью, которые не характерны для нормального цикла *Booma*.

Переход от высокоплотностных к низкоплотностным турбидитным потокам обычно происходит постепенно, что приводит к формированию разрезов с переслаиванием грубозернистых, местами гравийных песков с более тонкими алевритистыми, глинистыми осадками. По направлению к кровле таких пачек часто появляется мелкая косая слоистость ряби течения, указывающая на продолжающееся быстрое выпадение осадков из суспензии. Слои "d" и "e". *Booma* слабо развиты, что свидетельствует о выносе большей части наиболее тонкого материала. Во многих случаях остаточные низкоплотностные потоки вследствие их высокой скорости и большой мощности отлагают базальные пачки с крупномасштабной косой слоистостью. Полный идеальный разрез пачки слоев, отложившихся из высоко-, а затем низкоплотностного турбидитного потока, показан на рис. 13. Возможны различные варианты последовательности слоев в разрезе такого рода пачек. Быстро ускоряющиеся потоки могут начать отложение или в виде сплошного слоя волочения, или прямым выпадением из взвеси. Изменение скорости выпадения частиц из турбидитного потока может вызвать отложение частиц волочением или прямое осаждение почти на любой стадии перехода высокоплотностного потока в низкоплотностной.

Значительные отличия в текстуре отложений песчаных высокоплотностных турбидитных течений могут также быть обусловлены изменением среднего размера взвешенных наносов. Потоки, состоящие из мелко- и тонкозернистых песков, не при-

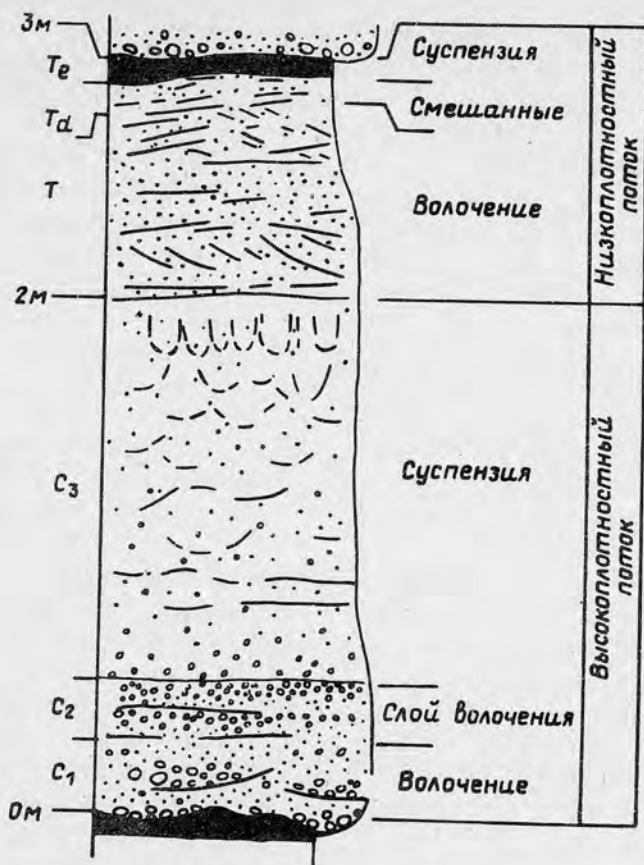


Рис. 13. Типичный разрез отложений высокоплотностного песчаного потока [83]

водят к формированию отложений простого сплошного слоя волочения ввиду чрезвычайно малого дисперсионного давления между такими тонкими частицами. Малые скорости выпадения тонких осадков могли задерживать массовое выпадение взвешенных частиц, что привело к увеличению интервала седиментации волочением. Влияние размера частиц на механизм осадконакопления высокоплотностными потоками предполагалось в фациях верхнего и среднего глубоководных конусов, представленных средне- до грубозернистыми песками, обычно неслоистыми [87]. Слоистость горизонтальная и пологоволнистая, а иногда и косая появляется только в верхней части слоя, где пески становятся средне-мелкозернистыми.

В гравийно-галечных высокоплотностных турбидитных пото-

ках присутствуют разнородные частицы и обломки от глин и алевроитов до валунов. Эти потоки могут составить своеобразный ряд от высококонцентрированных, богатых гравием и галькой дисперсионных потоков, в которых поддерживающим механизмом является столкновение между обломками, до менее плотных слабоконцентрированных песчаных потоков, где главную роль во взвешивании обломочного материала играет турбулентность. Хотя теоретически хорошо развитые аккумулятивные донные формы могут развиваться и сохраняться под стационарными или квазистационарными высокоплотными гравийно-галечными потоками, в природных условиях они формируются крайне редко. Это обусловлено тем, что в такого рода потоках с широко развитым дисперсионным давлением максимальные по размеру обломки концентрируются в их основании и формируют грубую отмостку, препятствующую волочению частиц. Однако в некоторых глубоководных конгломератах [98], отложенных гравийно-галечными высокоплотными турбидитными потоками, прослеживается крупномасштабная косая слоистость, отражающая аккумулятивные формы, образующиеся при волочении.

После быстрого выпадения основной массы гравийно-галечного материала сохраняется относительно стационарный высокоплотный песчаный поток, который может размывать и переотложить ранее выпавшие наносы. При своем движении вниз по склону этот остаточный поток способен транспортировать мелкую гальку и гравий через глинистые осадки, отложенные прямым выпадением из суспензии. Большая часть потоков взвешенных песчаных наносов проходит участки гравийно-галечного осадконакопления. Это связано с тем, что по мере замедления течения потока из него в первую очередь выпадают грубые обломки, поддерживаемые во взвешенном состоянии дисперсионным давлением, возникающим при их столкновении, и только затем уже выпадают песчаные зерна, плавучесть которых обусловлена турбулентцией. Это приводит к тому, что латерально гравийно-галечные и песчаные отложения высокоплотного турбидитного потока дифференцированы более резко, чем по разрезу.

Высокоплотные турбидитные потоки часто имеют пульсационный характер, и в них периодически возникают резкие и быстрые увеличения скорости, которые затем постепенно уменьшаются. В результате такого рода пульсаций в их отложениях образуется повторение слоев с градиационной слоистостью и другими текстурными особенностями (рис. 14).

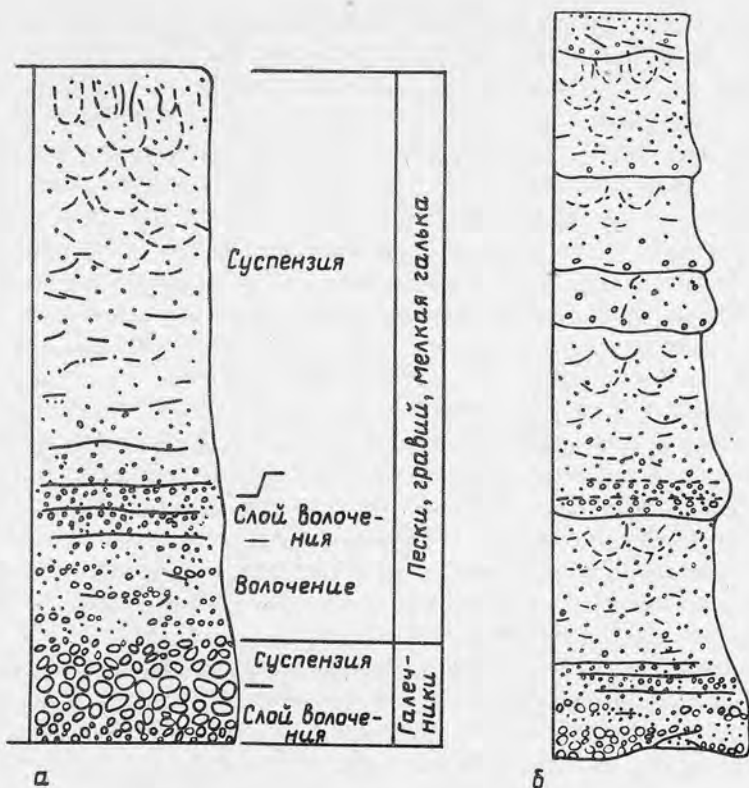


Рис. 14. Типичный разрез, сформированный отдельными волнами высокоплотных гравийных и песчаных потоков (а), и сложная пачка слоев, отложенных сериями пульсационных турбидитных потоков (б) [93]

Следует отметить, что высокоплотные турбидитные течения, транспортирующие обломки разных размеров, могут отлагать осадки в виде серии отдельных волн седиментации. Первая волна обычно включает отложение наиболее грубых гравийно-галечных наносов в виде сплошного слоя волочения и выпадение обломков из суспензии. Отложения первой волны седиментации являются массивными или характеризуются прямой или обратной градиционной слоистостью. Накопление более мелких галек и гравийных песков из близкого к стационарному, высокоплотного, песчаного, турбидитного потока происходит в течение второй волны седиментации при продолжающемся перемещении наносов волочением. По мере уменьше-

ния стационарности потока увеличивается выпадение взвешенных наносов, происходящее в виде отдельных интервалов прямого выпадения из взвеси или в виде слоя волочения. Остаточное низкоплотностное течение, распространяясь вниз по подводному склону, вызывает третью волну седиментации с выпадением наиболее тонких осадков, формирующих классические турбидиты (слои "b-e" цикла Bouma.).

Темпы турбидитного осадконакопления крайне изменчивы и зависят от размеров и типа потока (русловой, покровный), его скорости, содержания, размера и характера распространения частиц в суспензии, а также интенсивности поступления наносов. Эти же критерии определяют, будет ли поток эродировать дно или откладывать осадки. Имеются веские доказательства об эрозии в подводных каньонах и долинах верхних частей глубоководных конусов. В среднем и нижнем конусах на континентальном подножии абиссальных равнин эрозия отмечается крайне редко и происходит только осадконакопление. Эрозия характерна для достаточно крутых склонов, а накопление осадков — для пологих.

Среди различных гравитационных процессов, развитых на континентальном склоне и подножии, длительный перенос осадочного материала может осуществляться только потоками обломков и турбидитными течениями. Подводные гравитационные процессы различных типов тесно связаны между собой и часто взаимообусловлены. Так, переход от оползней и обвалов к седиментационным гравитационным потокам происходит в результате изменения физического состояния осадочной массы при ее насыщении водой (рис. 15). Нарушается стабильность между отдельными частицами, что нередко вызывает разжижение осадков. На достаточно крутом склоне потоки разжиженных осадков из ламинарных быстро переходят в турбулентные и превращаются в турбидитные.

Наземные оползни и обвалы, а также селевые потоки, несущие пески, алевриты и глины, достигая воды, образуют суспензию и могут генерировать турбидитные течения.

Общая схема взаимодействия между различными типами гравитационных процессов и формируемые ими отложения показаны на рис. 16.

Обрушение или оползание склона, вызывающее образование гравитационных потоков, а затем и турбидитных течений, может произойти вследствие следующих основных причин: 1) землетрясений; 2) тектонического или эрозионного увеличения крутизны склона; 3) перегрузка осадков на склоне с после-



Рис. 15. Гипотетическая модель развития отдельного гравитационного потока во времени и пространстве [82]

дующим увеличением порового давления; 4) роста соляных или глинистых диапиров; 5) волнения или приливов; 6) вытекания грунтовых вод; 7) выход газов; 8) деятельности придонных организмов.

Кроме гравитационных процессов важными динамическими факторами осадконакопления на континентальном склоне и в особенности на подножии являются различные течения, среди которых особо следует отметить так называемые контурные.

Постоянные придонные контурные течения возникают вследствие разной плотности теплых и холодных вод. Выхолаживание океанских вод происходит главным образом на Антарктическом шельфе, откуда они в виде придонных течений проникают далеко на север. В Атлантическом океане холодные арктические воды формируются в Норвежско-Гренландском бассейне. Перемещаясь к югу, они образуют вдоль восточной континентальной окраины Северной Америки Западное Пограничное течение с придонными скоростями до 10–30 см/с, что достаточно для переноса алевритов и мелких песков [19]. Так как контурные течения могут существовать очень длительное время, в результате их деятельности формируются гигантские аккумулятивные формы, сложенные так называемыми контуритами и имеющие протяженность в несколько тысяч километров при высоте до 3–3,5 км.

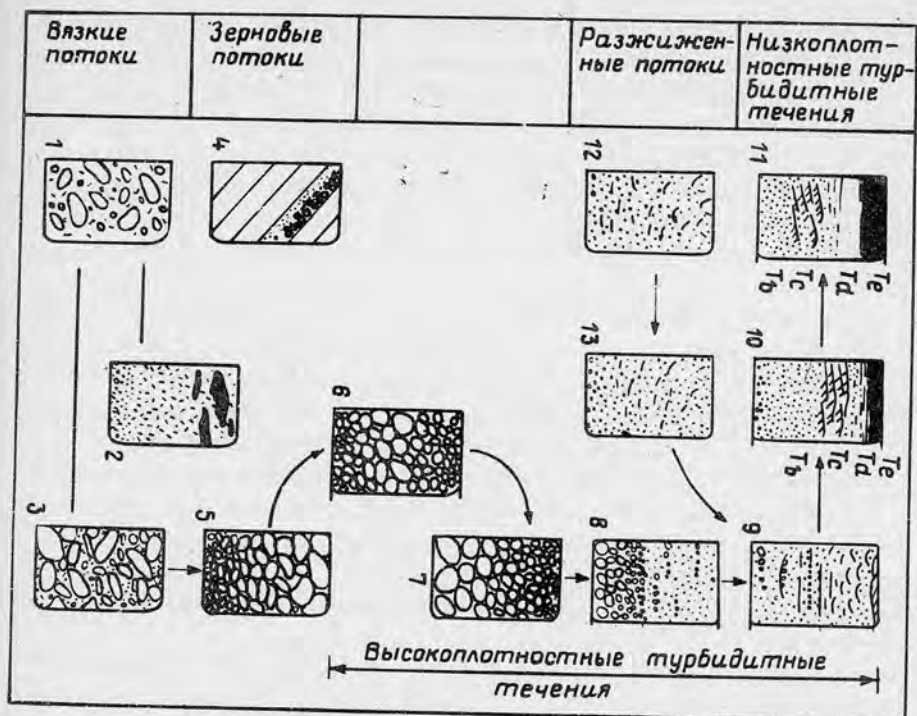


Рис. 16. Главные типы осадков, формирующиеся из гравитационных осадочных потоков (стрелки соединяют отложения, которые могут сформироваться на различных стадиях развития отдельного потока) [83]

2. Формирование основных фаций отложений континентального склона и подножия

Отмеченные выше многочисленные процессы, определяющие динамику осадконакопления в пределах континентального склона и подножия, приводят к формированию широкого спектра отложений, в которых можно выделить различные генетические типы и фации. Из генетических типов наиболее характерны следующие: 1) подводно-склоновые, представляющие собой отложения обвалов, оползней, различных высокоплотностных потоков и турбидитных течений; 2) нефелондные, образующиеся в результате гравитационного осаждения взвеси малой плотности и 3) течениявые, формирующиеся под воздействием контурных течений.

Среди этих трех генетических типов наиболее сложная фа-

циальная дифференциация характерна для подводно-склоновых отложений, в которых выделяется около 10 основных фаций.

Отложения обвальная фации характеризуются плохой сортированностью, хаотическим расположением обломков и глыб, обычно угловатых или полуокатанных, если они не являются переотложенными. Они содержат очень мало заполняющего вещества, и обломки, как правило, соприкасаются друг с другом. Никакой слоистости, в том числе и градационной не прослеживается.

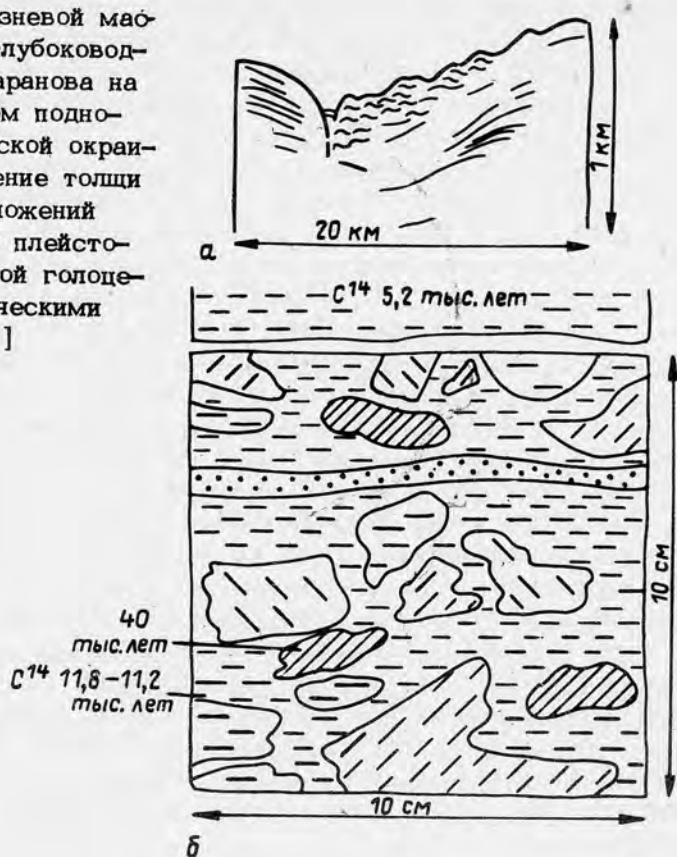
Отложения оползневой фации в отличие от обвальной характеризуются четкой слоистостью, которая часто нарушается в основании слоя или его верхней части, где происходят значительные деформации с формированием мелких складок и разрывов (рис. 17). Оползневые и обвальные скопления образуют специфические осадочные тела, называемые олистостромами.

Оползневые отложения, часто тесно связанные с отложениями других типов гравитационных потоков, о которых будет сказано ниже, вскрыты во многих скважинах, пробуренных по проекту глубоководного бурения специальным судном "Гломар Челленджер" [74].

На континентальной окраине южной Калифорнии отложения оползневой фации, образующие смещенные тела с мелкохолмистым рельефом и мощностью до 50–75 м, обнаружены на глубинах 250–750 м [68]. Оползанию подверглись песчанистые илы с интенсивными биотурбациями и миоценовые осадочные породы. Объем массы смещенных осадков в одном из оползней определен в 14 млн. м³. Вдоль поверхности смещения прослеживаются многочисленные внутренние деформации. Интересно отметить, что на оползневых отложениях бентосные организмы имеют более широкое развитие по сравнению с прилегающими участками склона.

Оползневые фации широко развиты и в разрезах отложений древних континентальных окраин. Так, например, они описаны Н.Е. Соок [58] в Центральной Неваде в отложениях древнего континентального склона, существовавшего здесь с позднего кембрия до раннего ордовика. Неперемещенные "коренные" отложения склона представлены темными тонкозернистыми и тонкослоистыми пластинчатыми известковистыми алевролитами и аргиллитами, которые можно отнести к нефелоидному генетическому типу. В верхней части склона прослеживаются многочисленные древние оползни различных типов шириной до 400 м и мощностью до 10 м. Концевые части оползней переходят в конгломератовые с крупными валунами отложения

Рис. 17. Оползневой массив в районе глубоководного конуса Баранова на континентальном подножии Тихоокеанской окраины (а) и строение толщи оползневых отложений конца позднего плейстоцена, перекрытой голоценовыми пелагическими илами (б) [64]



обломочных и турбидитных потоков, приуроченных к палеоруслам глубиной до 5–10 м и шириной до 300–400 м. В нижней части древнего склона размеры оползней значительно уменьшаются. Ширина их уже не превышает нескольких метров, а мощность колеблется от 0,5 до 1 м. Они также замещаются отложениями обломочных и турбидитных потоков в палеоруслах глубиной 0,2 – 3,5 м при ширине от 20 до 100 м.

Оползневые брекчии мощностью до 90 м отмечаются в осадочном выполнении позднепротерозойского подводного каньона Аделаидской геосинклинали Южной Австралии [60].

Так как оползневые фации очень часто связаны с относительно грубозернистыми отложениями высокоплотных потоков, которые являются потенциальными природными резервуарами для углеводородов на континентальных склонах, их выде-

ление имеет весьма важное значение при палеогеографических исследованиях в целях оценки перспектив нефтегазоносности.

Отложения фации обломочных потоков характеризуются большим содержанием заполняющего вещества и слабо выраженными текстурными особенностями [62]. В случае образования текстур осей слагающих их частиц ориентированы параллельно потоку или беспорядочно, а иногда наблюдается и черепитчатое залегание с наклоном частиц вверх или вниз по течению. Слои обычно массивные, не слоистые, но в базальной части с обратной градационной слоистостью и черепитчатым залеганием, образующимися в результате срезания. Гранулометрическая характеристика отложений обломочных потоков варьирует от глин с редко рассеянными крупными обломками (до 0,5 м и более) до галечных отложений с тонкозернистым, преимущественно глинисто-алеверитистым заполняющим веществом. В какой-то мере они напоминают тиллиты.

В качестве характерного примера отложений фации обломочных потоков можно привести разрез скважины 397 проекта глубоководного бурения, пробуренной в верхней части континентального подножия у Северо-Западной Африки [53]. Здесь вскрыта мощная толща галечников различного состава и катыйшей плотных глин, рассеянных среди алеверитистых, темных, обогащенных органическим веществом илов, содержащих бентосные фораминиферы, переотложенные с более малых глубин шельфа и континентального склона. Удлиненные гальки ориентированы вдоль предполагаемого направления обломочного потока.

На континентальном подножии Западной Сахары установлены осадки, перемещенные обломочными потоками на расстояние до 700 км и покрывшие площадь размеров в 30 тыс. км².

Типичные отложения обломочных потоков описаны S.K.Chough [55] в формациях багнори и хвангангни Огcheonского складчатого пояса в южной части Корейского полуострова. Они представлены плохо сортированными песчаниками и алевролитами с включениями крупных и мелких, большей частью полукатанных обломков известняков, кварцитов, а также гранитов, сланцев и других пород, встречающихся уже в меньших количествах. Прослеживается обратная и реже нормальная градационная слоистость.

Отложения фации зерновых потоков представлены чистыми песками, без какой-либо примеси более тонкого или более грубого материала. Они образуют тонкие слои с обратной градационной слоистостью, имеющие наклон, примерно равный углу естественного откоса.

Отложения фации модифицированных зерновых потоков представлены отдельными пачками слоев мощностью свыше 40 - 50 см, состоящими из крупных галек и гравия, пересыпанных плохо сортированными песками, алевролитами и глинами. Для валунно-крупногалечных слоев характерна обратная градационная слоистость, свидетельствующая об относительно высоком дисперсионном давлении между крупными обломками. В мелкогалечных слоях вследствие малого дисперсионного давления в отложившихся их плотностных потоках нормальная градационная слоистость отсутствует, но местами может образоваться очень слабо выраженная обратная градационная слоистость.

Фации грязевых потоков, представленные обычно маломощными прослоями пластичных глин, выделяются достаточно условно и требуют дальнейшего изучения.

Фации флоидизированных и разжиженных потоков представлены маломощными слоями тонкозернистых песков и грубых алевролитов, большей частью неслоистых, но иногда и с градационной слоистостью по всему слою или его части. Довольно часто прослеживаются блюдце- и колоннообразные текстуры отжимания поровых вод. Вследствие ламинарного характера и высокой плотности разжиженных потоков их отложения имеют плоскую ровную подошву без следов размыва. Сохраняющиеся остаточные течения могут переработать верхние части осадков разжиженных потоков и сформировать маломощные покровные слои песков с текстурами волочения в виде мелкой косой слоистости.

Отложения турбидитных фаций были установлены скважинами глубоководного бурения во многих местах континентальных окраин. Наиболее ярким примером являются отложения турбидитов Марокканской континентальной окраины, вскрытые скважинами 370, 397, 415 и 416 [74]. Так, в скважинах 370 и 416 700-м толща титонготеривского возраста почти целиком представлена повторяющимися слоями массивных терригенных турбидитов с отдельными прослоями известковых турбидитов. В разрезах турбидитовых слоев четко прослеживается нормальная градационная слоистость, выраженная постепенным переходом вверх по разрезу средне- и тонкозернистых песчанников в алевролиты, а затем и в эргиллиты. Песчанники преимущественно зрелые, состоящие из хорошо окатанных зерен кварца, фельдшпатитов и известковых скелетов раковин. В турбидитовых пластах можно выделить все 5 подразделений модели А.Х. Бума. Однако чаще турбидитный цикл начинается с подразделения "b" или "c". Так, в скважине 416А

были вскрыты 62 турбидитные пачки с общей мощностью 835 см. Типичный разрез отдельного градационного цикла турбидитов мощностью 5–20 см состоит снизу вверх из следующих слоев: 1) серые и светло-серые песчаники с четкой горизонтальной слоистостью, соответствующие подразделению "b" Bouma 2) песчаники серых тонов, преимущественно тонкозернистые, с мелкой косой, а в отдельных слоях и конволутной слоистостью, с редкими включениями растительных остатков и пластиночек слюды относятся к подразделению "e"; 3) серые алевролиты, переслаивающиеся с алевролитистыми аргиллитами, прослеживается четкая горизонтальная слоистость, подразделение "d"; 4) оливково-зеленые и серовато-оливковые известковистые алевролиты и аргиллиты с отдельными ходами хондритов, подразделение "a"; 5) тонкие серовато-зеленые аргиллиты с многочисленными ходами роющих животных, относятся уже к пелагическим осадкам, выпадавшим из взвеси малой плотности.

Турбидитовые фации широко развиты в современных осадках континентальных окраин и абиссальных котловин, а также и в древних отложениях. Так, по мнению A. Hesse [72], более 80% тонкозернистых отложений мелового флиша Восточных Альп являются турбидитами. Наиболее характерная черта турбидитных фаций – градационная слоистость, различные типы которой показаны на рис. 18. Так как турбидиты представляют основной тип пород-коллекторов глубоководного происхождения, выявление турбидитных фаций становится весьма важным для оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов континентальных окраин. Большое значение имеет выделение турбидитов и при геологическом картировании подводных окраин материков, а в особенности континентального склона и подножия.

На континентальном склоне можно выделить участки с глубоковрезанными подводными каньонами, в устьях которых формируются глубоководные конусы выноса, и относительно слабо расчлененные участки без существенных подводных долин. Степень расчлененности склона отражается на его развитии и характере осадконакопления. На континентальных склонах без каньонов шельф является линейным источником поступления наносов, которые затем транспортируются вниз по склону обвальными-оползневыми процессами, гравитационными потоками осадочного материала и турбидитными течениями. Для того, чтобы процессы перемещения протекали достаточно активно, уклон склона должен быть не менее 3° [90]. На континен-

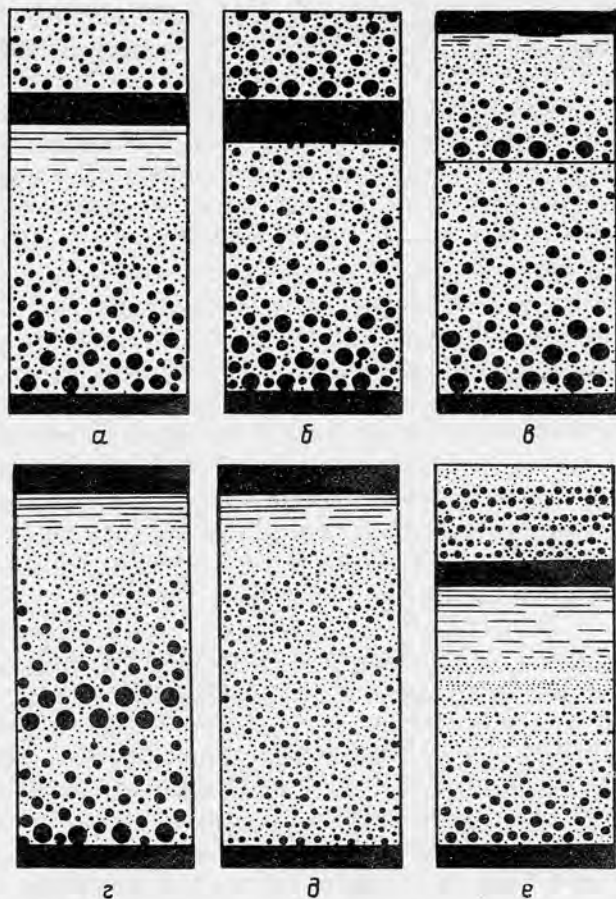


Рис. 18. Различные типы градационной слоистости (глубоководные лютиты закрашены черным цветом): а - идеальный тип; б - отсутствует слой тонкого материала ниже лютитов; в - слой тонкого материала отсутствует ниже последующего слоя с градационной слоистостью; г - два слоя с градационной слоистостью; д - глубоководная часть не имеет градационной слоистости; е - градационные слои с горизонтальной слоистостью

тальных склонах турбидитные течения отлагают относительно малую по объему массу осадков по сравнению с типичными склоновыми отложениями оползней и пластичных гравитационных потоков. Масштабы распространения активной деятельности потоков разжиженных осадков и зернистых потоков не выявлены с достаточной достоверностью, но тем не менее не

должны быть большими. У подножия слабо расчлененного склона формируется осадочная призма, размеры и мощность которой зависят от количества и состава поступающих наносов. На самом склоне возможны небольшие выполаживания подводных русел. Так как континентальные склоны по сравнению с врезанными в шельф каньонами значительно удалены от береговых источников сноса на большее расстояние, на них в среднем отлагаются более тонкие осадки, за исключением периодов резкого понижения уровня моря.

По каньонам выносятся огромное количество грубых и тонких наносов, и они являются точечными источниками осадочного материала для формирующихся в их устьях крупных аккумулятивных тел глубоководных конусов, резко отличающихся по своему строению и рельефу от осадочных призм у подножия слабо расчлененных континентальных склонов.

Каньоны и глубоководные конусы характеризуются специфическими условиями осадконакопления и весьма интересны для поисков нефти и газа.

3. Особенности осадконакопления в системе подводный каньон — конус выноса

Наиболее интенсивное перемещение и накопление терригенного обломочного материала на континентальном склоне и подножии происходит в подводных каньонах и глубоководных конусах выноса, часто образующих единую природную систему с речными дельтами. Поэтому их следует охарактеризовать более подробно.

Подводные каньоны, как правило, представляют собой узкие крутостенные ущелья, врезанные в породы континентального склона, часто протягивающиеся и на шельфы [94]. Осадочный материал, поступающий в каньоны непосредственно из устьев рек или при вдольбереговом перемещении наносов, подвергается дальнейшей транспортировке вниз по континентальному склону придонными обычными и турбидитными течениями. По последним данным F.P. Shepard и N.P. Marshall [95], придонные течения в каньонах могут достигать 50 см/с. Их направление меняется на противоположное за разные промежутки времени в зависимости от приливно-отливной и волновой активности. Преобладают течения, направленные вниз по континентальному склону. Они имеют транспортирующую способность, достаточную для перемещения огромного количества

осадков к устьям каньонов. Турбидитные течения характеризуются намного большими скоростями (до 200 см/с и более), но возникают крайне нерегулярно. Они обычно связаны с сильными штормами, землетрясениями, а также с паводками на реках, к устьям которых подходят верховья каньонов. Турбидитные течения, как уже отмечалось выше, способны перемещать уже довольно крупный обломочный материал. В придонных частях каньонов большое количество песчаных наносов перемещается и откладывается суспензионными потоками высокой концентрации, которые возникают эпизодически и действуют очень короткое время. Более тонкие осадки, в основном выносимые за пределы каньонов, перемещаются турбидитными течениями, проявляющимися уже на значительной высоте над дном каньона.

В каньонах также широко развиты оползни и различные гравитационные потоки, состоящие из обломков пород различных размеров или песчаного материала. Хотя каньоны в основном являются каналами перемещения наносов от дельт и береговой зоны к глубоководным конусам выноса, в них при благоприятных гидродинамических условиях происходит накопление осадков. Их можно подразделить на 2 группы фаций: донную, обычно состоящую из достаточно грубых, в основном песчаных, отложений, приносимых турбидитными и другими течениями, и склоновую, представленную различными оползневыми и обвальными накоплениями. Формирование этих фаций происходит главным образом в регрессивные фазы морских бассейнов, когда каньоны являются активными. Во время трансгрессий гидродинамические процессы в каньонах обычно затухают, и в них господствуют пелагические или гимипелагические условия седиментации с гравитационным осаждением взвеси малой плотности.

Глубоководные конусы формируются в переходной зоне между континентальным склоном и почти плоскими абиссальными равнинами или континентальным подножием. Конусы имеют примерно коническую форму и выражены в изгибах изобат, параллельных континентальным окраинам. Подводные каньоны, врезааясь в континентальный склон, а часто и в шельф, переносят грубые и тонкие осадки к его основанию, где начинается их аккумуляция, приводящая к образованию глубоководных конусов, являющихся своеобразными подводными аналогами предгорных пролювиальных конусов выноса. Формирование конуса зависит в первую очередь от масштаба поступления наносов. Общая геометрическая форма и даже консервация по

существу уже управляется океанскими процессами.

По особенностям рельефа и условиям осадконакопления глубоководные конусы можно подразделить на 3 части. 1. Верхний конус, имеющий полукруглые очертания и неровную выпуклую поверхность с четкой одной центральной или несколькими долинами, ограниченными прирусловыми валами. Долина, как правило, является продолжением каньона и протягивается в средний конус. 2. Средний конус, который имеет мелкобугристую выпуклую поверхность с отдельными аккумулятивными лопастями. Каждая долина разделяется здесь на несколько меандрирующих или разветвленных русел, местами ограниченных прирусловыми валами. 3. Нижний конус, имеющий ровную слабовыпуклую поверхность с многочисленными мелкими руслами без прирусловых валов [59, 64, 89, 96].

Верхний конус в активную фазу развития характеризуется тремя основными фаціальными обстановками осадконакопления:

1) крупными подводными долинами, где под воздействием турбидитных течений, обычных придонных течений, а также оползания и других гравитационных процессов происходит интенсивное перемещение преимущественно грубых песчаных осадков; они могут образовывать различные аккумулятивные формы и выполнения значительной мощности; 2) прирусловыми валами, часто значительной высоты, формирующимися как за счет "выплескивания" наносов из русел, так и вследствие неравномерного осадконакопления (рис. 19); на них происходит отложение иловатых и песчаных осадков, значительно более тонких по сравнению с русловыми; 3) междоусловными участками с наиболее спокойным гемипелагическим гидродинамическим режимом и накоплением самых тонких осадков из взвешенных наносов, переносимых турбидитными течениями [42].

В пассивную фазу развития во время морских трансгрессий на верхнем конусе преобладают гемипелагические и пелагические среды осадконакопления и нефелоидная седиментация. Так, например, верхние 30-65 см керн почти из всех колонок Амазонского конуса [59] представлены пелагическими фораминиферовыми мергелями и известковистыми илами голоценового возраста. В то же время в подстилающих их отложениях поздневисконсинского возраста (верхний плейстоцен), когда Амазонский конус и каньон были активными, четко выделяются уже 2 типа осадков - гемипелагических, тонких на междоусловных участках и переотложенных, преимущественно песчаных в пределах подводных русел и прирусловых валов.

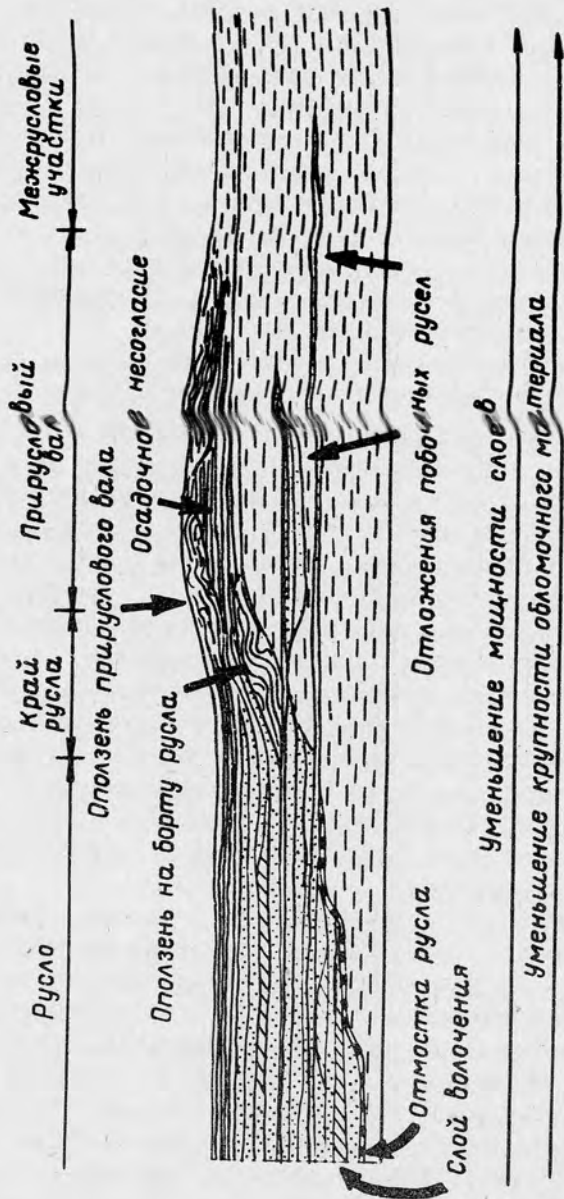


Рис. 19. Характер фациального перехода между русловыми и межрусловыми отложениями древнего конуса выноса

Во время активной аккумуляции в конусных долинах формируются мощные грубозернистые пески, местами переходящие в гравий. Боковая миграция русел иногда вызывает подрезание и последовательное оползание более тонкозернистых и тонкослоистых отложений склонов долины, которые на некоторое время могут "подпруживать" русла днища. Из русел временами выходят турбидитные течения, которые формируют вытянутые параллельно валам линзовидные тела до 1 км длиной. Отложения фации подводных русел верхнего конуса, ограниченные более тонкими осадками прирусловых валов, являются потенциальными природными резервуарами для накопления углеводородов. Наиболее благоприятные условия возникают в том случае, когда русло заброшено в результате повышения уровня моря, и алевроито-пелитовые осадки, перекрывают русловые отложения и выполняют питающий каньон.

Средний конус является активным районом осадконакопления, хотя все процессы перемещения осадочного материала здесь значительно ослабевают. В среднем конусе сохраняется фациальная дифференциация, характерная для верхнего конуса, но фациальные переходы становятся очень постепенными и фации трудно отделимы друг от друга. В устьях конусных русел может формироваться новая фация наложенных конусов, представленная в основном песками. На среднем конусе наиболее грубыми являются русловые фации, имеющие много общего с отложениями главных долин верхнего конуса. Однако русла постепенно исчезают, и к окраинам среднего конуса уменьшается зернистость песков, а также их мощность. Фация прирусловых валов представлена четко слоистыми илами и реже алевроитами. Фация междорусловых участков и небольших депрессий между наложенными конусами сложена алевроитами и тонкозернистыми песками с мелкой горизонтальной и градиционной слоистостью.

Нижний конус занимает самую большую площадь из всех трех подразделений глубоководных конусов выноса. На нем господствуют уже чисто пелагические условия осадконакопления. Фации прирусловых валов полностью отсутствуют, а русловые имеют резко подчиненное значение. Однако по руслам, главным образом под воздействием турбидитных течений, происходит перемещение больших объемов осадков в краевые части глубоководных конусов и на абиссальные равнины.

Как и в дельтах, при росте глубоководных конусов образуется стратиграфический разрез с общим укрупнением материала вверх по разрезу.

4. Некоторые черты формирования осадков вне системы подводный каньон — конус выноса

Выше были рассмотрены осадочные процессы и возникающие при этом отложения, связанные с действием на материковом склоне и подножии потоков вещества высокой плотности. Характерной чертой таких потоков и соответствующих осадков является их приуроченность к такой системе элементов рельефа склона и подножия, как глубоководный каньон и сопряженный с ним глубоководный конус выноса. Это вызвано тем, что для устойчивого в течение длительного времени и на заметном расстоянии действия высокоплотного потока нужен желоб стока твердого вещества, каким и является каньон. Отложения же высокоплотного потока, естественно, связаны в основном с областью его разгрузки на материковом подножии — глубоководным конусом выноса.

Пространство вне конусов выноса и каньонов, представляющее собой большую часть материковых склона и подножия, является областью преобладания других гравитационных литодинамических процессов, главным из которых представляется "нормальное" осаднение из водной толщи тонкой взвеси малой плотности (нефелойдной) разного происхождения под действием силы тяжести (нефелоседиментации). При этом формируются наиболее широко распространенные в пределах данной зоны дна океана отложения (нефелоиды) — глинистые, чаще алевро-глинистые илы, чаще терригенного, а также планктоногенного смешанного состава [71], которые даже на склонах покрывают 60% их площади (Шепард, 1969). Такие осадки накапливаются на склоне не только в межканьонных и межконусных пространствах, но и в местах, где постоянно или временно создаются относительно спокойные динамические условия в водной толще. Так, например, накопление нефелоидов происходит в пределах самих конусов выноса на их междруслых участках, а во время трансгрессий, когда часто прекращается сток твердого материала по каньонам, и на пространстве всего конуса выноса.

В настоящее время можно представить 2 основные ситуации, в которых совершается процесс нефелоседиментации, различающиеся в основном интенсивностью и характером поступления осадочного материала. Во-первых, это интенсивное и относительно равномерное поступление больших масс такого материала, при котором формируется мощная толща относительно монотонных илов со слабо выраженной слоистостью. Глав-

ным образом такими массивными, монотонными неясно слоистыми бывают толщи терригенных алевроитово-глинистых и глинистых илов, которые накапливаются на континентальных склонах и подножиях молодых складчатых сооружений, особенно расположенных в гумидных зонах, где обеспечивается снос больших масс тонкодисперсного, глинистого материала. Такой фациальный комплекс нефелоидных илов залегает, например, на подводной материковой окраине Южного Крыма [52], где им сложен горизонт конца позднего плейстоцена (новозвксинские слои) и даже часть отложений голоцена. Подобные же отложения распространены на межканьонных участках материкового склона и межконусных пространствах подножия молодых складчатых сооружений Южной Европы.

Следует отметить, что особенно мощные и наиболее терригенные массивные, слабослоистые нефелоиды характерны для регрессивных горизонтов разреза четвертичных отложений, накопившихся на континентальных склонах и подножиях вне каньонов и глубоководных конусов выноса. Именно в такие периоды, когда береговая линия находилась у края шельфа, общий снос с суши был максимальным, причем практически весь взвешенный материал поступал сразу же на склон и его подножие. Классической толщей являются уже упоминавшиеся илы континентальной окраины Черного моря, имеющие мощность несколько, а возможно, и первые десятки метров. Следует отметить, что для таких толщ при отсутствии следов деятельности высокоплотностных потоков и других склоновых процессов характерно наличие рассеянных фрагментов различных мелководных образований (береговая линия у начала склона): обломков и даже створок раковин моллюсков соответствующего возраста и условий обитания, мелких обломков пород, гравия, крупного растительного детрита.

Иная ситуация складывается при умеренном и тем более слабом поступлении терригенного материала. В этих случаях часто наблюдаются резкие изменения (пульсации) в соотношении между терригенными и планктоногенными компонентами взвеси и осадка. Накапливающаяся при этом толща отложений приобретает четко выраженный слоистый характер, причем слоистость, обусловленная лишь пульсациями в составе оседающего на дно материала, оказывается строго параллельной поверхности дна, а сами слои параллельны друг другу и различаются степенью глинистости, карбонатности, кремнистости. Классическим примером таких нефелоидных илов, которые можно назвать слоисто-пульсационными, являются тонко-

слоистые сапропелево-кокколито-глинистые илы впадины Черного моря. Наиболее четко выражена слоистая текстура при пониженной мощности этих отложений на широких и пологих платформенных материковом склоне и подножии северо-западного сектора этого бассейна в отличие от более слабо слоистых голоценовых илов окраины Южного Крыма.

Примером сходных по динамическим условиям накопления, а следовательно, и текстуре осадков могут служить голоценовые илы некоторых районов Средиземного моря [45], а также склонов и днищ некоторых впадин Красного моря [52], где слоистость в существенно карбонатных фораминиферово-кокколитовых илах обусловлены наличием слоев сапропеля или изменением в составе основной биогенно-карбонатной массы. То же было отмечено авторами в разрезах голоценовых осадков Аденского залива, в которых тоже в существенно фораминиферово-кокколитовой толще наблюдаются слои, обогащенные фораминиферами и поэтому относительно более крупнозернистые. Таким образом, отличие от черноморских слоисто-пульсационных нефелоидных илов заключается в вещественном составе и первичном генезисе осадочного материала, обусловленных более низкоширотным положением упомянутых только что районов и особенно приуроченностью их к аридной суше. Следует еще раз отметить, как уже упоминалось выше, что слоисто-пульсационный тип нефелоидов на склонах и подножиях чаще приурочен к трансгрессивным горизонтам разреза отложений, например, голоценовому.

Говоря о накоплении осадков на материковом склоне и его подножии вне каньонов и конусов выноса, следует указать еще на один тип отложений, которые условно можно было бы назвать оползневыми брекчиями. Эти отложения аккумулируются у подножия крутых уступов склона, образуя оползневые массивы, и представляют собой скопление сравнительно не крупных (сантиметры или первые десятки их) фрагментов покрывающих прилегающий склон более или менее уплотненных илов, перемещенных без нарушения их сплошности и сохранивших внутреннюю текстуру и строение (см. рис. 17). Такие образования были описаны R.W.Embley [62, 63, 64] в составе позднечетвертичных отложений склона и подножия Северной Америки, Северо-Западной Африки и других районов. Они были обнаружены в свое время [51] и у подножия одного из уступов континентального склона юго-западного Крыма. Здесь, так же как и в разрезах, изученных R.W.Embley [62], толща оползневых брекчий в основном приурочена к регрессивному горизонту

конца позднего плейстоцена (новоэвксин) и образована "блоками" довольно уплотненных илов (иногда почти глин), залегающих на склоне. Вверх по разрезу появляются также куски сапропелево-глинистых и тонкослоистых сапропелево-кокколито-во-глинистых илов голоценового возраста. Размер кусков 5-10 см, иногда больше. Пространство между ними заполнено бесструктурной глинистой массой, местами с включением обломков ракуши, пород, растительного детрита.

Как видно из сказанного, на материковых склоне и подножии господствуют отложения, сформировавшиеся в результате действия литодинамических процессов гравитационного характера. Исключение составляют так называемые контуриты [39], накопление которых целиком связано с действием контурных течений.

Генетический тип течениевых отложений наиболее широко распространен на континентальном подножии, где процессы гравитационного перемещения обломочного материала по сравнению со склоном значительно ослабевают. Отложения контурных течений слагают гигантские аккумулятивные формы с мощностью осадков до 3-3,5 км. О.К. Леонтьев [19] относит к таким формам Ньюфаундлендский хребет, представляющий собой очень крупное аккумулятивное образование типа косы. Оно протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 5000 км, при ширине до 250 км и относительной высоте до 1-1,5 км. Гигантской подводной пересыпью, имеющей длину более 800 км, ширину около 300 км и относительную высоту до 3,5 км, является хребет Блейк-Багама. Не тектоническое, а аккумулятивное происхождение этих выдающихся положительных форм рельефа материкового подножия было подтверждено детальными сейсмоакустическими исследованиями. Их поверхность осложнена характерным "контролируемым течением" рельефом грядового типа.

Крупные в виде продолговатых холмов донные формы, созданные течениями и сложенные контуритами, выявлены на континентальном подножии юго-восточной африканской континентальной окраины. Слагающие их контуриты по данным разрезов поршневых и вибропоршневых трубок до 10 м мощностью представлены глинами и лотитами (алевритистыми глинами) с прослоями алевритов и тонкозернистых песков, достигающих 5-7 см мощности и характеризующихся мелкой косою слоистостью, подчеркиваемой прослоями, обогащенными тяжелыми минералами.

Контуриты в общем представляют собой различные вариан-

ты алевритово-глинистых илов, имеющих, однако, ряд характерных признаков. Первым из них следует назвать волнисто-слоистую текстуру, обусловленную присутствием в толще алевритово-глинистого ила многочисленных неправильной формы, выклинивающихся, сантиметровой и даже миллиметровой мощности (она весьма изменчива) слоев, резко обогащенных алевритом, а иногда чисто алевритовых. Вообще обогащенность частицами алевритовой размерности свойственна контуритам. Особо следует отметить характерное для всех таких отложений терригенное происхождение осадочного материала. Это специфично потому, что такой материал выносится вдоль континентального подножия контурным течением далеко в область низких широт, где велика роль в осадконакоплении планктоногенного карбонатного кокколито-фораминиферового материала. Среди обширных пространств приконтинентальной зоны дна океана, покрытой такими осадками, резко выделяются аккумулятивные тела, сложенные терригенными контуритами.

Контуриты весьма существенно отличаются от турбидитов. Так, если турбидиты по степени сортировки колеблются от плохо до средне сортированных, то контуриты характеризуются очень хорошей сортированностью. Мощность слоев турбидитов меняется от 10 до 100 см, а в контуритах она обычно не превышает 5 см. Для турбидитов характерна нормальная градационная слоистость с резким нижним и слабо выраженным верхним контактами. В контуритах же прослеживается как нормальная, так и обращенная градационная слоистость с резко выраженными верхним и нижним контактами. Как в контуритах, так и в турбидитах прослеживается косая слоистость, но в турбидитах она подчеркивается концентрациями лотитов, а в контуритах — тонкими скоплениями тяжелых минералов. Горизонтальная слоистость в турбидитах отмечается только в верхней части, где она подчеркивается концентрациями лотитов. В контуритах же горизонтальная слоистость типична для всего слоя и подчеркивается скоплениями тяжелых минералов и раковин фораминифер. Для турбидитов характерна массивная слоистость, особенно в нижней части, а в контуритах она полностью отсутствует. В турбидитах преобладающая ориентировка минеральных зерен отсутствует или слабо выражена в массивных градационных частях, а в контуритах она повсеместная, параллельная плоскостям напластования во всем слое. В песчаных и алевритовых слоях турбидитов заполняющее вещество, или "матрикс",

составляет 10–20%, а в контуритах не превышает 5%. Если для турбидитов характерна хорошо сохранившаяся микрофауна, часто сортированная по размерам внутри слоя, то в контури-тах она встречается редко и в виде отдельных обломков, об-разующих скопления с хорошо выраженной сортировкой по крупности. Достаточно хорошо сохранившиеся растительные остатки типичны для турбидитов, и очень редко (только в ви-де мелких обломков) они встречаются в контуритах. Перечис-ленные выше различия позволяют отделять фации контури-тов и турбидитов.

Сказанное о контуритах подчеркивает специфический харак-тер этих осадков на обширных пространствах континентального склона и подножия, где преобладают отложения различных гравитационных процессов. В заключение данной главы хоте-лось бы подчеркнуть, что именно это является главной осо-бенностью осадконакопления в рассмотренной зоне дна океана, так как обуславливает распространение терригенного материа-ла далеко за пределы шельфа, высокую скорость накопления (лавинную, седиментацию, по А.П. Лисищину) и другие особен-ности, резко отличающие осадочные процессы на склоне и подножии от таковых на ложе океана. Другой отличительной особенностью аккумулятивного процесса на материковых скло-нах и подножиях является зависимость его характера от по-ложения уровня моря по отношению к краю шельфа. Во время регрессий увеличиваются поступление терригенного материала, роль высокоплотностных потоков и соответствующих отложений, а следовательно, и мощность тех горизонтов разреза, которые

Таблица 5

Генетические типы и фации осадков континентального склона и подножия

Генетические типы	Фации
Подводно-склоновый	Оползней, обвалов, обломочных потоков, зерновых потоков, модифицированных зерновых потоков, грязевых потоков, флоидизированных и разжиженных потоков, турбидитовые
Нефеловидный	Нефеловиды
Течениевый	Контуриды

формировались в таких условиях. Во время трансгрессий, наоборот, снос с суши снижается, повышается роль планктоногенного материала и, как следствие, слоисто-пульсационных нефеллоидных илов в разрезах, уменьшаются их мощность и значение в них подводно-склоновых осадков. Все это придает толщам отложений, накапливающихся на континентальных склонах и подножиях, слоисто-ритмичный характер. Основные генетические типы и фации осадков континентального склона и подножия показаны в табл. 5.

Глава 5. ОБЩАЯ СХЕМА ФАЦИАЛЬНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДВОДНЫХ ОКРАИН МАТЕРИКОВ И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Исследование отложений прибрежной зоны, шельфа, континентального склона и подножия океанов и внутренних морей показывает, что процесс их формирования и слагаемых ими аккумулятивных форм определяется рядом основных черт, общих для всех этих элементов материковой окраины и в то же время существенно отличающих ее в этом отношении от других главных морфоструктур дна океана. Одной из таких особенностей является то, что характер господствующих гидро- и литодинамических процессов представляет собой важнейший фактор, определяющий обстановку осадконакопления в области подводной окраины материка. Этот фактор решающим образом влияет на способ отложения, перехода в осадок осадочного материала, а следовательно, и образования формируемых им аккумулятивных форм рельефа. Характерное именно для материковых окраин разнообразие способов переноса и отложения твердого вещества под действием гидродинамических сил и силы тяжести (иначе говоря, динамики среды накопления осадков) обеспечивает формирование чрезвычайно широкого спектра аккумулятивных элементов рельефа, генетических типов и фациальных комплексов слагающих их отложений.

Обобщение всех приведенных в предыдущих главах материалов отдельно по прибрежной зоне, собственно шельфу, а также континентальному склону с подножием позволяет в данной главе представить аккумулятивный процесс в виде общей для всей подводной окраины материка схемы, на которой (рис. 20) отражено представление о фациальной дифференциации осадочного материала в пределах этой планетарной морфоструктуры

Основные элементы рельефа подводной окраины материка	БЕРЕГОВАЯ ЗОНА ВОЛНОВОЙ АККУМУЛЯЦИИ		Ш Е Л Ь Ф				Внутренних морей
			О К Е А Н О В				
			В зоне средних широт		В экваториальной и полярной зонах		
Внутренний	Внешний	Внешний	Внутренний				
Главные литодинамические факторы аккумулятивного процесса	Г И Д Р О Г Е Н Н Ы Е				Г Р		
	В О Л Н Е Н И Е			Т Е Ч Е Н И Я (ШТОРМОВЫЕ, ПРИЛИВНЫЕ И ДР)		Н Е Ф Е Л О С Е Д И (ОСАЖДЕНИЕ ВЗВЕСИНОСТИ)	
Прибойный поток	Разрушительные волны	Разрушительные волны					
Формы аккумуляции отложений	Косы, пересыпи, бары, террасы		Штормовые и приливные яры	Маломасштабные рельефы	Мощные покровы (пела, „призмы“) морских аккумулятивных равнин; покровы облекающие поверхность рельефа		
	ПЛЯЖ	Подводный склон Прирезной (зона валов) Внешний (вдоль вала)					
Генетические типы отложений	В О Л Н О В Ы Е ОТЛОЖЕНИЯ			ОТЛОЖЕНИЯ Т Е Ч Е Н И Й		Н Е Ф Е Л О И Д ОТЛОЖЕНИЯ (НЕФ)	
Фациальные комплексы отложений и примеры фаций	Пляжевые косослоистые, разностержистые пески (аркозовые граудаконные, ракушечные)	Пески средне- и мелкозернистые подводных береговых валов	Алевриты и мелкие пески обычно неслоистые или слабослоистые	Палimpseстовые пески средне- и мелкозернистые, иногда косо- или градашино-слоистые	Рельефные грубые, несортированные пески слабослоистые, галечники, балунники	Массивные, слабослоистые или равнинные муляжи и другие муляжи тал; слоисто-пульсационные или менее мощные талы и покровы	
		(Фации разного состава)	(Фации аркозовых, биогенно-детритовых и др. песков соответствующего генезиса)				

дна океана и формировании в результате такой дифференциации генетических типов, фациальных комплексов и фаций отложений. Приводится краткий комментарий этой первой схемы как классификации отложений по способу их перехода в осадок.

Высшая классификационная единица в предлагаемой классификации – классы генетических типов, которых 2: класс динамических типов (главный агент накопления – динамика среды) и класс статических типов (главные агенты накопления – биоседиментационные процессы и хемогенно-диагенетические). Далее идут группы генетических типов. Для динамических их 2: гидрогенные или гидродинамические, где главный динамический агент – кинетическая энергия движущейся водной массы, и гравитационные, для которых такой агент – сила тяжести. Затем следуют уже отдельные генетические типы отложений, выделяемые по ведущим динамическим процессам, как это было в приведенных выше более частных схемах.

Первым таким генетическим типом отложений материковой окраины из группы гидрогенных являются рассмотренные детально ранее отложения волнения, или волновые, или волновой

Материковый склон и подножье					
Пологий и ровный материковый склон и подножье вне зон выноса	Подножье крутых уступов склона	Каньон и прилегающая к его устью часть подножия		Подножье выступов материковых блоков	
А В И Т А Ц И О Н Н Ы Е				Гидрогенные	
МЕНТАЦИЯ МАЛОЙ ПЛОТ-	Подводно-склоновые процессы			Контурные течения	
	Оползание масс осадков без нагрузки и их сползания	Потоки вещества большой плотности (течение масс разжиженных осадков)			
		Грязекаменные потоки с грубым материалом	Пульпообразные потоки	Мутьевые потоки	
Покровы обложения структурных и денудационных поверхностей; мощные льды выполнения впадин	Оползневые массивы	Глуководные конусы выноса			Аккумулятивные валы ("Гигантские" аккумулятивные формы)
		Верхняя часть конуса (русла)	Средняя часть конуса, прирусловые валы	Внешняя часть конуса, зона расщепления потока	
Н Ы Е ЕЛОИДЫ)	П О Д В О Д Н О - С К Л О Н О В Ы Е О Т Л О Ж Е Н И Я			Отложения течений	
истые нефеломорской аккумуляции аккумулятивные нефеловидные аккумуляции обложения массивные тер-гидрослюдистые рачи молодых ениц; олигово-сарголы глубоководного моря)	Оползневые отложения (оползневые брекчи)	Песчано-алевритово-глинистая масса с гравием и галькой, обломками пород, чаще неслюдистая, местами коассоциальная	Переслаивание мелких песков, алевритов (местами коассоциативных) и алевритово-глинистых илов	Турбидиты (традиционно-слоистые песчано-алевритово-глинистые осадки)	Контуриты (волнисто-слоистые алевритово-глинистые илы)
Выделяется широкий спектр фаций в зависимости от гранулометрического и вещественного состава материала					

Рис. 20. Литодинамическая схема аккумулятивного процесса на подводных окраинах материков

аккумуляции, главный динамический агент формирования которых — прежде всего те колебательные движения воды у дна, которые вызываются деформацией и разрушением волн на лобом прибрежном мелководье. Волновые отложения, как показано выше и отражено на схеме, представлены обычно осадками трех фашиальных комплексов, четко различающихся по литологическим признакам, детально описанным в соответствующей главе. Первый — пляжевые отложения уже разрушенной волны или так называемого прибойного потока, действующего на приурезовом откосе. Отложения двух других волновых фашиальных комплексов формируются ниже уреза, на подводном береговом склоне. Это, во-первых, осадки приурезовой зоны разрушения волн, образующие часто подводные береговые валы, и осадки третьего фашиального комплекса волновых отложений, формирующиеся во внешней зоне первичной деформации волн на мелководье.

Другим генетическим типом отложений материковой окраины из группы гидrogenных являются отложения течений, то есть такие, главный динамический агент накопления которых — поступательное и однонаправленное движение водной массы. Отложения этого генетического типа включают в себя 2 принципиально различные группы фациальных комплексов. Реликтовый и палимисестовый комплексы формируются за счет размыва и переотложения рыхлых, чаще всего континентальных пород и осадков, слагающих поверхность шельфа перед началом последней гляциоэвстатической трансгрессии океана. Отложения фациального комплекса контуритов формируются из принесенного извне в зону аккумуляции течениями материала (взвеси) и отлагаются в результате ослабления взвесенесущей способности течения.

Группа гравитационных комплексов слагается из отложений двух генетических типов, главным агентом которых, определяющим способ накопления, является сила тяжести. Первый тип — подводно-склоновые отложения, формируемые потоками осадочного материала высокой плотности. Разновидности этих потоков образуют в соответствующих условиях ряд фациальных комплексов подводно-склоновых отложений: оползневые, потоков обломочного материала, зернистых потоков и собственно турбидитов. Вторым динамическим генетическим типом отложений из группы гравитационных на материковых окраинах являются нефелоиды — результат осаждения взвеси малой плотности (нефелоседиментации). Среди них, как было показано выше, пока выделяются фациальные комплексы слоисто-пульсационных и массивных неслоистых отложений.

Рассматривая класс специфических континентально-окраинных генетических типов отложений — статических, хотелось бы заметить, что термин "статический" применен здесь в смысле "нединамический". Конечно, имеется в виду статика не в абсолютном значении этого слова, а по отношению к динамическим, как сказать, механогенным, по В.Т. Фролову (1968), отложениям. Входящие в этот класс отложения специально не рассматриваются в данной работе, однако было бы неправильным вовсе исключить их из предлагаемой классификации. Смысл выделяемых здесь групп генетических типов и фациальных комплексов отложений состоит в том, что все это — неперемещенные остатки организмов или результаты хемогенно-диагенетических процессов в отличие от всех остальных возможных, например, первично биогенных, но динамически переотложенных образований.

Возникающие в соответствии с приведенной выше схемой фациальной дифференциации осадочного материала отложения локализуются в определенных морфоструктурных и седиментационных (ландшафтно-седиментационных) зонах подводной окраины материка в зависимости от господствующих в них динамических обстановок. Распределение динамических обстановок и соответствующих им отложений представлено на схеме, названной "Литодинамическая схема аккумулятивного процесса на подводных окраинах материка" (см. рис. 20). На этой схеме основные морфоструктурные элементы материковой окраины рассматриваются как ряд ландшафтно-седиментационных зон, крайние члены которого наиболее резко отличаются друг от друга тем, что в каждой из зон ведущими являются разные динамические процессы. Один из крайних членов этого ряда — береговая зона, где господствуют гидрогенные и прежде всего волновые процессы. В соответствии с этим прибрежная зона является областью аккумуляции отложений одного генетического типа — волновых.

Другой член — континентальный склон и его подножие, где господствуют уже гравитационные процессы, за единственным исключением, связанным с действием контурных течений. Такая картина имеет место во всех бассейнах, и именно поэтому формирующиеся в этих последних ландшафтно-седиментационных зонах отложения океанов и внутренних морей отличаются друг от друга сравнительно мало. И там и тут континентальный склон и подножие являются областью аккумуляции отложений из группы гравитационных генетических типов: подводно-склоновых и нефеловидных (гравитационного осадения взвеси малой плотности), локализующихся либо в системе каньон-конус выноса, либо вне ее.

Переходной ландшафтно-седиментационной зоной между двумя крайними членами упомянутого выше ряда является шельф. Здесь имеются возможности для действия в определенных условиях то гидрогенных (главным образом различных течений), то гравитационных процессов. Поэтому именно в данной седиментационной зоне ярче всего проявляются различия между аккумулятивным процессом на шельфах океанов, где господствуют гидрогенные динамические процессы (в основном течения), и на шельфах внутренних морей, где резко преобладает пассивное гравитационное осаднение из взвеси малой плотности (нефелоседиментация). В предлагаемой схеме находит отражение зональное распределение областей аккумуляции нефеловидных отложений (в приэкваториальной и припо-

лярной зонах) и областей формирования реликтовых и палимисестовых отложений в зоне средних широт. Эта зональность, как было показано выше, определяется прежде всего различным в разных широтных зонах суммарным гидродинамическим воздействием надшельфовых вод на дно в сочетании с объемами поступающего в зону седиментации материала. Главные морфоструктурные и ландшафтно-седиментационные зоны аккумуляции материковой окраины подразделяются на подзоны, соответствующие отдельным более мелким элементам рельефа береговой зоны, шельфа, а также континентального склона и его подножия. Разнообразное проявление ведущих динамических процессов в подзонах в сочетании с другими факторами приводит к формированию в них конкретных вещественно-генетических, т.е. фациальных комплексов осадков.

Каждый из описанных выше генетических типов и фациальных комплексов новейших морских отложений материковой окраины характеризуется определенной формой аккумуляции осадочного материала, т.е. слагает определенные элементы аккумулятивного рельефа данной зоны дна океана (см. рис. 20). Так, формой аккумуляции волновых отложений являются разнообразные береговые аккумулятивные формы, отдельные элементы мезорельефа которых (пляж, подводный береговой склон с зоной валов) слагаются определенным фациальным комплексом волновых осадков.

Формой аккумуляции отложений течений являются на шельфе различные образуемые палимисестовыми песками грядовые элементы аккумулятивного рельефа: приливные, штормовые гряды, песчаные волны и т.д., а также маломощные покровы облекания палеорельефа реликтивными грубозернистыми песками. На континентальном подножии отложения данного генетического типа (контуриты) образуют, как известно, так называемые гигантские аккумулятивные формы валообразного характера. Выделенный самостоятельный генетический тип нефелоидных отложений формирует различного типа аккумулятивные равнины — один из наиболее распространенных элементов рельефа морского дна даже в пределах материковых окраин. Наконец, основной (но не единственной) формой аккумуляции подводно-склоновых отложений являются глубоководные конусы выноса на континентальном подножии, различные элементы мезорельефа которых (прирусловые валы, наложенные конусы и т.п.) слагаются осадками разных фациальных комплексов данного генетического типа.

Динамической обстановкой и литодинамическими процессами

обусловливается способ образования наиболее распространенных динамических генетических типов отложений материковой окраины и формируемых ими аккумулятивных элементов рельефа. Для отложений, входящих в класс статических генетических типов, этот способ определяется либо процессами жизнедеятельности организмов (биогенно-бентосные образования), либо хемогенными процессами преобразования верхнего слоя осадка.

Изложенные выше представления о фациальной дифференциации осадочного материала на подводных окраинах материков и основанная на этих представлениях генетическая классификация соответствующих отложений могут быть использованы при геокартировании данной зоны дна океана. В частности, была предложена легенда для карт четвертичных отложений дна, впервые основанная на тех же принципах, что и подобные карты суши [43]. Ниже приводится часть этой легенды, использованная авторами при составлении карт-схем четвертичных отложений Черного и Белого морей. В соответствии с этой легендой по возрасту и генетической принадлежности (способу накопления) в указанных районах выделяются следующие отложения:

$Q_{IV}^{nph}(bd)$ – нефелоиды (nph) слоисто-пульсационные (bd-bcdding) голоценового возраста;

$Q_{III}^{nph}(m)$ – нефелоиды неслоистые, массивные (m-massiv) позднплейстоценового возраста;

Q_{IV}^{kntr} – контуриты голоценового возраста;

$Q_{IV}^{R(all)}$ – реликтовые отложения (первично аллювиальные) голоценового возраста;

$Q_{IV}^{plmp(all)}$ – палимисестовые отложения (первично аллювиальные) голоценового возраста;

$Q_{IV}^{bs(sh)}$ – биоседиментационные отложения раковинные (sh-shell) голоценового возраста.

При картировании реальных осадков часто возникает необходимость выделять образования смешанного генезиса или амфотерные по терминологии D. McManus [84], например, реликтовые с примесью непереотложенного раковинного (биоседиментационного) материала или ракушечники с заметной примесью нефелоидного глинистого материала и т.п. Такие отложения могут быть отражены в легенде, как это было сделано для упомянутых выше районов, следующим образом:

$Q_{IV}^{amph}(R-bs)$ – амфотерные (реликтивно-биоседиментационные) голоценового возраста;

$Q_{IV}^{amph(bs-nph)}$ – амфотерные (биоседиментационно-нефелоидные) голоценового возраста и т.д.

Выделенные по способу накопления отложения могут быть охарактеризованы литологически, что отражается в дополнительной нагрузке. Например, на картах может быть указано, что выделенные на них нефелоидные илы сложены терригенным глинистым или планктоногенным карбонатным материалом и т.д.

Действием факторов, определяющих способ отложения осадка и создаваемой им аккумулятивной формы, не может быть полностью определен характер возникающих отложений, так как вещественный состав поступающего в пределы материковой окраины и возникающего в ней осадочного материала в значительной степени определяется такими факторами, как геологическое строение и климат прилегающей суши, а также океанологическими параметрами смывающих ее вод. Результатом этого является то, что одной из основных черт вещественного состава осадков материковых окраин оказывается преобладание в них терригенного материала. Осадочный процесс на материковых окраинах поэтому можно вслед за В.Е. Хаиным (1980) называть аллохтонным, поскольку здесь аккумулируется материал, в основном мобилизованный вне области накопления.

То, что терригенный материал резко преобладает в современных отложениях приконтинентальных зон дна, хорошо выявляется на всех картах типов осадков океанов. Особенно четко это видно на картах осадочных формаций Тихого океана (Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. 1971, 1972). Следует лишь отметить, что все известные ныне материалы показывают, что даже в подавляющем большинстве приконтинентальных районов распространения карбонатных отложений эти последние представлены чаще всего осадками, являющимися аналогами мергелей. Терригенный глинистый материал преобладает, таким образом, и в них.

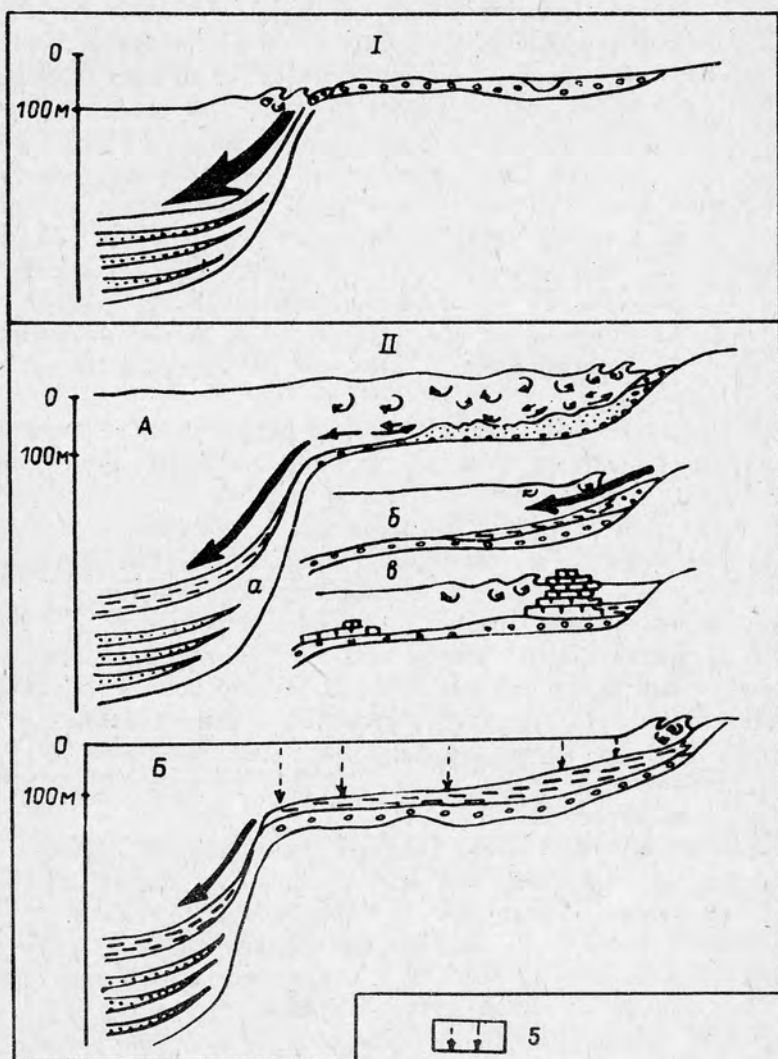
Если же рассматривать не только современные осадки континентальных окраин, но и разрезы отложений данной зоны дна, то неизбежен вывод о еще большей роли терригенного, глинистого вещества в накапливающихся здесь толщах. Действительно, наибольшие скорости накопления, а следовательно, и мощности характерны для тех горизонтов осадков континентальных склонов и их подножий, которые накапливались в регрессивные фазы развития океанов и связанных с ними внутренних морей, как это было во время ледниковий в антропогене. Эти же фазы были периодами резкого усиления сноса

терригенного материала с суши (рис. 21). Таким образом, большая часть разрезов антропогена приконтинентальных зон дна сложена сугубо терригенными осадками. Роль биогенного (карбонатного и кремнистого) материала в них в целом второстепенна, так как даже в разрезах областей низких широт и тропиков такие отложения образуют по существу лишь сравнительно маломощные прослои в терригенных толщах. Одна из основных особенностей таких толщ — высокая скорость накопления осадков и их большие мощности. В дополнение к этому уже хорошо известному факту необходимо указать, что данная закономерность относится не только к континентальным подножиям. В определенных условиях, например, во внутренних морях и приэкваториальных зонах океанов, не менее интенсивное, хотя и не непрерывное, морское осадконакопление идет и на шельфах.

Другой характерной чертой строения разрезов отложений континентальных окраин является их слоисто-ритмичное строение, связанное с действием специфических факторов седиментогенеза, таких как характер динамики среды накопления и колебаний уровня моря. Обусловленная непрерывными колебаниями макроритмичность проявляется в разрезах континентального подножия чередованием мощных терригенных регрессивных горизонтов и сравнительно маломощных и более талассогенных трансгрессивных прослоев. На шельфах такого рода ритмичность заключается в смене горизонтов морских и континентальных отложений. Все это позволило А.П. Лисишину [24] назвать процесс формирования толщ отложений материковых окраин лавинной седиментацией.

Помимо упомянутых выше главных особенностей вещественного состава отложений материковых окраин можно перечислить следующие. Во-первых, это высокое содержание в толще осадков и, главное, абсолютные массы органического вещества как терригенного, так и планктоногенного происхождения. Это влечет за собой другую особенность, а именно: весь процесс осадконакопления происходит в восстановительных условиях, что определяет господство редукционных процессов восстановления в раннем диагенезе осадков [37]. Важная роль этой закономерности заключается в том, что существование подобных условий при накоплении и раннем диагенезе осадков материковых окраин во многом определяет и последующий литогенез, в частности условия для нефтегазонакопления.

Существенно при этом значение и третьей особенности —



- 1
- 2
- 3
- 4

- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Рис. 21. Палеолитодинамическая схема позднечетвертичного осадкообразования на подводных окраинах материков: I – конец позднего плейстоцена (регрессия); II – голоцен (трансгрессия); А – океаны (а – средние и высокие широты, б и в – приэкваториальные широты); Б – внутренние моря; 1 – отложения континентального плейстоцена и реликтовые; 2 – прибрежно-морские (волновые) отложения; 3 – палимисестовые (реликтивно-переотложенные) отложения; 4 – снос осадочного материала (толщина стрелки указывает масштаб сноса); 5 – осаждение твердого вещества из взвеси; 6 – вновь накопившиеся голоценовые осадки (главным образом алевроитово-глинистые илы); 7 – слоисто-ритмичные, склоновые толщи плейстоцена; 8 – кораллово-водорослевые отложения; 9 – циркуляция водных масс

"свежести", то есть слабой преобразованности переходящего в осадок материала, обусловленной быстрым и недалгим переносом от области его мобилизации до зоны осадконакопления. Благодаря этому, в частности, и сохраняется непреобразованной, неразложившейся до захоронения в осадке различная органика.

Принципиально отличным от континентально-окраинного является аккумулятивный процесс на ложе океана, где осадконакопление обычно принято называть пелагическим [23]. Здесь он в основном определяется собственно "океаническими" факторами, и с этой точки зрения такой седиментогенез можно назвать "автохтонным", так как эти факторы связаны прежде всего с типично широтно-зональными характеристиками – гидрологическим режимом и биопродуктивностью бассейна, а также с геологическим строением того или иного района дна самого океана. В конечном итоге главенствующая роль данных факторов обуславливает преобладание в областях собственно океанского осадконакопления биогенных или вулканогенных образований, а также отложений, являющихся продуктами глубокого химического изменения как местного, так и терригенного материала. Осадочный материал именно такого генезиса имеет решающее значение в пелагических отложениях океанского дна. Таким образом, в противоположность преимущественно терригенному континентально-окраинному литогенезу собственно океанское, пелагическое осадконакопление можно назвать биогенно-вулканогенно-диагенетическим.

Важно отметить также, что в строении разрезов, текстуре и составе собственно океанских позднечетвертичных осадков слабо проявляются колебания уровня океана. Среди литодинамических факторов явно господствует лишь один из видов гравитационного процесса — осаджение твердого вещества из взвеси малой плотности, т.е. нефелоседиментация с образованием нефелоидных осадков. На первый план здесь выступают широтно-зональные гидрологические факторы, такие, например, как влияющие на биопродуктивность и условия накопления карбонатного материала температура и соленость. Результатом всего этого является то, что для разрезов собственно пелагических отложений ложа океана не характерно типичное для континентальных окраин слоисто-ритмичное строение. Наоборот, в целом они отличаются большей монотонностью, сочетающейся к тому же со сравнительно малой мощностью, отражающей характерные для ложа океана низкие скорости осадконакопления. Резко отличает пелагические условия седиментации на ложе океана от континентально-окраинных господство явно выраженных окислительных условий накопления и, главное, раннего диагенеза осадков. В литогенезе пелагических отложений в связи с этим господствуют процессы окисления [37].

Сопоставление закономерностей осадочного процесса на материковых окраинах с пелагическим показывает, что первый обладает всеми чертами, свойственными самостоятельному типу седиментогенеза. Во-первых, он реализуется в определенной морфоструктурной зоне земной поверхности, во-вторых, определяется специфическим набором главных факторов осадконакопления, в-третьих, характеризуется только ему присущими особенностями состава отложений и строения формируемых ими разрезов. Континентально-окраинный седиментогенез является одним из двух основных типов осадконакопления в морях и океанах. Иным, соответственно, представляется пелагический седиментогенез на ложе океана, так сказать "собственно океанский".

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный анализ особенностей строения и состава отложений и условий их накопления показывает, что аккумулятивный процесс на подводных окраинах материков обладает следующими специфическими особенностями.

1. В пределах данной зоны дна океана в противоположность

его ложу динамика среды осадконакопления (то есть литодинамика) представляет собой важнейший элемент накопления морских осадков.

2. Литодинамическая обстановка как в пределах шельфа с прибрежной зоной, так и на континентальном склоне и подножии является в большинстве случаев главным экзогенным фактором, определяющим (за исключением биогенно-бентосных и хемогенно-диагенетических осадков) способ отложения осадочного материала, перехода его в осадок с образованием соответствующего аккумулятивного тела (формы рельефа), вещественный состав которого в основном зависит от климата и геологического строения данного участка материковой окраины.

3. Динамические условия среды накопления толщ отложений на подводных окраинах материка в связи с вышеизложенным являются основным критерием для выделения их генетических типов и создания генетической классификации таких отложений и образуемых ими аккумулятивных форм, которая может стать основой теории геокартирования данной зоны дна.

4. Главенствующая роль литодинамики в аккумулятивном процессе материковых окраин определяется самой морфологией данной зоны дна океана — гигантского уступа края континента области наиболее активного контакта гидро-, лито- и атмосферы, т.е. по существу тактоникой, однако на пространственное распределение на шельфе различных типов литодинамических процессов, а также формируемых ими отложений определенное влияние оказывает широтная зональность океанологических параметров омывающих материковую окраину вод.

5. Специфика аккумулятивного процесса подводных окраин материков, кроме того, состоит в том, что его характер и масштабы в значительной степени определяются положением уровня моря по отношению к краю шельфа, в соответствии с чем динамические условия в пределах данной зоны дна океана существенно менялись в процессе, например, позднечетвертичных регрессий и трансгрессий.

6. Сравнительно малоамплитудные и практически непрерывные колебания уровня моря (например, гляциоэвстатические) можно также рассматривать в качестве одного из ведущих факторов формирования толщ новейших отложений материковых окраин, а положение этого уровня — как важнейший элемент физико-географической и палеогеографической обстановки.

7. Значение непрерывных колебаний уровня моря как фактора, определяющего физико-географические условия на материковых окраинах, состоит в том, что они придают истории

(прежде всего новейшей) данной зоны дна океана характер ритмичного процесса.

8. Одной из главных особенностей толщи новейших отложений материковых окраин является их слоисто-ритмичное строение, обусловленное чередованием серий слоев регрессивных и трансгрессивных осадков.

9. Совокупность действия литодинамических процессов и колебаний уровня моря обуславливает разное расстояние от береговых источников терригенного материала, резко преобладающего в толщах отложений материковой окраины, т.е. определяет влияние суши на состав этих отложений.

10. Специфической особенностью современной физико-географической и палеогеографических обстановок материковых окраин является то, что в ряд ведущих факторов, определяющих их основные черты, выдвигаются динамические процессы в водной толще и верхнем слое осадков, действующие в условиях непрерывных колебаний уровня моря.

11. Ведущая роль этих факторов, с одной стороны, объединяет шельф с прибрежной зоной, континентальный склон и подножие (т.е. подводную окраину материка) в единую ландшафтно-седиментационную зону, а с другой — резко отличает ее от собственно океанской, пелагической области — ложа океана, где роль физико-географической обстановки определяется прежде всего широтно-зональными факторами, такими как температура, соленость, структура водной толщи и другие океанологические параметры, что представляет собой одно из наиболее ярких проявлений циркумконтинентальной зональности в распределении физико-географических характеристик Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Н. Проблемы четвертичной стратиграфии и палеогеографии шельфовых зон Евразии. "Пробл. четвертич. истории шельфа". М.: Наука, 1982, 7-13
2. Айбулатов Н.А., Юркевич М.Г., Новикова З.Т. Процессы современного осадконакопления на шельфе северо-восточной части Черного моря. "Пробл. четвертич. истории шельфа". М.: Наука, 1982, 38-110
3. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978, 185 с.
4. Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Океанические седиментогенез (по новой карте осадков Тихого океана). "Геология и гео-

- физика моря. Геофиз. исследования земной коры." М.: Наука, 1972, 12-25
5. География атоллов юго-западной части Тихого океана (под ред. П.А. Каплина). М.: Наука, 1973, 143 с.
 6. Геология Балтийского моря (под ред. Е.М. Емельянова и В.К. Гуделиса). Вильнюс: Мокслас, 1976, 435 с.
 7. Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, 385 с.
 8. Гершанович Д.Е., Конюхов А.И. Современное осадкообразование в зоне Перуанского течения. "Современные пробл. геологии морей и океанов." М.: Наука, 1975, 15-26
 9. Гросвальд М.Г. О происхождении затопленных береговых линий гляциальных шельфов Северной Атлантики. "Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет." М.: Наука, 1982, 125-133
 10. Димитров П.С., Шимкус К.М., Говберг Л.И. Чаудинские осадки (емонские слои). "Геология и гидрология западной части Черного моря". София: Изд-во Болг. АН, 1979, 115-119
 11. Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана (органическое вещество и фосфор). М.: Наука, 1979, 220 с.
 12. Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Медведев В.С. Типы морфолитогенеза на шельфах Мирового океана. "Континентальные и островные шельфы (рельеф и осадки)". М.: Наука, 1984, 5-33
 13. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Позднечетвертичные изменения климата Земли и роль палеогеографических факторов в процессах морфолитогенеза на континентальных и островных шельфах. "Пробл. четвертичн. истории шельфа". М.: Наука, 1982, 13-26
 14. Ионин А.С., Пырличев Д.Г., Маловицкий Я.П., Юркевич М.Г., Крыстев Т.И. Основные особенности геоморфологии дна. "Геология и гидрология западной части Черного моря" София: Изд-во Болг. АН, 1979, 44-60
 15. Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Авельо-Суарес. Геология шельфа Кубы. М.: Наука, 1977, 214 с.
 16. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973, 243 с.
 17. Конюхов А.И. Фашиальная характеристика современных осадков западной подводной окраины полуострова Индостан и особенности размещения органического вещества. "Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков". М.: Наука, 1976, 95-110

18. Крашенинников Г.Ф. Некоторые дискуссионные проблемы современной литологии. "Новое в современной литологии". М.: Наука, 1981, 5-14
19. Леонтьев О.К. О гигантских аккумулятивных формах в абиссали Мирового океана. "Рельеф и ландшафты". М.: Изд-во МГУ, 1977, 28-43
20. Леонтьев О.К. Физическая география океана. М.: Изд-во МГУ, 1982, 325 с.
21. Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М.: Мысль, 1973, 245 с.
22. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975, 225 с.
23. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978, 503 с.
24. Лисицын А.П. Лавинная седиментация в океане. "Лавинная седиментация в океане." Ростов н/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1982, 3-59
25. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973, 201 с.
26. Лонгинов В.В. Литодинамика материковой окраины. "Лавинная седиментация в океане". Ростов н/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1982, 129-136
27. Марков Ю.Д. Четвертичные отложения шельфа Южного Приморья на примере залива Петра Великого (Японское море). "Позднечетвертич. история и седиментогенез окраинных и внутренних морей". М.: Наука, 1979, 46-58
28. Матишов Г.Г. Генетическая классификация рельефа подводной окраины материков (на примере Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики). "Океанология". 1979, XIX, вып. 1, 56-71
29. Мурдмаа И.О. Приконтинентальные морские и океанические фации, их палеоокеанологическая интерпретация. "Лавинная седиментация в океане". Ростов н/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1982, 71-82
30. Невесский Е.Н. Вопросы эффективности изучения истории геологического развития прибрежно-шельфовых зон океана. "Океанология", 1976, XVI, 1042-1049
31. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море, седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977, 167 с.
32. Острова западной части Индийского океана (под ред. Л.Г. Никифорова). М.: Изд-ва МГУ, 1982, 199 с.
33. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадко-накопления. М.: Недра, 1981, 439 с.

34. Сафьянов Г.А. Сток терригенного материала через подводные каньоны. "Лавинная седиментация в океане". Ростов н/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1982, 147-154
35. Свифт Д. Осадкообразование в пределах континентального шельфа. "Геология континентальных окраин". М.: Мир, 1968, 139-195
36. Сорокин В.М., Димитров П.С., Лукша В.Л. Типы позднечетвертичных осадков на континентальной террасе. "Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря." София: Изд-во Болг. АН, 1980, 135-148
37. Страхов Н.М. Проблемы геохимии океанского литогенеза. М.: Наука, 1976, 271 с.
38. Урьен Е.М., Юинг М. Современные осадки и условия седиментации на континентальных шельфах Бразилии, Уругвая, провинции Буэнос-Айрес и Рио-Негро. "Геология континентальных окраин". Т.1. М.: Мир, 1978, 252-269
39. Флуд Р., Холлистер Р. Контролируемый течениями рельеф на континентальной окраине США. "Геология континентальных окраин". Т.1. М.: Мир, 1978, 222-231
40. Фролов В.Т. Основы генетической типизации морских отложений. "Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана". Л.: Недра, 1980, 38-49
41. Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. гос. ун-та, 1974, 148 с.
42. Чистяков А.А. Фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов выноса. "Общая геология". (Итоги науки и техники). 1980, 10, 132 с.
43. Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Современные представления о генетической классификации морских четвертичных отложений и возможности ее использования при геокартировании дна материковых окраин. Обзор. Сер. морск. геол. и геофиз. М.: Изд-во ВИЭМС Мингео СССР, 1983, 58 с.
44. Шанцер Е.В. Генетические типы четвертичных отложений. "Стратиграфия СССР. Четвертичные отложения". Т.1. М.: Недра, 1982, 61-94
45. Шимкус К.М. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981, 238 с.
46. Щербаков Ф.А. Особенности седиментогенеза на континентальных окраинах океанов и во внутренних морях. "Позднечетвертич. история и седиментогенез окраинных и внутренних морей". М.: Наука, 1979, 3-12

47. Щербаков Ф.А. Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений. "Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет". М.: Наука, 1982, 112-119
48. Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене. "Изменения уровня моря". М.: Изд-во МГУ, 1982, 189-194
49. Щербаков Ф.А. Генетические типы отложений континентальной окраины и основные черты их формирования. "Пробл. четвертич. истории шельфа." М.: Наука, 1982, 27-38
50. Щербаков Ф.А., Долотов Ю.С., Юркевич М.Г., Рожков Г.Ф. О механической дифференциации песчаного материала в прибрежной зоне моря. "Мех. дифференциация твердого в-ва на континенте и шельфе." М.: Наука, 1978, 61-72
51. Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983, 212 с.
52. Щербаков Ф.А., Конохов А.И., Куренков В.Г. Состав и строение позднечетвертичных отложений Красного моря. "Изв. АН СССР. Сер. геол." 1980, № 5, 131-144
53. Arthur M.A., Von Rad Early. Neogene base-of-slope sediments at site 397, DSDP Leg 47. "Init. Repts Deep Sea Drill. Proj. Vol. 47. "P.1". 1981, 603-640
54. Barnes P.W. Sedimentary processes on Arctic shelves off the Northern coast of Alaska. In: The coast and shelf of the Beaufort sea. Arctic Inst. of North America, Press. USA, 1975, 448-463
55. Chough S.K. Submarine debris flow deposits in the Ogcheon basin, Korean Peninsula. "CCOP Technical Bull.", 1981, 14, 17-31
56. Coleman J.M., Roberts H.H., Murray S.P., Salama M. Morphology and dynamics sedimentology of the eastern Nile delta shelf. "Mar. Geol.", 1981, 42, № 1/4, 301-326
57. Comes Francis, Le Fournier J. Le cone de L'Amazone (Mission Orgon II). Cadre geologique et sedimentaire—resultats a la mer. "Bull. Cent. rech explor.—prod. Elf-Aquitaine", 1979, 3, № 1, 141-211
58. Cook H.E. Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. "SEPM, Special Publication", 1979, № 27, 287-305
59. Damuth J.E., Embley R.W. Mass-transport processes on Amazon cone: western equatorial Atlantic. "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1981, 65, № 4, 629-643

60. Der Borch C.C., Smit R., Grady A.E. Late Proterozoic submarine canyons of Adelaide Geosyncline, South Australia. "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1982, 66, № 3, 332-347
61. Dingle R.V., Camden-Smith F. Acoustic stratigraphy and current-generated bedforms in deep oceans off southeastern Africa. "Mar. Geol.", 1979, 33, № 3/4, 239-260
62. Embley R.W. New Evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. "Geology", 1976, 4, № 4, 371-374
63. Embley R.W. Anatomy of some the Atlantic margin sediment slides and some comments on ages and mechanisms. In: Marine slides and other mass-movements. Plenum Press. New York-London, 1980, 189-214
64. Embley R.W. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. "Mar. Geol.", 1980, 38, № 1/3, 23-50
65. Encyclopedia of beaches and coastal environments. Editor: M.L.Schwartz. In: Encyclopedia of Earth Sciences, vol. 15. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 1982, 468 p.
66. Enos P. Flow regimes in debris flows. "Sedimentology", 1977, 24, № 1, 133-142
67. Field M.E., Nelson C.H., Cacchione D.A., Drake D.E. Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering Sea". Mar. Geol.", 1981, 42, № 1/4, 233-258
68. Field M.E., Clarke S.H. Small-scale slumps and slides and their significance for basin slope processes, southern California borderland. "SEPM, Special Publication", 1979, № 27, 223-230
69. Figueiredo A.G., Sanders J.S., Swift D.J.P. Storm-graded layers on inner continental shelves: examples from southern Brazil and the Atlantic coast of the Central United States. "Sediment. Geol.", 1982, 31, № 3-4, 241-257
70. Fleming B.W. Factors controlling shelf sediments, dispersal along the southeast African continental margin. In: Sedimentary dynamics of continental shelves. "Mar. Geol., Spec. issue", 1981, 42, № 1/4, 259-277
71. Jacobs M.B. Nepheloid sediments and nephelometry. In: Encyclopedia of Sedimentology. Ed. Fairbridge R.W., Bourgeois J. Dowden, Hutchinson and Ross., Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 1978, 562-564
72. Hesse R.A. Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysh section of the East Alps and other basins. "Sedimentology", 1975, 22, № 4, 387-416

73. Keller G.P., Shepard F.P. Currents and sedimentary processes in submarine canyons of Northeast United States. In: Sedimentation in submarine Canyons, Fans and Tranches. Dowden, Hutchison and Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 1978, 256-278
74. Kelts A., Arthur M.A. Turbidites after ten years of deep-sea drilling—wringing out the mop? "SEMP, Spec. Publ.", 1981, № 32, 91-127
75. Kennet J.P. Marine geology. Prentice-Hall. Inc. Englewood Cliffs, 1982, 813 p.
76. Knebel H.J. Processes controlling the characteristics of the surficial sand sheet U.S. Atlantic outer continental shelf. "Mar. Geol.", 1981, 42, № 1/4, 349-368
77. Kowsman R.O. et al. Modelo da sedimento Holocenic na plataforma continental sul Brasileira. "Ser. proj REMAC", 1977, № 2, 7-26
78. Kraft J.C., John Ch.J. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1979, 63, № 12, 2145-2163
79. Kumar N. Modern and ancient barrier sediments. New interpretations based on stratigraphic sequence in inlet filling sands and on recognition of nearshore storm deposits. "Ann. N.G. Acad. Sci.", 1978, 22, № 5, 425-451
80. Langhorn D.N. A study of the dynamics of a marine sand wave. "Sedimentology", 1983, № 2, 571-594
81. Lowe D.R. Grain flow and grain flow deposits. "Sediment. Petrol.", 1976, 46, № 1, 188-199
82. Lowe D.R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. "Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.", 1979, № 27, 75-82
83. Lowe D.R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. "J. Sediment. Petrol.", 1982, 52, № 1, 279-297
84. McManus D.A. Modern versus relict sediments on continental Shelf. "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1975, 86, № 8, 1154-1160
85. Middleton G.V., Hampton M. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. "Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Pacific section, Short course notes", 1973, 1-38
86. Milliman J.D., Summerhayes C.P., Barretto H.T. Quaternary sedimentation on Amazon continental margin: a model. "Geol. Soc. Amer. Bull.", 1975, 86, № 5, 610-614
87. Mutti E. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho group (Southcentral Pyrenees, Spain). "Sedimentology", 1977, 24, 107-131

88. Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S., Edwards B.D. A review of mass movement processes, sediments acoustic characteristics and contrasts in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. "Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.", 1979, № 27, 61-73
89. Normark W.R., Piper D.J., Hess G.V. Distributary channels, sand lobes and mesotopography of navy submarine fan, with applications to ancient fan sediments. "Sedimentology", 1979, 26, 749-774
90. Parker G. Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. "Mar. Geol.", 1982, 46, № 3/4, 307-327
91. Sharma G.D. The Alaskan shelf. Hydrographic, sedimentary and geochemical environments. Springer-Verlag, New York, 1979, 459 p.
92. Sedimentation in submarine fans, cones and trenches. Eds: Stanley J., Kelling D. Dowden, Hutchinson and Ross., Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 1978, 452 p.
93. Sedimentary dynamics of the continental shelves of the world. Ed. Nittroner Ch. "Mar. Geol.", Spec. issue, 1981, 42, № 1/4, 353 p.
94. Shepard F.P. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1981, 65, № 6, 1062-1077
95. Shepard F.P., Marshall N.P. Currents in submarine canyons and other types of seavalleys. "Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.", 1979, № 27, 85-94
96. Stow Dorrik A.V. Laurentian fan: morphology, sediments, processes and growth pattern. "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.", 1981, 65, № 3, 375-393
97. Summerhayes C.P., Milliman J.D., Briggs S.R., Bec A.G., Hogan C. Northwest African shelf sediments: influence of climate and sedimentary processes. "J. Geol.", 1976, 84, № 3, 277-300
98. Winn R.D., Dott R.H. Submarine-fan turbidites and resedimented conglomerates in a Mezozoic arc-rear America. "Sedimentation in submarine fans, canyons and trenches". Dowden, Hutchinson and Ross., Inc. Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 1978, 362-376

ОГЛАВЛЕНИЕ

(соответствует рубрикам 38.15.17; 38.15.27 и 38.43.21
Рубрикатора ГАСНТИ)

Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Осадконакопления на подводных
окраинах материков

Введение	3
Глава 1. Главные факторы и условия накопления осадков на материковых окраинах	9
Глава 2. Осадконакопление в прибрежной зоне волновой аккумуляции	20
Глава 3. Осадконакопление на шельфе	44
Глава 4. Осадконакопление на континентальном склоне и подножии	77
Глава 5. Общая схема фациальной дифференциации отло- жений подводных окраин материков и ее практическое значение	113
Заключение	124
Литература	126

Технический редактор Н.И. Ходес Корректор В.В. Собакина

Сдано в набор 23.02.84

Подписано в печать 13.02.84 Т-03722
Формат 60×90 1/16 Бум. офс. № 2 Печать офсетная
Усл. печ. л. 8,5 Усл.-кр. отт. 8,69 Уч.-изд. л. 7,46
Тир. 400 экз. Зак. 1393 Цена 1 р. 10 к.

Адрес редакции: 125219, Москва, А-219, Балтийская ул., 14
Тел. 155-44-44

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
140010, Люберцы 10, Московской обл.,
Октябрьский проспект, 403

УДК [552.5:551..79]:551.351

А.А. Чистяков, Ф.А. Щербаков. Осадконакопление на подводных окраинах материков. "Общая геология" (Итоги науки и техники), 1984, 18, 3-135

Приводятся результаты многолетних исследований процессов осадконакопления, состава и строения толщи позднечетвертичных и современных отложений подводной окраины материков. Библ. 98.