

РГАСНТИ 383.15.17.17.39

ISSN 0202—7372



# ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 26



Москва 1989

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО НАУКЕ И ТЕХНИКЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ИНСТИТУТ НАУЧНОЙ И ТЕХНИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ  
(ВИНИТИ)

## ИТОГИ НАУКИ И ТЕХНИКИ

СЕРИЯ  
ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Том 26

А. А. ЧИСТЯКОВ, Ф. А. ЩЕРБАКОВ

ПРОБЛЕМЫ  
ДИНАМИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

Редактор д. г.-м. н. А. И. Конюхов

Серия издается с 1966 г.



МОСКВА 1989

Главный редактор информационных изданий ВИНТИ  
профессор *П. В. Нестеров*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
информационных изданий по геологии

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

Члены редакционной коллегии: д. т. н. *В. С. Алексеев*, проф. *В. Т. Борисович*,  
проф. *И. В. Высоцкий*, к. г.-м. н. *И. Б. Иванов*, проф. *Б. М. Келлер*,  
акад. *Ю. А. Косыгин*, к. г.-м. н. *И. Н. Красилова*,  
к. г.-м. н. *Е. В. Кучерук*, д. г. н. *К. С. Лосев*,  
*И. Т. Макеева* (ученый секретарь редколлегии),  
чл.-корр. АН СССР *А. С. Марфукин*,  
проф. *А. К. Матвеев*, д. г.-м. н. *М. С. Моделевский*,  
д. г.-м. н. *Ю. Б. Осипов*, проф. *В. П. Петров*, проф. *Г. Ф. Яковлев*

Рецензенты: д. г.-м. н. *М. Н. Алексеев*, д. геогр. н. *Н. А. Айбулатов*

## ПРОБЛЕМЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

А.А. Чистяков, Ф.Л. Шербаков

### В В Е Д Е Н И Е

К основным проблемам одного из главных разделов литологии – динамической седиментологии – относится изучение процессов (способов) перехода в осадок материала самого разного состава и генезиса, обусловленных динамикой среды накопления, а также исследование определяемых указанными процессами особенностей строения формирующихся осадочных геологических тел. На принципиально иной основе совершается переход осадочного материала в осадок в результате деятельности организмов и химических процессов, при которых происходит био- и хемоседиментация – накопление не перемещенных другими факторами продуктов указанных агентов.

В отечественной геологической науке и практике генетический анализ осадочных образований на динамической основе связан с именами А.П. Павлова, Е.В. Шанцера, Н.И. Николаева, Г.И. Горещкого и др., разработавших классификацию и методы изучения континентальных, главным образом четвертичных отложений. Эти классификация и методы стали теоретической базой для геологического картирования поисков полезных ископаемых и различных аспектов их практического использования. Иначе обстоит дело с морскими отложениями, основой генетического анализа которых до недавнего времени оставалось изучение их вещественного состава и определение глубины их накопления на дне бассейна, которая автоматически рассматривалась как главный критерий динамической обстановки (мелководные отлагаются в динамически активной среде, а глубоководные в пассивной).

Генетический анализ морских отложений базировался (как, например, у Страхова Н.М.) почти исключительно на литолого-



геохимических данных, послуживших основой для соответствующих классификаций, литологического картирования и создания широтно-зональной модели современного океанского литогенеза А.П. Лисицына. Это и понятно, так как именно вещественный состав океанских образований определяется в первую очередь климатическими условиями мобилизации осадочного материала как в самом океане, так и на различных по геологическому строению блоках континентов, что и было показано упомянутыми исследователями. Такой подход оставлял, однако, в тени особенности формы аккумуляции и текстуры осадочного тела, которые определяются прежде всего динамическими условиями перехода мобилизованного разными путями осадочного материала в осадок.

Таким образом, в общей схеме осадочного процесса (мобилизация осадочного материала, его транспорт, седиментация, литогенез) многие проблемы, связанные с седиментацией (переходом в осадок) до сравнительно недавнего времени представляли собой слабо изученное звено, требовавшее, естественно, повышенного внимания и специального рассмотрения. Причины сложившегося положения заключались в существенном отставании уровня наших знаний о динамике морской и особенно океанской сред осадконакопления от таковых на суше. В последнее время наметились, однако, принципиальные сдвиги в этом отношении.

Необходимость и возможность восполнить указанный пробел нашли свое отражение в последней книге Н.М. Страхова по геохимии океанского литогенеза, где он в общей форме указал на ведущую роль гидродинамики и механического фракционирования осадочного материала в океанском седиментогенезе. Механизм и детальный анализ динамики морской седиментации нуждались в дальнейшей разработке. Внимание к этим проблемам нашло свое отражение в появлении в 70–80-х годах исследований, в которых связанные с динамической седиментологией вопросы в той или иной мере затрагиваются. Так, например, А.П. Лисицыным в последние годы было развито представление о лавинной седиментации в океане (27). В зарубежной литературе появились сборники типа "Sedimentary dynamics of the continental shelves of the World" и "Sedimentary Environments and Facies"; проблемы динамической седиментологии стали более широко отражаться и в геологических (18), и в обшелитологических работах (25, 37, 43, 63). Генетический анализ древних толщ морских отложений развивается В.Т. Фроловым (49). На примере четвертичных отло-

жений ранее была предложена основанная на динамическом подходе классификация осадков материковых окраин и были даны примеры ее применения прежде всего для геологического картирования (5). Необходимость выделения генетических типов океанских донных осадков прежде всего на динамической основе признает и И.О. Мурдмаа (36), рассматривающий в своей классификации главные генетические типы этих осадков как крупные литодинамические группы отложений.

Большой размах исследования в области динамической седиментологии морских отложений получили в последнее время за рубежом, особенно на примере данных о строении толщ новейших отложений современных материковых окраин Мирового океана. Наиболее интенсивно работы проводятся на шельфах и материковых подножиях. Для шельфов анализ динамических условий формирования осадочных тел имеет самое непосредственное практическое значение прежде всего как важнейший аспект оценки инженерно-геологических условий его практического освоения (установка буровых платформ и других сооружений). Эти исследования и обобщение их результатов за рубежом связаны с именами К.О.Emery, D.Swift, D.MacManus, J.J.Walsh и др.

Достаточно далеко продвинулись за рубежом также работы по изучению динамики седиментации на материковых подножиях, где основное внимание уделяется изучению современных глубоководных конусов выноса как аналогов соответствующих осадочных тел геологического прошлого на континентах. Цель этих исследований — создание геологических основ прогнозирования при поисках неструктурных ловушек углеводородов. Высокая эффективность таких работ показана на примере тихоокеанской окраины Северной Америки, где данные о строении современных глубоководных конусов выноса материкового подножия сопоставляются с материалами о подобных же образованиях в мезозойских толщах Калифорнии. Работы стимулируются непосредственными перспективами резкого увеличения разведанных запасов нефти и газа за счет месторождений в пределах современных конусов, включающих и материнские толщи, и коллекторы. Большинство обобщающих работ по глубоководным конусам выноса связано с именами А.Н.Boona, W.R.Nor-mark, С.Н.Nelson, D.R.Lowe, R.Yambly и др.

В области динамической седиментологии морей и океанов существует определенное отставание отечественной геологической науки от зарубежной, где в отличие от немногих работ

упомянутых выше советских авторов помимо большого количества региональных публикаций уже имеется целый ряд крупных специальных монографий и сборников (112, 117). Однако отечественные работы, например А.П. Лисицына по лавинной седиментации, носят более общий характер, нацелены на решение принципиальных вопросов, таких, например, как уже упоминавшиеся классификации морских отложений на динамической основе, методы генетического анализа в целом. Необходимо привлечь внимание исследователей в нашей стране к разработке теории и методов морской динамической седиментологии на новом уровне знаний о соответствующих процессах седиментации и формах образующихся при этом осадочных тел. Особое внимание при этом следует уделить морским отложениям, для которых еще необходимо разработать основы генетического анализа на тех же динамических принципах, на которых базируется изучение континентальных образований. Речь идет, следовательно, об изучении и классификации морских и континентальных отложений на единой генетической (динамической) основе.

Подобный генетический анализ морских отложений, как и континентальных, должен базироваться на литодинамической интерпретации данных о составе и строении толщ осадочных отложений, основанной на сформулированном В.В. Лонгиновым представлении о литодинамике как науке о перемещении твердого вещества по поверхности литосферы под действием гидродинамики и силы тяжести. Естественно, что, говоря о суше, в понятие литодинамики надо включать и аэродинамику. Такая интерпретация возможна лишь на основе широкого использования всех накопленных к настоящему времени данных о современных процессах и формах динамической седиментации. Именно резкое расширение объема знаний об этих процессах в морях и океанах (ранее бывших совершенно недостаточными) и позволяет сейчас осуществлять генетический анализ морских отложений на литодинамической основе, т.е. на тех же принципах, что и континентальных.

Главной отличительной чертой современного подхода к проблемам динамической седиментологии является стремление оценить особенности динамики среды прежде всего на общеэнергетической основе, т.е. охарактеризовать степень динамичности среды с точки зрения энергетического потенциала, которым обладает какой-либо единичный объем пространства в пределах данного участка земной поверхности. Такой подход находит свое отражение, в частности, в довольно широко распростра-

ненных в зарубежной литературе представлениях о низко- и высокоэнергетических обстановках осадконакопления (43). С такими представлениями смыкается и понятие об энергии рельефа как о заложенных в этом рельефе возможностях для протекания тех или иных экзогенных процессов той или иной интенсивности. Эта потенциальная энергия рельефа в гравитационном поле Земли реализуется в работе геологического процесса по транзиту минерального материала (35). Энергетический баланс при этом складывается из механической энергии геологических процессов, увеличивающих потенциальную энергию рельефа территории (приходная часть, идущая, например, от тектонических процессов), и механической энергии процессов, понижающих ее (расходная часть, обеспечиваемая экзогенными процессами размыва и переотложения).

Необходимость именно такого подхода диктуется тем, что накопление какого-либо осадочного геологического тела возможно в результате более или менее длительного периода времени действия того или иного динамического процесса на одном месте. При этом важна именно суммарная энергетическая характеристика среды накопления такого тела в течение всего периода аккумуляции, так как если происходит резкое изменение энергетики среды, то аккумуляция данного типа осадка прекращается и начинается формирование иной в генетическом отношении осадочной формы. Суммарный энергетический потенциал среды осадконакопления складывается из суммы потоков энергии, поступающей в данную точку или участок земной поверхности в результате непрерывного или периодически повторяющегося действия того или иного динамического процесса (2).

В настоящее время практически общенергетический подход к типизации процессов и форм аккумуляции осадочного материала можно использовать в основном лишь качественно, хотя для отдельных процессов (волновых, русловых, течений) и разработаны энергетические модели. В связи с этим пока рационально с такой точки зрения рассматривать 2 основные группы динамических процессов седиментации: высоко- и низкоэнергетическую.

В качестве высокоэнергетических рассматриваются процессы, в которых перемещение и отложение осадочного материала — результат действия потока жидкости, воздуха или колебательных движений в этих средах, а также высокоплотного потока твердого вещества в разжиженном или ненарушенном состоянии. К высокоэнергетическим, следовательно, относятся русловые процессы на суше и в море, волнение, течения, эоловый перенос, течение в различной степени разжиженных

масс осадочного материала, а также оползни, обвалы и т.п. на подводных и надводных склонах.

В качестве низкоэнергетических процессов седиментации рассматривается лишь чисто гравитационное, постепенное осаждение тонкой водной взвеси малой плотности и воздушной пыли "частица за частицей" (табл. 1).

Таблица 1

Динамические обстановки и процессы седиментации

Высокоэнергетические процессы			Низкоэнергетические процессы
Гидрогенные на суше и в море	гравитационные в водной и воздушной средах	аэрогенные	гравитационные в водной и воздушной средах
1. Потоковые: а) русловые, б) течения	1. Течение масс осадков разной степени разжиженности	Эоловый перенос осадочного материала по поверхности суши и моря	Оседание водной взвеси малой плотности и пыли "частица за частицей"
2. Волновые	2. Перемещение блоков осадков и пород разных размеров без нарушения их сплошности		

В первых двух главах разбираются высоко- и низкоэнергетические процессы, широко развитые как на поверхности суши, так и на дне морей и океанов. Они являются главными поставщиками обломочного материала, в особенности на суше, транспортируемого и перерабатываемого гидрогенными процессами, разбираемыми в третьей главе. Специальная глава посвящена осадконакоплению в зонах совместного действия различных динамических процессов, а также эоловым процессам. Таким образом, характеризуются динамические обстановки осадконакопления как в субаэральных, так и в субаквальных условиях. Многие из них, в особенности субаэральные, разобраны очень кратко, в самой общей форме.



## Глава 1. ВЫСОКОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМИРУЕМЫЕ ИМИ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ТЕЛА

В гравитационных процессах основной движущий и отлагающий фактор — сила тяжести и масса самих частиц вещества. Формы проявления гравитационных процессов весьма разнообразны, и они с точки зрения динамической седиментологии могут образовывать как высоко-, так и низкоэнергетические обстановки. Высокоэнергетическая обстановка образуется при движении и осаждении твердого вещества обвалами, оползнями и потоками высокой плотности, обладающими высокой транспортирующей способностью. К низкоэнергетической обстановке относится процесс спокойного ("частица за частицей") гравитационного осаждения взвеси малой плотности, известный под названием "нефелоседиментация". Гравитационные процессы, развитые на суше и под водой, на дне морей и океанов, хотя и имеют много общих черт, но все же существенно отличаются друг от друга и формируют различные отложения. Обвальнo-осыпные и оползневые процессы суши достаточно хорошо изучены и по ним имеется обширная литература. Степень изученности подводных гравитационных процессов намного хуже, и поэтому они будут разобраны более подробно.

На суше обвалы развиваются в условиях сильно расчлененного горного рельефа и представляют собой эпизодические обрушения крупных блоков скальных пород. Наиболее грандиозными являются так называемые сейсмообвалы, образующиеся в результате сильных сейсмических толчков. В качестве примера можно привести грандиознейший сейсмообвал, происшедший в 1911 г. в ущелье реки Мургаб на Памире. Огромная масса горных пород (~ 7 млрд. т) обрушилась в долину и засыпала ущелье, создав плотину до 740 м высотой, перед которой образовалось знаменитое Сарезское озеро длиной ~ 60 км при глубине до 500 м. В обвальных накоплениях беспорядочно смешаны обломки пород самого различного размера — от громадных глыб до мелкого щебня и дресвы. Обломки обычно остроугольные или слабо притупленные. Между обломками часто прослеживается значительное количество порошкообразного мелкоземистого материала.

На крутых склонах дна морей и океанов скорость перемещения обломков в подводных обвалах и каменных лавинах достигает 50–100 м/с. Перемещение твердых частиц происходит при упругом взаимодействии их между собой и поверхностью

склона, по которому они движутся. Преобладает свободное падение, а скатывание отдельных глыб и обломков по склонам имеет подчиненное значение. Для возникновения подводных обвальных отложений, как и на суше, необходимы достаточно крутые и высокие склоны. Поэтому они имеют наиболее широкое распространение на активных континентальных окраинах с резко контрастными новейшими тектоническими движениями. Отложения морской обвальной фации также характеризуются плохой сортированностью, хаотическим расположением обломков и глыб, обычно угловатых и полуокатанных. В отличие от субаэральных обвальных накоплений они содержат очень мало заполняющего вещества, и обломки, как правило, соприкасаются друг с другом. Никакой слоистости, в том числе и градационной, не прослеживается.

Осыпные процессы развиваются намного медленнее обвальных и не носят катастрофического характера. По сравнению с обвальными они распространены гораздо шире. Осыпи являются характернейшим элементом любого горного ландшафта. Они представляют собой скопления обломков размером менее  $1 \text{ м}^3$ , скатившихся по склону под воздействием силы тяжести. При скатывании происходит частичное дробление обломков. В отличие от обвальных в разрезах осыпных накоплений намечается некоторая сортированность обломочного материала. Она выражается в концентрации более крупных и тяжелых обломков в основании осыпного шлейфа и уменьшении их количества и размеров вверх по склону. Обломки не окатаны, хотя бывают значительно обтерты. Свежие осыпи обычно бывают несцементированными. В более старых обломки могут быть скреплены песчано-глинистым материалом. В составе осыпных отложений резко преобладает щебень различной величины. Встречаются также глыбы и дресва.

В подводных условиях осыпание как процесс, аналогичный происходящему на суше, практически не прослеживается, т.к. в плотной водной среде скатывание обломков вниз по склону очень часто замещается их оползанием с образованием различных типов оползней.

Оползневые процессы характеризуются соскальзыванием крупных блоков или разрушенных масс горных пород по возникающим в массиве склона поверхностям срыва. На суше основными условиями для возникновения оползней является наличие достаточно крутых склонов (обычно не менее  $25^\circ$ ) и увлажнение определенной части пород в области склона. Имен-

но насыщение сползающих масс горных пород грунтовыми и поверхностными водами часто является основной причиной возникновения оползней. Различают 2 основных типа субаэральных оползней — блоковые и поточные, которые формируют резко отличающиеся друг от друга отложения. Образование блоковых оползней заключается в соскальзывании крупных блоков пород, сохраняющих при этом в той или иной мере свое внутреннее строение. В частности, может сохраняться и стратиграфическая последовательность слагающих слоев. Возникающие при блоковом оползании накопления представляют собой не новообразования, а продукты сложных оползневых дислокаций сбросового, надвигового и складчатого типов.

Поточные оползни развиваются преимущественно на глинистых или легко оглинивающихся при выветривании горных породах. При развитии поточных оползней сорвавшийся блок распадается, превращаясь в насыщенную водой брекчиевидную массу. Эта масса движется вниз по склону уже по законам пластического или вязкого течения, переходя в потоки вещества высокой плотности. Возникающие таким путем оползневые брекчии являются уже вновь образованными осадками. В отличие от отложений блоковых оползней в них не сохраняются какие-либо черты внутреннего строения коренных пород склона.

Возникновение и развитие подводных оползней в отличие от субаэральных происходит на достаточно пологих склонах с углами лишь  $3-4^{\circ}$  и даже менее. Так, например, в дельте Миссисипи, где происходит очень быстрая седиментация рыхлых осадков, оползни обнаружены на открытых склонах с углами всего лишь  $0,2^{\circ}$ . Оползневые процессы приводят к формированию на склонах волнистого или холмисто-западного рельефа. Оползни могут охватить 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 плейстоценовых оледенений.

Среди подводных оползней выделяются 2 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 и осадков по поверхности скольжения, которая в общем параллельна склону. Как и на суше, выделяются потоковые оползни, образующиеся вследствие скольжения вниз по склону рыхлых неуплотненных морских осадков (*slumps*), и блоковые оползни с перемещением крупных блоков консолидированного материала (*slides*) с четко выраженными плоскостями срыва. Для возникновения оползания необходимы высокие скорости осадконакопления.

Оползневые отложения чаще всего накапливаются у подножий крутых уступов материкового склона, главным образом в пределах его внеканьонных пространств. Оползневые процессы происходят и на крутых стенках каньонов, врезанных в рыхлые отложения, возможно, даже в долинах верхних частей глукбоводных конусов выноса. Однако в таких условиях и сами отложения, и формы их аккумуляции, как правило, не сохраняются длительное время, трансформируясь в более разжиженные высокоплотностные потоки вещества, формирующие уже иные формы аккумуляции и фациальные комплексы осадков, которые будут разобраны ниже.

Типичным примером оползневых отложений, образованных сползшими без нарушения сплошности и текстуры блоками относительно уплотненных илов, являются образования (56), залегающие у подножия одного из наиболее крутых участков континентального склона юго-западной части Крыма с глубины 1800 м. Здесь в нижней, относимой к плейстоцену (новоэвксину), половине более чем шестиметровой колонки вскрывается сложно построенная толща в целом глинистых отложений, основная масса которых представлена глинистыми илами. Однако в этой массе довольно пластичных илов очень много инородных включений в виде крупных с резкими краями блоков более плотных глинистых илов размером 5,10 см (может быть, несколько более). Плотность этих образований близка уже к обычным глинам. На фоне более пластичной массы вмещающих илов серого цвета они обычно выделяются и более темной окраской, связанной с большей степенью сульфидизации железа в них. Кроме того, в описываемой толще повсеместно встречаются разного размера обломки пород, чаще всего в виде мелкой и средней гальки и гравия. Встречаются и более крупные обломки угловатой формы, а также обломки раковин моллюсков.

Гравитационные потоки вещества R.V.Fisher подразделяет на 2 главных типа: 1) флюидные гравитационные, в которых

флюид (газ или жидкость) движется под воздействием гравитации и перемещает взвешенные в нем осадочные частицы параллельно твердой поверхности, 2) осадочные гравитационные, в которых осадки,двигающиеся под воздействием силы тяжести, перемешают и поровую жидкость, заключенную между осадочными частицами. Следовательно, в первом типе транспортирующим агентом осадков является флюид, а во втором перемещение самих осадков приводит в движение поровую жидкость. Для осадочных гравитационных потоков характерны внутренние преобразования, которые отражают поведение потока между ламинарным и турбулентным состоянием. Ламинарно-турбулентные преобразования зависят главным образом от концентрации частиц, мощности потока и скорости течения, тесно связанных с углом наклона склона. Выделяются 4 типа перехода гравитационных седиментационных потоков из ламинарных в турбулентные: а) переход происходит в пределах тела потока (body transformation) без добавления или потери поровой жидкости; б) переход первоначально турбулентного потока, насыщенного частицами, в двухслойный поток с нижним ламинарным слоем и верхним турбулентным вследствие гравитационного осаждения частиц вниз и образования у дна слоя, пересыщенного наносами; высокое содержание осадочных частиц резко повышает вязкость, и придонный слой переходит в ламинарное состояние, а верхний остается турбулентным; в) переход двухслойного потока в результате гидравлического прыжка в единый турбулентный поток; г) переход характеризуется флюидизацией потока, в результате которой происходит вынос мелких легких частиц вверх, что приводит к образованию слабо концентрированного турбулентного потока, движущегося поверх нижнего ламинарного потока с высоким содержанием крупных тяжелых частиц (рис. 1).

Трансформации потоков могут происходить многократно и по всем четырем типам. Так, например, оползни и обломочные потоки могут перейти в турбидитные течения без изменения в содержании воды, когда скорости перемещения возрастают до таких значений, при которых возникает внутренняя турбулентция (типа "а"). К типу "б" относятся отложения флюидизированных осадочных потоков (флаксотурбидиты). При типе "в" позади подводных обломочных потоков образуются турбулентные течения, отлагающие заключительную пачку тонких осадков.

Способ поддержки взвешенных частиц в осадочном гравитационном потоке является прямой функцией их концентрации и



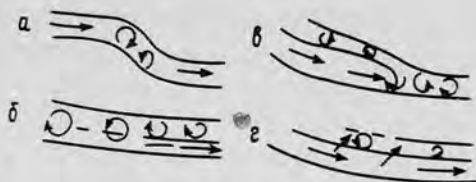


Рис. 1. Типы трансформаций осадочных гравитационных потоков из ламинарных в турбулентные (79): а - внутривихревая; б - гравитационная с образованием двухслойного потока; в - поверхностная с переходом двухслойного потока в единый турбулентный поток; г - флюидизационная с образованием турбулентного потока, движущегося по нижнему ламинарному потоку

количества тонкого вязкого материала, смешанного с поровой водой. От этого в основном и зависит переход потоков из ламинарного состояния в турбулентное и обратно по тому или иному из разобранных выше четырех типов. Способ поддержания частиц во взвешенном состоянии и транспортирующая способность потока на финальной стадии его существования в основном и определяют текстуру и состав каждого отдельного слоя, отложенного тем или иным осадочным гравитационным потоком.

Среди высокоплотностных подводных потоков вещества, представляющих наибольший интерес для динамической седиментологии, выделяются прежде всего пластические вязкие потоки осадочного материала (*mass flow*), которые возникают тогда, когда сдвиговые напряжения распространяются по всей перемещающейся массе породы. 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. 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°.

Следует отметить, что обломочные потоки способны перемешать обломки только до определенного размера, при котором им обеспечивается плавучесть выталкивающей силой и вязкостью матрикса. Если же зародившийся поток первоначально и вовлекает более крупные обломки, они быстро выпадают при движении потока. Во многих вязких потоках наиболее крупные обломки не плавают внутри грязеводяной массы матрикса, а, сталкиваясь друг с другом, скачкообразно перемешаются вниз по склону. Часто также происходит их простое оползание и скатывание. Глинисто-водяной матрикс, хотя и редко превышает по объему потока 5%, обеспечивает плавучесть обломков, уменьшает их эффективный вес и как бы "смазывает" гальку и валуны, предотвращая их торможение вследствие трения. Р.Епос предположил, что многие вязкие 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 осаждения 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-алевритово-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. Установив-

шийся зерновой поток частиц песчаного размера может существовать только на склонах с уклонами, приближающимися к углу естественного откоса, который для подводных песков колеблется от  $18^{\circ}$  до  $28^{\circ}$ . На склонах с уклонами меньше 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 было 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 грубозернистого гравийного песка будут иметь мощность менее 4 см, крупнозернистого — менее 2,5 см среднезернистого — 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 градационной слоистостью, достаточно уверенно можно относить только прослой неслоистых глубоководных песков мощностью не более 5 см.

Достаточно широкое развитие на континентальном склоне и подножии имеют модифицированные плотностные зерновые потоки, состоящие уже не из одного песка, а из смеси тонких глинисто-песчаных и грубых гравийно-галечниковых наносов. Эта смесь может варьировать от практически невязких алевритово-песчаных суспензий с отдельными гравийно-галечными обломками до вязкого грязевого потока, состоящего из смеси глин, алевритов, песков с гравием и галькой. В такого рода потоках крупные обломки поддерживаются во взвешенном состоянии не только дисперсионным давлением, но и выталкивающей силой матрикса, состоящего из плотной смеси воды и мелких наносов. Таким образом, модифицированные зерновые потоки являются

переходными между собственно зерновыми и вязкими обломочными потоками.

В грязевых потоках происходит преимущественно ламинарное движение пластичных глин, возникающее даже 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.

Отложения описанных выше потоков формируют толщу главным образом так называемой верхней (приустьевой по отношению к питающему каньону) части глубоководного конуса выноса или аккумулируются в самой устьевой части такого каньона.

От вязких и плотностных потоков принципиально отличаются потоки полностью разжиженных осадков, которые по механизму поддержания обломочных частиц во взвешенном состоянии можно разделить на 3 главных типа: 1) флюидизированные потоки (*fluidized flow*), в которых частицы полностью поддерживаются двигающейся вверх поровой жидкостью; 2) разжиженные потоки осадков (*liquified flow*), где поровая жидкость полностью поддерживает частицы; 3) турбидитные течения (*turbidity current*) или мутьевые потоки, в которых обломочные частицы поддерживаются турбулентцией, возникающей на границе слоев жидкости с разной плотностью.

В флюидизированных и разжиженных потоках осадки взвешиваются вертикальным движением поровой жидкости, выдавливаемой при осаднении и соприкосновении частиц под воздействием силы тяжести. Флюидизация происходит тогда, когда выталкивающая вверх сила, вызываемая движущейся поровой жидкостью, превышает гравитационный эффект частиц в осадке, поднимая их против силы тяжести. Флюидизированные 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. Флюидизация часто происходит в рыхлых песках, когда поровое давление начинает превышать нормальное гидростатическое. 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 перемешаться по относительно пологим склонам ( $3^{\circ}$ - $10^{\circ}$ ). При флюидизации и разжижении песков разрушается их косая или горизонтальная слоистость. Флюидизированные и

разжиженные потоки могут быть образованы за счет обводнения как оползших отложений, так и осадков, залегающих на склонах не менее  $3^{\circ}$ - $4^{\circ}$ . Двигаясь вниз по склону, они переносят наносы в виде ламинарной суспензии, которые постепенно начинают выпадать. Однако увеличение скорости вызывает турбулентность и ламинарный поток преобразуется в высокоплотностной турбидитный поток. Теоретически потоки разжиженных или флюидизированных осадков являются активными агентами переноса только для потоков мощностью в несколько сантиметров и для наносов с размерами частиц менее 1 мм. Их плотности немного меньше плотности неконсолидированных осадков и обычно колеблются от 1,5 до 2-4 г/см<sup>3</sup>. Потоки полностью разжиженных осадков действуют в зоне ветвления их русел в средней части глубоководного конуса выноса, а наиболее флюидизированные из них характерны для периферической его части - зоны распластывания потоков.

Многие исследователи рассматривают вслед за П.Х. Кюненом и А.Н. Воита все высокоплотностные потоки вещества как турбидитные течения (потоки), среди которых выделяется целый ряд разновидностей в зависимости от плотности, характера материала и внутренней структуры. Для образования турбидитного течения необходимо, чтобы имелся слой воды с плотностью 1,1 г/см<sup>3</sup> или более. Турбидитные течения колеблются в скорости от 15 до 900 см/с, чаще всего более 90 км/ч, перенося до 3 кг/м<sup>3</sup> 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.

Турбидитные течения наиболее хорошо были изучены в озерах и экспериментально. В развитии представлений о турбидитных потоках и их отложениях огромная роль принадлежит П.Х. Кюнелю, который первым воспроизвел их в лабораторных условиях.

Ученик П.Х. Кюнена А.Н. Воита, обобщив огромный материал по разрезам флиша, дал модель строения типичного турбидита, состоящего из пяти 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 (97) предлагает выделять уже 2 главных типа турбидитных течений или потоков — слабо- 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 турбулентности 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 слои b и c цикла *Boima*. Перекрывающий их слой d отражает более прямое выпадение частиц из суспензии. Однако небольшое волочение вызывает тонкую слоистость и некоторую сортировку по крупности. Слой a 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 встречаться. Слабоплотностные турбидитные течения характерны для низкоэнергетических обстановок осадконакопления.

Высокоплотностные турбидитные течения в отличие от низкоплотностных могут 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 турбулентности, вязкости и выталкивающей силы смеси поровых вод и тонких осадков. Крупная галька и валуны при содержании 10–15% поддерживаются во взвешенном состоянии в высокоплотностных 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 дисперси-

онным давлением, замедление осаднения обломков в результате вязкости и выталкивающая сила матрикса находится в прямой зависимости от степени концентрации обломочного материала в потоке. Вследствие этого высокоплотные турбидитные потоки могут транспортировать большое количество грубообломочного материала только при его относительно высокой концентрации. После начала осаднения обломки откладываются очень быстро вследствие уменьшения концентрации частиц в потоке. Высокоплотные турбидитные потоки характеризуют высокоэнергетические обстановки накопления.

D.R.Lowe подразделяет высокоплотные турбидитные потоки на песчаные и гравийно-галечные. Первые представляют собой поток взвешенных наносов, состоящий из смеси глин, алевролитов, разнозернистых 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 облака осадков.

Переход высокоплотных турбидитных потоков в низкоплотные обычно происходит постепенно, что приводит к формированию разрезов с переслаиванием грубозернистых, местами гравийных песков с более тонкими алевролитистыми, глинистыми осадками. По направлению к кровле таких пачек часто появляется мелкая косая слоистость ряби течения, указывающая на продолжающееся быстрое выпадение осадков из суспензии.

Значительные отличия в текстуре отложений песчаных высокоплотных турбидитных течений могут также быть обусловлены изменением срезного размера взвешенных наносов. Потоки, состоящие из мелко- и тонкозернистых песков не приводят к формированию отложений простого сплошного слоя волочения ввиду необычайно малого дисперсионного давления между такими тонкими частицами. Малые скорости выпадения

тонких осадков могли задерживать массовое выпадение взвешенных частиц, что приводило к увеличению интервала седиментации волочением.

В гравийно-галечных высокоплотностных турбидитных потоках присутствуют разнородные частицы и обломки — от глин и алевроитов до валунов. Поэтому 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 формы могут развиваться и сохраняться под стационарными или квазистационарными высокоплотностными 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 отстойку, препятствующую волочению частиц. Однако в некоторых глубоководных конгломератах, отложенных гравийно-галечными высокоплотностными турбидитными потоками, прослеживается крупномасштабная косяя слоистость, отражающая аккумулятивные формы, образующиеся при волочении.

Следует отметить, что высокоплотностные 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 градационной слоистостью. Накопление более мелких галек и гравийных песков из близкого к стационарному высокоплотностного песчаного турбидитного потока происходит в течение второй волны седиментации при продолжающемся перемещении наносов волочением. По мере уменьшения 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.

Темпы турбидитного осадконакопления крайне изменчивы и зависят от размеров и типа потока (русловый, 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 существования 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 в основном происходит только осадконакопление.

Одним из ярких примеров развития различных гравитационных процессов и формирования соответствующих фаций в пределах крупных конусообразных форм аккумуляции на материковом склоне и подножии является Индский глубоководный конус выноса, изученный к настоящему времени достаточно детально (92). Индский конус представляет собой очень крупное аккумулятивное образование, занимающее площадь  $\sim 1,1$  млн. км<sup>2</sup>. Его длина достигает 1500 км, а максимальная ширина — 960 км. Конус образовался за счет выносов р. Инд, современные расходы наносов которой составляют 450 млн. т/год, что сравнимо с р. Миссисипи. Глубина воды над конусом колеблется от 1400–1600 м в основании континентального склона до более чем 4500 м на его южном окончании, около хребта Карлсберг. В пределах конуса четко выделяются верхняя, средняя и нижняя части, существенно отличающиеся друг от друга по степени расчлененности рельефа и уклону (рис. 2). Конус расчленен системой подводных долин (или русел), главная из которых берет свое начало из Индского каньона, врезанного в шельф и континентальный склон. Каньон начинается в пределах внутреннего шельфа при глубине воды 20–30 м и заканчивается на глубинах  $\sim 1400$  м в основании континентального склона. Его протяженность достигает 170 км. В верхней части он имеет среднюю ширину  $\sim 8$  км и относительную глубину вреза порядка 800 м (рис. 3). У нижнего окончания ширина каньона увеличивается до 20 км, а глубина уменьшается до 325 м. В верхнем конусе ширина и глубина подводных русел достаточно изменчивы и могут, соответственно, достигать 10 км и 100 м. В сторону моря в среднем и нижнем конусах относительная глубина вреза русел и их ширина постепенно уменьшаются. Для нижнего конуса наибольшее количество подводных русел отмечается на глубинах 4000–4400 м, что объясняется активным формированием



Рис. 2. Продольный профиль Индского конуса (92)

здесь прирусловых валов, приведших к образованию так называемых аккумулятивных русел, расположенных выше общей поверхности конуса.

Какие же основные динамические процессы, главным образом гравитационные, регулируют развитие глубоководных конусов и формирование различных слагающих их фаций отложений? На примере Индского конуса отчетливо видно, что эти процессы в подводных каньонах, питающих конус обломочным материалом, и в верхнем, среднем и нижнем конусах имеют существенные отличия. На конусах можно отметить значительную разницу в динамике осадконакопления в подводных руслах и долинах различных размеров и на междурусловых участках. Специфические условия осадконакопления характерны для так называемых наложенных конусов, или "супрафанов".

Большая глубина (до 800 м) вреза Индского каньона не может быть объяснена только речной эрозией в течение низкого стояния уровня моря (92). Не меньшую роль в его формировании сыграли турбидитные течения и процессы гравитационного перемещения масс осадков. Турбидитные течения, возникавшие в устье реки в периоды низкого стояния уровня моря, вызывали врезание каньона. Кроме того, в месте разгрузки речных наносов, где происходило мощное накопление рыхлых осадков, широкое развитие получали оползневые процессы и связанные с ними потоки вещества высокой плотности. При последующих повышении уровня моря зона активного проявления гравитационных процессов постепенно смещалась в сторону суши, приводя к разрастанию каньона. Такая модель формирования предлагается и для Миссисипского каньона.



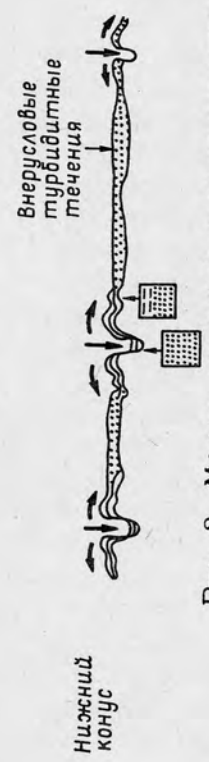
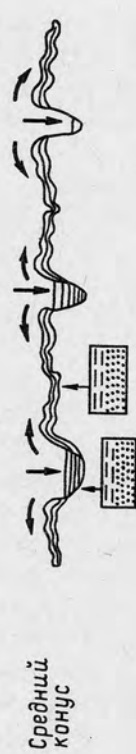
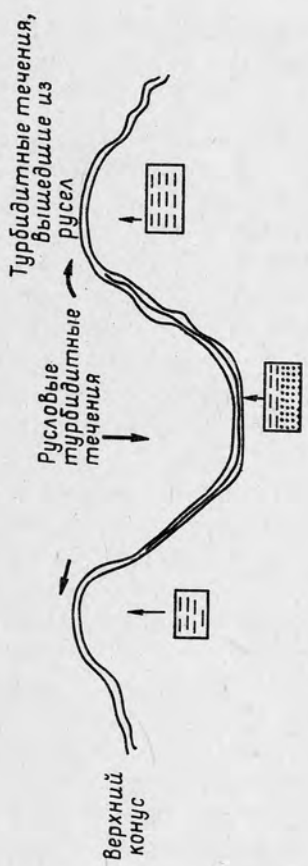
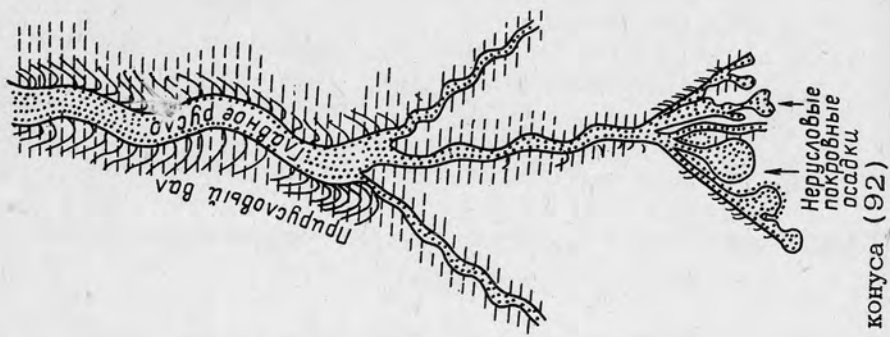


Рис. 3. Модель динамики осадконакопления Индского конуса (92)



Рис. 4. Поперечный сейсмоакустический профиль через Индский каньон в районе шельфа (92)

По сейсмоакустическим данным оползневые процессы в современном Индском каньоне развиты на его западном борту, который немного выше восточного. Более древние каньоны, выполненные осадками, выделяются на западе (рис. 4). На сеймопрофилях отчетливо видно, что более молодые выполнения каньонов, вплоть до современного, мигрируют с запада на восток. Отмечается также, что эрозии подвергался главным образом восточный борт палеоканьонов, а осадконакопление происходило преимущественно на западном борту. Современный Индский каньон сформировался в течение плейстоценовых понижений уровня моря. Отмирание палеоканьонов и миграция к новому местоположению происходили в результате колебаний уровня моря, выполнения их осадками главным образом вследствие оползания, тектонических движений и некоторых других факторов, имеющих меньшее значение.

В верхнем конусе наиболее важным механизмом седиментации являются русловые турбидитные течения и их ответвления, выходящие из русла за пределы прирусловых валов. Турбидитные течения могут охватывать толщу воды мощностью в несколько сот метров. Под воздействием русловых турбидитных течений в тальвегах подводных долин верхнего конуса образуются специфические отложения с уменьшающейся крупностью частиц вверх по разрезу (рис. 3). При выходе из русел транспортирующая способность турбидитных течений резко уменьшается и прирусловые валы мощностью до 100 м и более слагаются уже глинистым материалом. Большая активность турбидитных течений в руслах верхнего конуса приводит к тому, что в их тальвегах накапливаются мелкозернистые пески, перекрываемые тонкими осадками, накапливающимися



Рис. 5. Поперечный сейсмоакустический профиль через верхнюю часть Индского конуса (92)

уже в более спокойной динамической обстановке. На междурусловых участках развиты тонкие илы, и только в прирусловых валах местами прослеживаются отдельные тонкие прослои алевроитов и мелкозернистых глинистых песков.

В среднем конусе происходит разветвление крупных подводных долин на более мелкие русла с глубинами менее 50 м и шириной до 2 км (рис. 5 и 6). Высота прирусловых валов редко превышает 20 м. Небольшая по сравнению с верхним конусом высота прирусловых валов слабо препятствует выходу турбидитных течений из русел, и они обладают достаточной транспортирующей способностью. Для русловых и междурусловых участков среднего конуса характерна последовательность слоев с уменьшающейся крупностью вверх по разрезу.

В нижней части Индского конуса многие подводные русла заканчиваются образованием лопастных конусов выноса. Ширина русел обычно менее 1,5 км, а глубина не превышает 5 м. Высота прирусловых валов колеблется от 8 до 20 м. Содержание тонкозернистых песков на всех геоморфологических подразделениях нижнего конуса (руслах, прирусловых валах и междурусловых участках) больше, чем в верхнем и нижнем конусах, являющихся транзитными для наносов песчаной фракции. Появление и широкое распространение отложений с увеличивающейся крупностью вверх по разрезу свидетельствует о преобладающем развитии нерусловых, плоскостных турбидитных потоков достаточной интенсивности. Если в среднем конусе 70% осадкообразования происходило в руслах и на прирусловых валах и только 30% на междурусловых участках, то в нижнем конусе наблюдается обратная картина; 30% составляет комплекс отложений русел и валов, а 70% – покровные осадки, отложенные нерусловыми плоскостными турбидитными потоками. Наиболее широко эти потоки были развиты во время последнего низ-

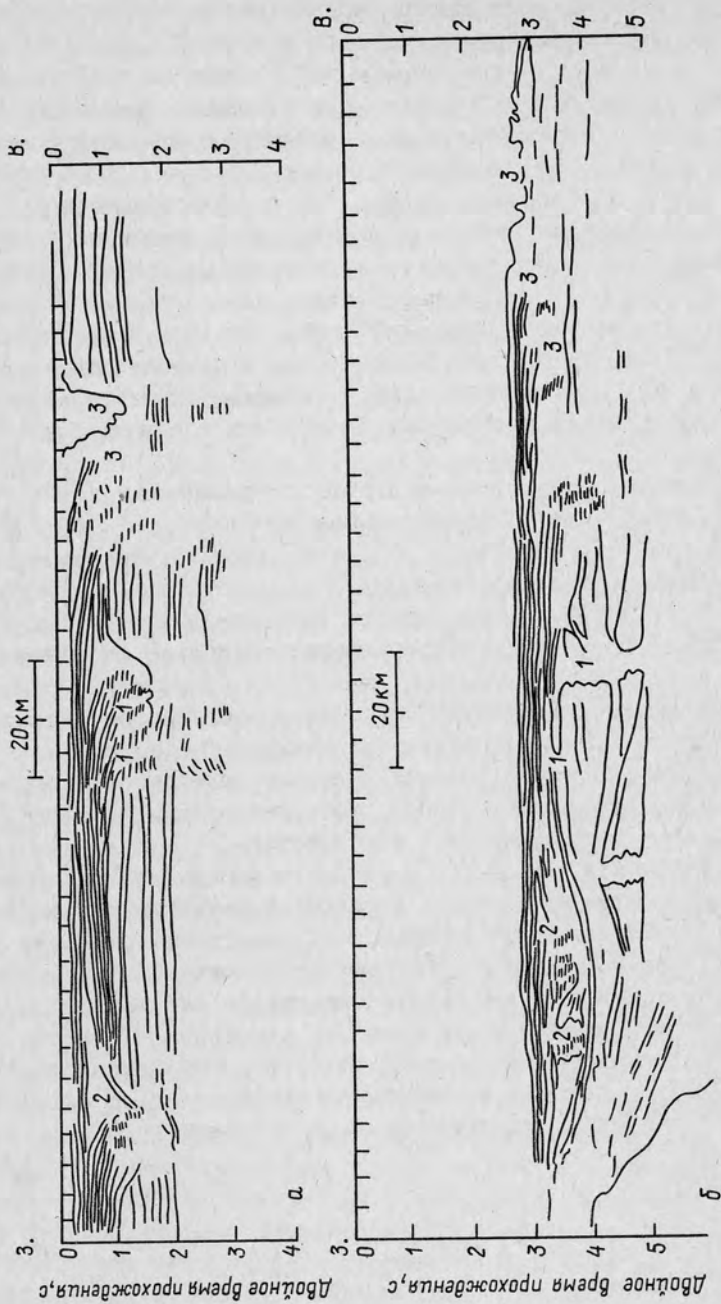


Рис. 6. Развитие Индского конуса (92): а - миграция Индского каньона в пределах шельфа; б - миграция русел на континентальном склоне; 1, 2, 3 - стадии миграции

кого стояния уровня моря в позднем плейстоцене. Тонкие песчаные наносы, поступающие на нижний конус, проходят несколько сот километров по руслам и долинам верхнего и среднего конусов, где они перемешаются под воздействием русловых турбидитных потоков, максимальная интенсивность которых также приурочена к эпохам низкого стояния уровня моря. Интенсивному развитию турбидитных течений в регрессивные эпохи способствовало широкое распространение в голове Индского каньона активных процессов эрозии и оползания, сопровождающихся формированием обломочных, зерновых и грязевых потоков высокой плотности,

В заключение необходимо отметить, что 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. 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.

Обрушение или оползание подводного склона, вызывающее формирование гравитационных потоков, а затем и турбидитных течений, может произойти вследствие следующих основных причин: 1) землетрясений; 2) тектонического или эрозионного увеличения крутизны склона; 3) перегрузки осадков на склоне с последующим увеличением порового давления; 4) роста соляных или глинистых диапиров; 5) волнения или приливов; 6) донных течений; 7) вытекания грунтовых вод; 8) выхода газов; 9) деятельности придонных организмов.



## Глава 2. ПРОЦЕССЫ НИЗКОЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ОСЕДАНИЯ ВЗВЕСИ МАЛОЙ ПЛОТНОСТИ (НЕФЕЛОСЕДИМЕНТАЦИЯ)

Нефелоседиментация – чрезвычайно широко распространенный в природе процесс спокойного или нормального оседания под действием силы тяжести из водной и воздушной суспензий малой плотности частиц тонкодисперсной взвеси (пыли) самого разного состава и происхождения. В зарубежной литературе этот процесс часто называют осаждением "частица за частицей". Идея применения данного термина родилась на основе довольно широко распространенного в зарубежной литературе представления о нефелоидных осадках (85), возникших в результате осаждения нефелоидов – облаков взвеси, обычных в толще океанских вод. Этот термин в наибольшей степени отвечает понятию – взвесь самого разного состава и происхождения.

Следует подробнее остановиться на особой роли в осуществлении данного процесса главного осаждающего, т.е. обеспечивающего переход мобилизованного (по Страхову Н.М.) разными путями разнообразного осадочного материала в осадок, фактора. Действительно, ведь любая седиментация происходит в поле тяготения Земли, и этот агент, следовательно, так или иначе участвует во всех осадочных процессах. Однако в динамически активных средах он действует как бы пассивно, лишь как один из факторов, избирательно, обуславливая осаждение лишь части осадочного материала в соответствии с его гидравлической крупностью. В условиях же динамически слабо активных, низкоэнергетических сред осадконакопления гравитация выходит на первый план как основной агент, аккумулирующий большую часть поступающего в виде взвеси осадочного материала и прежде всего наиболее тонкую взвесь, выносимую за пределы динамически активных зон, где остаются более крупные частицы, переносимые волочением и сальтацией.

Нефелоседиментация наиболее широко распространена в водных средах, где из-за их большей плотности возможны значительные концентрации и массы как органической, так и минеральной взвеси. В этих же средах по тем же причинам чаще возникают условия для развития низкоэнергетических процессов, а сравнительно динамически слабоактивные зоны охватывают нередко огромные пространства. Основная масса взвеси, содержащейся в водной толще морей и океанов, поступает с суши (из реки эоловым путем), от абразии и продуцируется

планктоном, однако тонкий осадочный материал может переходить во взвешенное состояние в результате действия других специфически "океанских" процессов. Как считают некоторые исследователи (96), значительные массы взвеси могут возникать во время прохождения по материковым склонам и подножиям потоков вещества высокой плотности, пересекающих слои воды с различными плотностными характеристиками (слой скачка, например). При этом часть наиболее тонкодисперсного материала может задерживаться у поверхности такого плотностного барьера, образуя нефелоидное облако, частицы которого осаждаются постепенно на дно путем нефелоседиментации, образуя при этом горизонты тонкоотмученных илов в пачках турбидитов, отложенных высокоплотностным потоком (рис. 7). Следует учитывать также, что может происходить повторное взмучивание только что осевшего материала в результате сейсмических явлений, схода оползней, катастрофических штормов и т.п. Итальянской исследовательницей М.Сhyта например, во впадинах Средиземного моря описаны монотонные толщи илов мощностью несколько метров, которые она называет "гомогенитами". Они образовались в результате мгновенного взмучивания после сейсмического толчка и последующего оседания тут же взмученного материала.

Механизм нефелоседиментации, т.е. выпадения взвеси из водной толщи в осадок, осуществляющийся в водной среде в основном по известному закону Стока, имеет важное значение для формирования литологических характеристик, прежде всего текстуры и формы залегания тех или иных донных отложений данного генезиса. Очень большую роль при этом играют процессы агрегирования (флокуляции) частиц взвеси, происходящие в обладающих более или менее высокой соленостью морских водах. Такое агрегирование происходит при электрохимическом (коллоидном) взаимодействии между частицами, а также в результате жизнедеятельности организмов.

Абиогенный процесс агрегирования (за рубежом распространен термин "флокуляция" — сучивание) идет особенно активно в соленых морских водах и начинается, как показано К.Кrank, уже при солености 3‰. Сначала частицы взвеси, по данным С.Ф.Zabawa, прилегая друг к другу торцами, образуют элементарную индивидуальную ячейку, имеющую форму ооида, внутренняя полость которого заполнена водой (рис. 8). Такие ячейки подвергаются дальнейшему сучиванию так, что формируются тоже замкнутые, но более крупные образования размером 0,2 мм и более, имеющие тоже округлую форму и

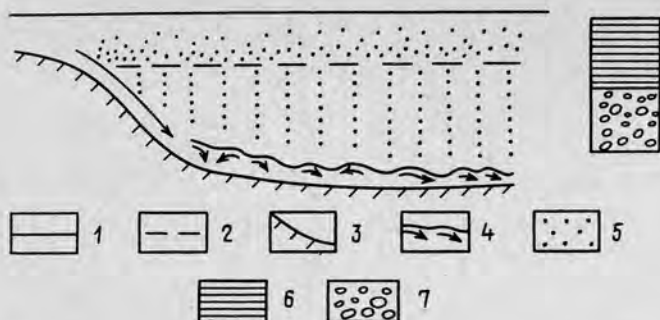


Рис. 7. Схема процесса нефелоседиментации, связанного с действием турбидитного потока, и образующейся при этом пачки осадков (96): 1 - уровень моря; 2 - слой скачка плотности; 3 - дно; 4 - турбидитный поток; 5 - взвесь; 6 - нефелоидные илы; 7 - турбидиты

окружающие будущие поры влагонасыщенного осадка. Именно такие агрегаты достигают дна, нередко осаждаясь совместно с захваченными алевритовыми и даже более крупными частицами (88).

Таким образом, агрегаты частиц взвеси, возникающие в толще солоноватых и нормально соленых морских вод, изначально представляют собой как бы сферу, окружающую каплю воды, и образуют тем самым будущую элементарную пору осадка. Ячеистая текстура тонкодисперсных илов обусловлена особенностями процессов флокуляции. Изучение подвергнутых вакуумной сублимационной сушке (т.е. сохранивших естественную текстуру) образцов влагонасыщенных осадков глубоководной впадины Черного моря (7) показало, что основную часть пространства в них составляют крупные, значительно крупнее глинистых и биогенных (кокколитов) частиц, поры. Частицы практически располагаются по периметру такой поры, т.е. по поверхности заполняющей ее капли воды (рис. 9). В таком осадке на частицы воздействуют силы, обуславливающие их взаимное сцепление. Во-первых, это силы коллоидного сцепления, возникающие даже в самой тиксотропной, слабосвязной среде, а во-вторых - силы поверхностного натяжения, действующие в сильно влагонасыщенном (50% и более) осадке на отдельные его частицы, окружающие каждую заполняющую крупную пору каплю воды. Значение этих сил здесь по причине малой массы отдельных частиц ила весьма существенно.

Биогенный процесс агрегирования (биоагрегирование) частиц взвеси, ускоряющий ее переход в осадок путем нефелосе-

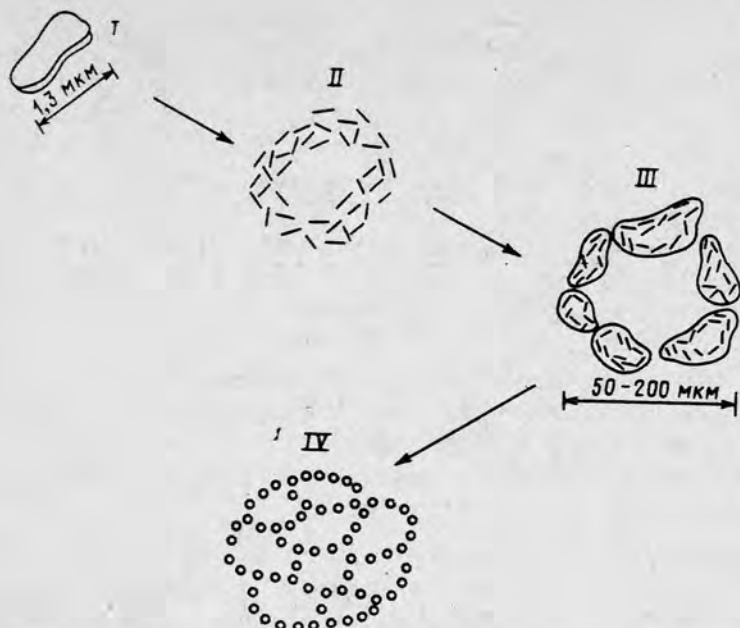


Рис. 8. Схема процесса флокуляции (агрегирования) частиц водной взвеси (101): I — отдельная частиц взвеси; II — отдельный первичный микроагрегат; III — макроагрегат; IV — текстура верхнего слоя осадка

диментации, заключается в образовании из частиц взвеси в результате их прохождения через пищевые тракты организмов так называемых пеллет, во много раз более крупных, чем каждая отдельная частица. Именно в виде пеллет, продуцируемых океанским зоопланктоном, как показали Ю.А. Богданов, А.П. Лисицын и др., и планктоногенный, и терригенный осадочный материал взвеси достигает дна в пелагиали океана и становится осадком, сформировавшимся в результате нефелоседиментации. Этот пеллетный транспорт является мощным фактором, во многом обуславливающим переход мобилизованного разными путями осадочного материала в осадок и преобразующим его на путях переноса в бассейне седиментации в формы, способствующие процессу нефелоседиментации.

В пеллетном транспорте осадочного материала в пределах прибрежной зоны и шельфа помимо зоопланктона участвует и ряд представителей бентосной фауны как фильтраторов, так и детритофагов. Примером, иллюстрирующим сказанное, могут служить результаты натурно-экспериментальных исследований, проведенных на литорали Белого моря (59). Было показано, что в пределах Кандалакшского залива с полосы осушки шири-

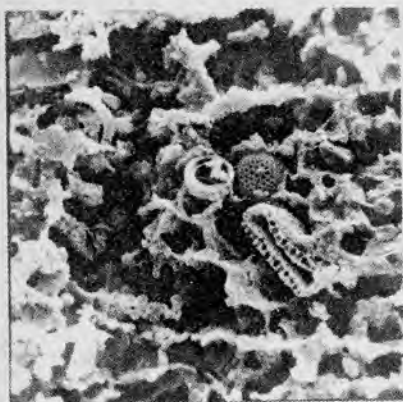


Рис. 9. Текстура одного из верхних горизонтов осадка глубоководной впадины Черного моря после вакуумной сублимационной сушки обработанного жидким азотом образца (56)

ной всего 1 м только мидии могут дать до 500 тыс. т фекальных пеллет в год.

В последние годы большое внимание уделяется изучению постоянного компонента водной взвеси — бесструктурных агрегатов хлопьевидной формы бесцветных или слабо-желтоватых, иногда с включением терригенных частиц скелетов планктонных организмов и т.п.

Большой интерес представляет вопрос об источнике бесструктурного, гелеобразного органического вещества тех хлопьевидных частиц, о которых говорилось выше. Есть основания полагать, что хотя бы часть его формируется в результате выпадения в осадок растворенного органического вещества, продуцируемого как живыми организмами (в том числе водорослями) в процессе жизнедеятельности (10, 50), так и в результате разложения биокосного вещества. По мнению некоторых исследователей, подобные образования составляют по крайней мере часть так называемого морского снега — хлопьев, образующих сейчас уже хорошо известные скопления в толще океанских вод (9). В настоящее время показано, что нитевидные хлопья морского снега могут быть образованы полисахаридами, синтезированными бактериями, развивающимися на органических остатках, например, фекальных пеллетах планктона (41). С точки зрения П. Дж. Вангерски, в донных осадках прибрежных вод (имеется в виду неволновое шельфовое мелководье типа описанного выше беломорского) концентрируется значительная часть первично синтезированного в верхних



слоях воды органического вещества. Естественно полагать, что это вещество переносится в форме, подобной описанным выше хлопьям, прежде всего во взвешенном состоянии и попадает в осадок в результате нефелоседиментации. В состав хлопьев могут входить самые разные частицы, которые таким путем также переносятся в осадок.

К сказанному выше следует добавить, что в самое последнее время наиболее интересные данные о процессах флокуляции взвеси получены именно благодаря исследованиям этих процессов в прибрежных водах, в частности в эстуариях. Так, например, D. Eisma указывает, что в прибрежных водах Северного моря широко распространены во взвеси агрегаты размером 0,5 мм, а вообще размер таких частиц колеблется от 0,005–0,03 (микрофлоки) до 0,125 мм (макрофлоки). Он указывает несколько возможных механизмов флокуляции: 1) притягивание отрицательно заряженных частиц взвеси (они приобретают этот заряд; попадая в соленые морские воды) к положительно заряженным ионам морской воды; 2) агрегирование частиц в результате жизнедеятельности организмов (пеллетообразование); 3) адсорбция частиц минеральной взвеси на органических с образованием нитевидных хлопьев длиной иногда до 10 см типа морского снега; 4) механические столкновения частиц в результате разной скорости оседания, броуновского движения их, а также турбулентных движений водной массы. D. Eisma отмечает, что в проливах среди барьерных островов Нидерландов и Канады упомянутые выше нитевидные агрегаты выдерживают перенос течениями со скоростью до 20 м/с. Некоторые исследователи отмечают специфику нефелоседиментации пелловых частиц с высокой температурой через морскую воду, при которой происходят значительные диагенетические преобразования (60) этих частиц.

В конкретных низкоэнергетических обстановках нефелоседиментации, представляющих собой зоны преобладания аккумуляции тонкого илистого материала разного состава, реализуются главным образом следующие виды данного процесса:

- 1) интенсивное накопление сравнительно однородного, главным образом терригенного осадочного материала, формирующего мощную толщу массивных, слабослоистых, относительно монотонных отложений;
- 2) умеренное накопление материала периодически меняющегося состава (чаще всего терригенного и биогенного), дающее горизонтально слоистые пачки отложений (слоисто-пульсационных);

3) слабое накопление сравнительно однородного материала.

В современных условиях 2 первых вида динамических обстановок имеют место в основном на материковых окраинах, в окраинных и внутренних морях, где господствует лавинная седиментация (по Лисицыну А.П.). Третий тип нефелоседиментации характерен в основном для ложа океана. Для отложений, формирующихся в результате действия различных процессов нефелоседиментации, характерны и разные формы накопления. Так, интенсивное накопление сравнительно однородного материала реализуется нередко в виде форм заполнения впадин, сглаживания неровностей и крупных изгибов поверхности дна с образованием линз, так называемых осадочных призм и т.п. Умеренное накопление материала периодически меняющегося состава дает как формы заполнения и сглаживания, так и (чаще) плащеобразно залегающие покровы облекания неровностей рельефа дна. Нефелоседиментация малой интенсивности чаще всего формирует био- или полигенные отложения, плащеобразно залегающие маломощные покровы облекания различных форм донного рельефа.

Низкоэнергетические обстановки вне волновой прибрежной зоны имеют место прежде всего на шельфах внутренних морей. Основная причина этого заключается в характере суммарной гидродинамической активности надшельфовых вод и прежде всего волнения. Во внутренних морях это короткопериодное, чисто ветровое 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 лоции не превышают 6-7 с, а высота - самых первых метров, она практически ограничена глубиной 30 м для открытых шельфов, а на Азовском составляет всего 2-3 м. В результате этого не только внешняя, но и средняя часть шельфа внутренних морей, как правило, является областью, полностью находящейся за пределами какого-либо волнового воздействия. Относительно слабы во внутренних морях, таких как Каспийское, Черное, Средиземное и даже Белое (в его внутренней части), циркуляционные и приливные течения. Это также обуславливает слабую динамику водных масс над внешним шельфом внутренних морей. В результате по условиям гидродинамического режима шельфы этих бассейнов за некоторыми исключениями представляют собой области господства процессов нефелоседиментации.

Наиболее ярко это проявляется в пределах отличающихся наиболее простым рельефом и строением узких шельфов моло-

дых складчатых сооружений Крыма и Кавказа, а также соответствующих шельфов Южной Европы в Средиземном море. По многочисленным данным эти шельфы внутренних морей покрыты мощной (десятки метров) толщей голоценовых, главным образом терригенных, нефелоидных алевроитово-глинистых илов. Как правило, эти мощные голши отличаются сравнительной монотонностью, нарушаемой лишь относительно слабо выраженной слоистостью, обусловленной, например, некоторыми изменениями гранулометрического состава отложений и содержания в них примеси биогенного материала (чаще всего раковин моллюсков). Для некоторых участков Крымского и Кавказского шельфов Черного моря была сделана оценка реально накопившегося за последние 7-10 тыс. лет осадочного материала (1).

Здесь в разное время были пробурены скважины, вскрывшие полный разрез голоценовых отложений, залегающих в основном на глубинах свыше 20 м, т.е. как раз в переходной полосе дна от волновой прибрежной зоны к собственно шельфу. Внешняя часть шельфа в настоящее время опробована многочисленными колонками осадков, взятых грунтовыми трубками, что позволяет оценить порядок мощностей голоценовых отложений и в данной полосе дна.

Для количественной оценки объема и массы накопленных в указанное время осадков на выбранных участках шельфа вся толща алевроитово-глинистых илов представлялась в виде призмы (рис. 10). Масса осадков, заключенная в этом объеме, определялась по данным об объемной массе скелета (масса твердой фазы в единице объема) осадков Крымского и Кавказского шельфов (7). Для алевроитово-глинистых илов Крымского шельфа принято среднее значение объемной массы скелета  $0,8 \text{ г/см}^3$ , а для Кавказского  $1,0 \text{ г/см}^3$ . Вынос взвеси за пределы шельфа осуществляется в основном вихрями с вертикальной и горизонтальной осью (рингами) с центрами, отстоящими от берега на 10-20 км. В разное время они возникают примерно в одних и тех же местах как по, так и против часовой стрелки. Продолжительность жизни вихрей зависит от их диаметра и составляет в среднем 10-40 редко более 50 ч. Скорости течений в вихрях достигают нескольких десятков сантиметров в секунду, смещение вихря вдоль шельфа происходит со скоростью 10-15 см/с (1).

Расход поперечных потоков взвеси, вызванных действием описанных выше рингов со средней продолжительностью жизни около 60 ч в условиях, например, северо-восточного шельфа

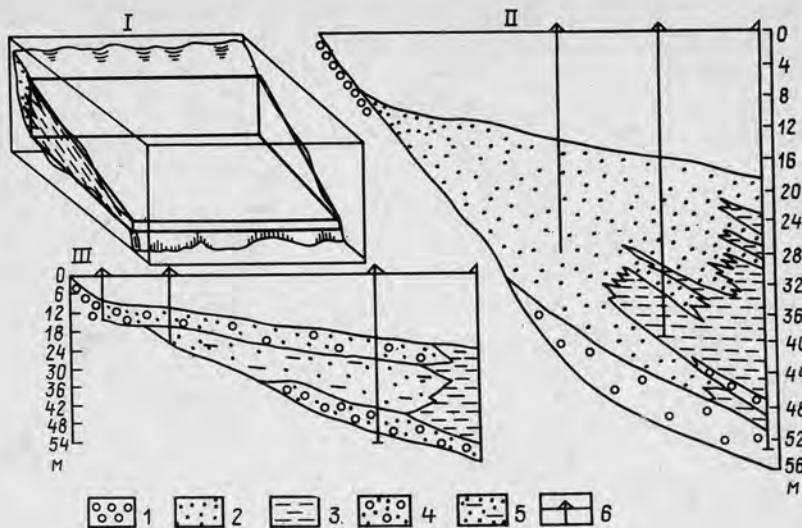


Рис. 10. Строение толщи голоценовых отложений шельфа Южного Крыма: I - блок-диаграмма принятой для расчетов массы осадков призмы; II - разрез толщи голоценовых осадков (39); III - геологический профиль (19); 1 - галечники, 2 - пески, 3 - илы, 4 - песчано-галечные отложения, 5 - илистые пески, 6 - скважины

Черного моря, может достигать 15–20 тыс. т. Однако этот материал лишь частично уходит из зоны шельфа, часть его снова тем же вихрем возвращается на шельф. Основная масса переходящей в осадок взвеси осаждается в "межвихревые" периоды относительного пониженной гидродинамической активности надшельфовых вод. В периоды большей активности действия вихрей илистое дно оказывается устойчивым к размыву вследствие тех описанных выше процессов сцепления частиц, которые действуют в только что накопившемся тонкодисперсном осадке.

То, что отмеченная выше особенность является общей для шельфов всех внутренних морей, подтверждается данными о строении шельфа Средиземного моря. Изучение колонок позднечетвертичных осадков (57), залегающих на краю шельфа некоторых районов Центрального Средиземноморья, выявило значительное сходство с соответствующими разрезами отложений Черного моря. Это сходство проявляется прежде всего в том, что, по-видимому, внешняя часть и край шельфа многих

районов Средиземного моря часто покрыты довольно мощной толщей голоценовых осадков, представленных во многих случаях слабараковинными 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 толши 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) нефелоидными осадками. Разрезы, полученные с помощью сейсмического профилирования, например, на шельфе французской провинции Лангедок *Y. Cl. Aioisi, A. Мопасо* и др. и на шельфе Алжира, показывают, что мощность терригенных нефелоидных илов голоцена от  $\sim 1$  м на краю шельфа резко возрастает к его середине (как на шельфах Крыма и Кавказа в Черном море) до  $\sim 20$  м.

Кроме описанных выше наиболее крупных связанных с океаном так называемых котловинных морей в бассейне Атлантики имеются и более мелкие, целиком шельфовые водоемы — Балтийское и Белое моря. Рассматривая голоценовое осадконакопление Балтийского и внутренней части Белого морей в целом, можно сделать вывод о том, что в течение всего этого периода дно указанных шельфовых морей было областью по преимуществу накопления осадков, а не их перемыва и перетложения. Особенно ярко это проявляется во внутренней части Белого моря, которое можно рассматривать как огромную внутришельфовую котловину. Вне пределов прибрежной волновой зоны (с глубин  $\sim 20$  м) дно этой котловины покрыто толщей нефелоидных терригенных глинистых илов голоценового возраста с небольшой примесью ледового обломочного материала. 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 сколько-нибудь пониженные участки) покрыта морскими голоценовыми осадками, среди которых преобладают различные нефелоидные глинистые илы.

Так же, как и в Балтийском море, на широких платформенных шельфах других внутренних морей, например северо-западном шельфе Черного моря, осадки, накопившиеся в результате нефелоседиментации, обычно локализованы в пределах более или менее обширных ловушек осадочного материала, которыми, как правило, являются различные структурно-эрозионные впа-



дины в рельефе этих областей. В Одесском заливе и к югу от него вытянутое меридионально поле распространения алевритово-глинистых раковинных и слабораковинных голоценовых илов значительной мощности связано с довольно глубоким желобом, являющимся продолжением Днепровско-Бугского лимана и действующим как ловушка для тонкодисперсного взвешенного материала, в то время как обширные пространства средней части данного шельфа являются полями распространения ракушечных банок. Следует отметить, что на краю того же северо-западного шельфа Черного моря, как это характерно и для других шельфов внутренних морей, отчетливо выделяется полоса нефелоидных терригенных глинистых слабораковинных илов, довольно резко отграниченная от залегающих севернее и не меньших глубинных ракушечников.

В отличие от внутриконтинентальных на большинстве открытых океанских шельфов господствуют высокоэнергетические динамические обстановки осадконакопления. В их пределах процессы нефелоседиментации имеют сравнительно ограниченное распространение и локализуются либо в таких же структурно-эрозионных ловушках, о которых говорилось выше, либо в других условиях, где обеспечивается относительно пониженная суммарная гидродинамическая активность надшельфовых вод. Главными районами подобных обстановок являются шельфы тропической зоны. 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. Milliman и др. Обобщенные указанными авторами материалы по данному шельфу показывают, что по составу осадков он резко подразделяется на 2 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.

Происхождение разных литологических типов осадков северо-восточной материковой отмели Южной Америки было установлено ранее К.О. Емery (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 в виде взвеси крупнейшими реками континента — Амазонкой и Ориноко. Сходная ситуация имеет место на шельфе Гвинейского за-

лива, прилегающем к авандельте Нигера. Здесь также по существу реликтовые песчаные осадки выделяются как отдельные пятна среди обширного поля распространения нефелоидных терригенных глинисто-алевритовых илов. Подробное мозаичное распределение различных типов осадков характерно и для северного шельфа Мексиканского залива, прилегающего к дельте Миссисипи. В таких районах 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.О.Емегу и X.Neino. Сходная картина, по-видимому, наблюдается и на восточном шельфе Индостана (данные Конюхова А.И.). Все это шельфы, для которых характерно четко выраженное деление на внутреннюю, покрытую нефелоидными глинисто-алевритовыми илами часть и достаточно широкую зону внешнего шельфа с реликтивными 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, представляющее собой, как и на шельфах Крыма и Кавказа, описанных выше, осадочную "призму". Так получается потому, что в сторону от прибрежной волновой зоны мощность нефелоидных илов на тропическом шельфе обычно резко возрастает до нескольких, а местами и более десяти (возможно нескольких десятков) метров. В сторону же края шельфа происходит постепенное выклинивание всей толщи этих илов. Формирование такой аккумулятивной призмы на материковых тропических шельфах обусловлено совокупным действием двух

факторов: во-первых, питанием терригенным материалом за счет крупнейших рек тропиков, выносящих огромные массы взвешенных наносов, а во-вторых, ослабленной по сравнению со средними широтами штормовой деятельностью волнения, течениями и общей гидродинамической активностью надшельфовых вод.

Благодаря относительно пониженной суммарной гидродинамической активности надшельфовых вод в тропических и прилегающих к ним зонах создаются условия для нефелоседиментации не только при интенсивном поступлении терригенного материала, но и биогенного. Особенно это имеет место в известных зонах, отличающихся повышенной биологической продуктивностью планктона, регионального апвеллинга, таких как некоторые участки шельфов юго-западной Африки, а также Перу. Здесь нефелоидные осадки представлены диатомовыми кремнистыми илами с очень высоким содержанием органического вещества (15). Важно отметить, что эти илы в общем формируют сходное с описанными выше осадочное тело в средней и частично даже верхней частях шельфа. Мощность покрова нефелоидных диатомовых илов здесь, однако, меньше, чем в терригенных осадочных "призмах" и редко превышает 1-1,5 м.

Нефелоседиментация терригенного глинистого материала на океанских шельфах реализуется также нередко в приполярной широтной зоне, где относительно низкоэнергетическая обстановка обуславливается ледовым режимом. Так, например, Ю.А. Павлидисом и др. (1988) и рядом исследователей было показано, что в Чукотском море среди полей, по-видимому, реликтивно-палимпсестовых и грубозернистых ледовых отложений выделяется центральная часть этого шельфа (Центрально-Чукотская котловина) - область распространения довольно мощной толщи, очевидно, нефелоидных алевроитово-глинистых илов. Обширные поля таких же тонкодисперсных осадков широко распространены и на шельфе моря Бофорта.

Условия, благоприятные для аккумуляции тонкого взвешенного материала путем его гравитационного осаждения (нефелоседиментации), складываются на локальных переуглублениях (с глубинами свыше 100 м) - 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 где еще имеются отдельные блоки, погруженные под давлением

льда и пока гляциоизостатически не компенсированные. Подобная ловушка на атлантическом шельфе Северной Америки на глубинах свыше 100 м (по данным Х.Кnebel ) — участок древней долины реки Гудзон, заполненной илами среди обширного поля реликтовых песков. Такими же нефелоидными илами выполнен глубокий желоб залива Мэн, пересекающий весь шельф. Зоны аккумуляции позднеголоценового тонкодисперсного, главным образом терригенного глинистого материала в сходных с описанными впадинах и желобах распространены на арктических шельфах, например, Баренцево-морском, где к ним относятся участки Медвежинского, Кольского и других желобов (3).

Поскольку морские низкоэнергетические обстановки нефелоседиментации за пределами шельфа господствуют на большей части дна океана, то можно говорить и о том, что они преобладают на поверхности Земли. Естественно, что в пределах шельфа наблюдается наибольшее разнообразие условий нефелоседиментации, как и вообще морского осадконакопления в целом. Однако и за пределами шельфа намечаются существенные различия между процессом гравитационного осаждения взвеси малой плотности "частица за частицей", с одной стороны, на материковых склонах и подножиях, а с другой — на ложе океана.

На материковых окраинах нефелоседиментация господствует в пределах межканьонных пространств на склоне, а также на обширных участках континентального подножия между аккумулятивными телами конуса выноса (межконусовые пространства) там, где они не сливаются друг с другом.

Преобладающим типом отложений при этом являются нефелоидные илы (называемые часто гемипелагическими) самого разного фациального состава. В настоящее время можно утверждать, что на поверхности континентальных склонов океанов, как и внутренних морей, залегают в основном такие отложения голоценового и позднеплейстоценового возраста, покрывающие, согласно Ф. Шепарду, ~60% их площади. Общим для состава всех этих осадков является преобладание в них терригенного материала, представленного в основном глинистой частью и составляющего в большинстве случаев более 50% фаций алевритово-глинистых осадков континентальных склонов Атлантического и Тихого океанов. Лишь в Индийском океане фации биогенно-карбонатных нефелоидных илов играют более заметную роль в составе отложений данной зоны дна. Естественно, что в более высоких широтах роль терригенного материала в составе осадков континентального склона особенно велика. В зоне низких широт вторым по значению становится



биогенно-карбонатный материал и прежде всего фораминиферы и кокколиты.

Характерным для отложений, покрывающих верхнюю часть континентального склона океанов, является тот факт, что на огромных по протяжению пространствах этого склона к терригенным и биогенно-карбонатным нефелоидным осадкам примешивается комплекс хемоседиментационных отложений, возникновение которых связано с явлением апвеллинга и увеличением биологической продуктивности. Особенно широко развита фация глауконитовых алевроитово-глинистых илов и алевроитов континентального склона, которая проявляется даже в тех районах, где явление апвеллинга и вызванные им процессы выражены не так ярко (например, на Атлантическом и Тихоокеанском континентальных склонах Северной Америки). Таким образом, это отложения, которые можно считать типичным примером генетически смешанных "амфотерных", (как их называют некоторые исследователи) образований.

Одним из типичных районов материкового склона и подножия, где аккумулятивный процесс в основном совершается вне каньонов и глубоководных конусов выноса, является северный борт Черноморской впадины, новейшие отложения которого были детально изучены Ф.А. Шербаковым. Материковый склон этого района, за исключением конуса выноса Дуная на западе до начала кавказского склона на востоке, характеризуется относительно слабым развитием системы каньонов полного профиля и, соответственно, достаточно выраженных в рельефе и толще осадков конусов выноса на континентальном подножии. Отмечаются следующие особенности голоценовых нефелоидных илов. Поле распространения наиболее терригенных слабослоистых глинистых, отличающихся повышенной мощностью илов этого возраста - склон и подножие горного Крыма (и его шельф). Наоборот, более талассогенные, вплоть до биогенно-карбонатных глинисто-кокколитовых илов, приурочены в основном к материковому подножию наиболее широкого из черноморских шельфов - платформенному шельфу северо-запада данного района. При этом слоистые глинисто-кокколитовые илы в основном развиты на материковом подножии. Отложения материкового склона и подножия Керченского и Таманского полуостровов по своему составу занимают как бы промежуточное положение между осадками двух этих участков. В основном это также терригенные глинистые илы, однако нередко здесь выделяются характерные глинисто-кокколитовые илы, чаще всего приуро-



ченные к материковому подножию. Они представляют собой чередование тонких (десятые доли миллиметра) слоев совершенно различного состава. Светлые, почти белые и более тонкие слои сложены в основном кокколитами *Emiliania huxleyi*, имеющими размер 2-3 м. Более темные и мощные серые слои сложены преимущественно частицами глинистых минералов, местами со значительной примесью сапропеля.

В общем можно сказать, что подавляющая часть поверхности северной материковой окраины Черного моря, как и большинства таких окраин вообще, покрыта достаточно мощной толщей нефелоидных голоценовых осадков, удерживающихся даже на довольно крутом крымском склоне. Лишь некоторые участки самой верхней прилегающей к бровке шельфа полосы материкового склона оказываются лишенными голоценовых осадков. Однако здесь обнажаются не скальные породы, а, как правило, сильно уплотненные илы плейстоцена, главным образом, по-видимому, позднего, но возможны и осадки более древних горизонтов. Значительная часть голоценовых осадков здесь "нормально" стратифицирована, причем слоистость обусловлена чередованием фаций терригенных глинистых илов и осадков, обогащенных планктонными составляющими.

Примером формирования толщи нефелоидных новейших отложений на материковом склоне и подножии вне каньона и глубоководных конусов выноса является соответствующая зона дна Средиземного моря в пределах северного склона Африканской плиты. Например, материковый склон залива Сидра представляет собой практически такую же наклонную и слабо расчлененную аккумулятивную равнину, как и северо-западный склон глубоководной впадины Черного моря. Здесь также континентальный склон и подножие покрыты толщей новейших, в том числе и голоценовых отложений, отличительной чертой которых является господство нефелоидных илов, отличающихся "нормальной" стратификацией, обусловленной чередованием слоев относительно обогащенных и обедненных сапропелевым органическим веществом.

Подобная описанной выше слоистость толщи нефелоидных голоценовых илов весьма характерна для континентальных окраин вне областей действия интенсивных склоновых процессов. Хорошо выявляются они, например, у континентальных окраин экваториальных и приэкваториальных широт, где эта слоистость проявляется в чередовании фаций биогенно-карбонатных, чаще всего кокколито-фораминиферовых и терригенных глинистых илов. При этом в прослоях относительно более грубых

алевроитовых и песчанистых илов примесь крупного материала обусловлена присутствием главным образом скелетов фораминифер и птеропод. В составе отложений, слагающих горизонты более тонкозернистых осадков, естественно, количество этого грубого биогенно-карбонатного материала снижено, и терригенный, глинистый преобладает заметно резче.

Резко отличаются от голоценовых отложений нефелоидные же илы конца позднего плейстоцена. Главное отличие состоит в том, что, как это имеет место в черноморской толще илов этого возраста, здесь господствует полностью терригенные фации алевроитово-глинистых илов и лишь из редка наблюдаются тонкие прослой диатомовых илов. Такие отложения характеризуются и большей мощностью, и большей монотонностью, чем голоценовые. Кроме того, для всей этой толщи осадков конца позднего плейстоцена в отличие от голоценовых отложений типично присутствие рассеянных, не образующих закономерных скоплений обломков и даже целых створок раковин мелководных моллюсков, рассеянного растительного детрита и отдельных мелких галек, зерен гравия и обломков пород. В Средиземном море в отличие от слоистой голоценовой толщи отложения плейстоцена существенно более монотонны и обладают значительно большей мощностью и более терригенным составом. Так же, как и в Черном море, в заливе Синдра для этой регрессивной пачки характерно присутствие рассеянных фрагментов "мелководного" материала: обломков и створок раковин моллюсков, гравийной размерности зерен, представляющих собой чаще всего обломки слоевищ литотамниевых и кораллиновых водорослей, распространенных на краевой части шельфа.

Таким образом, нефелоседиментация на материковых склонах реализуется в основном в виде обширных покровов преимущественно терригенных глинисто-алевроитовых и глинистых илов. При этом на материковых склонах и подножиях молодых складчатых сооружений в основном преобладают мощные наиболее терригенные толщи, формирующиеся в результате интенсивного сноса с суши. Другая форма аккумуляции нефелоидов - сравнительно менее мощные, но зато четко "нормально" стратифицированные горизонтально-слоистые пачки, формировавшиеся в условиях умеренного поступления терригенного материала главным образом с приплатформенных областей. Отмеченная выше смена во времени этих двух форм аккумуляции нефелоидных отложений на материковых окраинах отражают тесную связь

процесса нефелоседиментации в данной зоне дна океана с положением его уровня по отношению к краю шельфа. Например, во время гляциоэвстатических регрессий Мирового океана, как это было в конце позднего плейстоцена, береговая линия располагалась фактически у края шельфа, что резко увеличивало поступление терригенного материала с суши, в том числе и во взвеси, а следовательно, накопление мощных сравнительно слабослоистых толщ алевроитово-глинистых илов. Во время же межледниковых трансгрессий, как это имеет место в настоящее время, смещение береговой линии в сторону суши уменьшало терригенный снос, что способствовало повышению роли в нефелоседиментации биогенного материала и стимулировало накопление описанных выше пачек слоистых отложений.

Ложе океана является самой большой, но все же не сплошной зоной нефелоседиментации. Сейчас в пределах ложа выделяются довольно многочисленные, однако строго локальные участки, где движение придонных водных масс достаточно активно, чтобы создавать условия "неотложения" осадочного материала на дне, а иногда и размыва (например, в некоторых долинах срединно-океанических хребтов, где действуют геострофические течения). Такие условия объясняют, в частности, отсутствие в разрезах океанских осадочных толщ отложений, соответствующих крупным стратиграфическим единицам.

Процесс нефелоседиментации, господствующий на ложе океана, существенно отличается от такового на материковых окраинах значительно меньшей интенсивностью и наряду с этим заметно большей стабильностью во времени. Одним из принципиальных отличий является также то, что в механизме океанской нефелоседиментации ведущую роль играет процесс пеллетизации (укрупнения) взвеси планктоном — биоседиментация (по Лисищину А.П. и Богданову Ю.А., в то время как в приконтинентальных зонах терригенная взвесь в значительно большей степени подвергается физико-химическим процессам флокуляции (агрегирования)).

Результатом минимальных скоростей и стабильности условий нефелоседиментации в пелагиали океана является не только то, что соответствующие отложения залегают нередко в виде сравнительно маломощных покровов, но и относительная однородность или слабая слоистость этих осадков.

Фациальный облик нефелоидных илов ложа океана определяется в отличие от материковых окраин и особенно шельфа не столько динамическими условиями седиментации, сколько широтной зональностью обстановок мобилизации (в основном био-

генной) осадочного материала в верхних слоях водной толщи океана, а также положением (выше, ниже) зоны накопления осадков по отношению к уровню растворения карбонатов. Эти фации описаны детально во многих фундаментальных трудах зарубежных и советских ученых (26, 36), поэтому ниже рассматриваются лишь самые основные их черты. И.О. Мурдмаа выделяет 2 главных литолого-фациальных типа абиссальных пелагических отложений, накапливающихся глубже зоны растворения карбонатов. Это прежде всего эвпелагические глины, отличающиеся минимальными скоростями накопления, значительной ролью аутигенных образований и продуктов вулканической деятельности, практически полным отсутствием биогенных компонентов и относительно пониженным содержанием терригенного материала. Это типичные илы, которые всегда принято было называть красными глубоководными глинами, т.е. в основном темно-коричневые, очень тонкие глинистые осадки, различающиеся разным сочетанием в них терригенных, аутигенных и вулканогенных компонентов. Наиболее крупные поля распространения эвпелагических глин, как указывает И.О. Мурдмаа, располагаются под центрами антициклонических круговоротов океанских водных масс в северной и южной областях Тихого океана и в южной части Индийского.

В составе фаций миопелагических глин ведущая роль принадлежит терригенному глинистому материалу. Эти фации окаймляют зоны распространения эвпелагических глин, а пелагические осадки Атлантического океана полностью отнесены И.О. Мурдмаа к миопелагическим.

К пелагическим фациям относится также большая группа кремнистых - нефелоидных илов, формирующихся в так называемых поясах биогенного кремненакопления. Это прежде всего южный пояс тонких, пелитовых, желтовато-коричневатых диатомовых илов, окаймляющих Антарктиду. Затем выделяется экваториальный пояс, приуроченный в основном к соответствующим зонам Тихого и Индийского океанов. Здесь кремнистые осадки представлены диатомово-радиоляриевыми илами, часто окрашенными в коричневый цвет, различные оттенки которого в виде пятен и неправильных полос связаны деятельностью организмов. Северная зона пелагического кремненакопления ярче всего выражена в северной части Тихого океана, где накапливаются диатомовые илы. В кремнистых илах может наблюдаться и слоистость, связанная с изменением в содержании кремнистой биогенной составляющей.



Биогенно-карбонатные нефелоидные отложения представлены вне приконтинентальной зоны океана в основном фораминиферо-во-кокколитовыми (в различном соотношении этих осадкообразующих скелетных остатков планктона) илами, накапливающимися только выше уровня растворения карбонатов. В соответствии с этим такие осадки формируются в пределах умеренно-глубоководных котловин ложа океана, на срединно-океанических хребтах, а также других возвышенностях дна. Одна из характерных особенностей этих илов: чем выше они накапливаются от уровня растворения карбонатов, тем они более фораминиферовые и относительно грубозернистые, а чем ближе к этому уровню и даже несколько ниже его, тем осадки более кокколитовые и тонкозернистые (так называемые наоилы).

Нефелоседиментацию в воздушной среде можно назвать эоловой нефелоседиментацией, имея в виду, что это часть тех явлений, которые связаны с действием ветра. Под эоловой нефелоседиментацией понимается только выпадение тонкой взвешенной в воздухе пыли (аэрозоля). В основном подавляющее количество такого материала переносится в виде пылевых облаков, возникающих при условиях, когда скорость ветра начинает превышать 4 м/с. При этом, если в обычное время средний размер частиц аэрозоля в воздухе колеблется от 0,003 до 0,0001 мм, то во время пыльных бурь эта величина возрастает до 0,02-0,035 мм. По данным В.С. Савенко, о больших масштабах процесса свидетельствует то, что площадь пылевых облаков колеблется от десятков тысяч до миллионов квадратных километров, а масса - от сотен тысяч до первых миллионов тонн при скорости движения порядка 1-2 тыс. км/сут. Так, например, за одну только пылевую бурю 1969 г. в лесополосах Ростовской области осело 104,2 млн. м<sup>3</sup> пыли, а за февраль того же года на лед Азовского моря выпало 450 млн. т аэрозоля (51). Естественно, что основными источниками аэрозолей в нижних слоях атмосферы (основной перенос по данным Савенко В.С. осуществляется на высотах 1,5-5 км) являются аридные и семиаридные зоны Земли (рис. 11). Среди этих источников выделяются пустыни Гоби и Сахара, дающие основные объемы аэрозолей в атмосфере. Такие районы, как степи Средней Азии, северо-западного Казахстана, пустыни Аравии рассматриваются в качестве локальных источников (40). Хотя некоторые исследователи считают, что поступление эолового материала в океан сравнимо с поставкой речных взвесей, основная масса аэрозольного ма-



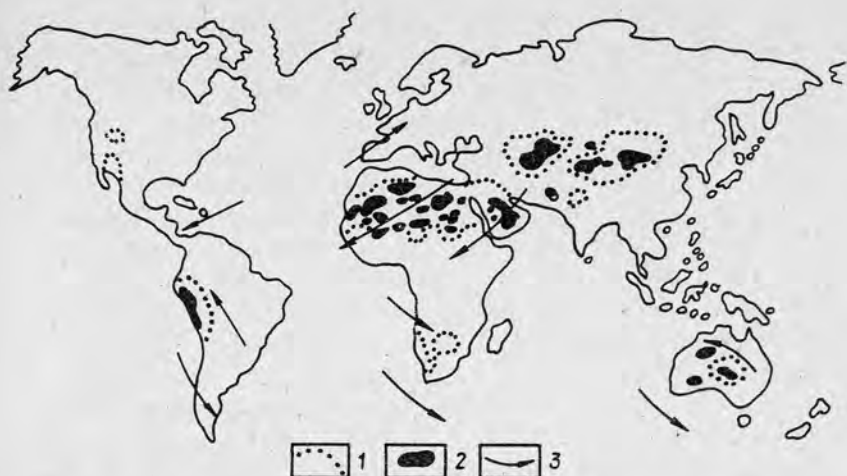


Рис. 11. Схема распространения главных пустынь и активных эргов на земном шаре (83): 1 - границы пустынь; 2 - зоны активных эргов; 3 - основные направления движения воздушных масс

териала накапливается все же в тех же аридных и особенно семиаридных областях (119). Однако и другие регионы, например, некоторые районы высоких широт, могут быть и источником аэрозолей, и областью эоловой нефелоседиментации. Так, Г.А. Тарасов указывает на ощутимое количество эолового материала ( $0,14 \text{ г/м}^3/\text{сут}$ ), которое поступает на северное побережье Кольского полуострова за счет выноса с лишенных растительности и снежного покрова участков суши.

Следует отметить, что нынешняя эпоха не является примером особенно широкого развития процессов эоловой нефелоседиментации. В прошлом (в плейстоцене во время оледенений) эти процессы охватывали более значительные области, например, всю Южную Европу, где в такие периоды сформировался не только обширный эоловый песчаный покров (109), но и примыкающие к нему зоны накопления аэрозольного материала (лессы Южной Украины).

Процесс эоловой нефелоседиментации существенно отличается от такового в водной среде по причине прежде всего резкого различия в плотности этих сред. При этом, если в водных средах садка взвешенных частиц с большим или меньшим приближением описывается уравнением Стокса, то в воздухе этот закон фактически не реализуется. Практическим следствием этого является сравнительно слабая дифференциация материала

ла при осаждении аэрозоля. При уменьшении взвесенесущей способности воздушного потока происходит как бы мгновенное выпадение взвеси из него. Вероятно, именно с этим связано слабое развитие слоистости в эоловых нефеловидных осадках, лессах, например, где слоистость обусловлена в основном горизонтами погребенных почв, фиксирующих периоды ослабления эоловой нефелоседиментации. Как указывают исследователи, эоловый материал дифференцируется по крупности в основном в процессе переноса в горизонтальной плоскости. Так, например, большинство частиц размером 0,1–0,5 мм (песок) остается в пределах территории радиусом 500–1000 км от источника (т.е. в пределах исходных областей выдувания). За пределами этой территории отлагается материал, средний размер частиц которого не превышает 0,01–0,02 мм (40). Данные о материале, составляющем пылевые облака во время пыльных бурь в Ростовской области (51) подтверждают, что большая часть частиц этого аэрозоля относится к крупным и мелким пелитам.

Существенные различия между нефелоседиментацией в водной и воздушной средах связаны с тем, что для первой, как было указано выше, очень большое значение имеют процессы флокуляции (агрегирования) взвеси, вызванные электрохимическими процессами взаимодействия частиц взвеси с водой, особенно морской, являющейся классическим электролитом. В водных же средах идет и процесс агрегирования путем пеллетизации взвеси организмами. Эти черты, присущие водной среде, отсутствуют в среде воздушной, где выпадение частиц аэрозоля происходит "в сухую" и процесс агрегирования большого значения не имеет. С этим связана довольно большая скорость оседания частиц аэрозоля, которая по данным В.С. Савенко колеблется от 0,35 до 50 см/с, а также некоторые особенности возникающих в результате эоловой нефелоседиментации осадков. Следует отметить, что повышение влажности воздуха и атмосферные осадки резко меняют характер процесса. Происходит своеобразное агрегирование в каплях воды, кроме того, значительно возрастает скорость оседания, осуществляется как бы вымывание влагой аэрозоля из воздуха, особенно из пылевых облаков.

В качестве примера отложений, возникающих в результате эоловой нефелоседиментации, следует прежде всего назвать собственно эоловые лессы, залегающие на водораздельных пространствах нынешних семиаридных зон и накапливавшиеся в основном в ледниковые эпохи плейстоцена, когда по современ-

ным представлениям аридность климата в приледниковых зонах (например, в Южной Европе) значительно выше современной. Литологическая характеристика эоловых лессов соответствует тем данным о крупности эолового материала в вешестве пыльных бурь, о которых говорилось выше (мелкий алевроит, крупный и мелкий пелит). Резкое преобладание кварца в алевроитовой части лессов хорошо увязывается со сравнительно низкой удельной массой этого минерала, что обуславливает переход его частиц во взвешенное состояние в воздушной среде. Другие особенности собственно эоловых лессов (высокая пористость, сравнительно слабая связность глинистых частиц и вытекающие отсюда известные физико-механические свойства данной породы) обусловлены, по-видимому, осаждением слагающего их материала: в "сухом" состоянии, отсутствием агрегирования частиц в процессе седиментации.

Еще одним примером отложений эоловой нефелоседиментации являются пепловые туфы, которые отличаются от лессов не только составом слагающего их материала (вулканическое стекло), но и некоторыми особенностями механизма осаждения в тех случаях, когда седиментация осуществляется в условиях высокой температуры и газонасыщенности пепловых облаков. В таких условиях иногда возникает возможность предварительного агрегирования пепловых частиц и их спекания в момент осаждения с образованием, например, так называемых пизолитовых туфов.

### Глава 3. ГИДРОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ФОРМЫ АККУМУЛЯЦИИ

Среди широкого круга гидрогенных процессов можно выделить 2 принципиально отличных типа: течения, в которых происходит однонаправленное перемещение водной массы, и волнение, при котором движение воды имеет колебательный характер. Седиментологический эффект от течений и волнения прежде всего отличается тем, что течения переносят осадочный материал на многие сотни и даже тысячи километров, а волнение образует аккумулятивные формы без значительного их перемещения от береговой линии. Все реки суши относятся к русловым, а большинство морских и океанских течений — к нерусловым потокам. Эрозионно-аккумулятивная деятельность речных русловых потоков играет огромную роль в осадкообразовании, так как реки не только сами формируют мощные толщи аллю-

виальных отложений, но и являются главными поставщиками осадочного материала в бассейны седиментации, как океанско-морские, так и внутриконтинентальные. Поэтому вначале рассматриваются русловые процессы на реках суши и связанные с ними формы аккумуляции, затем морские и океанские течения различного типа и формы накопления течениевых (торрентогенных) отложений и, наконец, колебательные волновые движения водных масс и образуемые ими аккумулятивные формы.

По русловым процессам и формированию аллювия к настоящему времени накопилась огромная как отечественная, так и зарубежная литература. Кратко рассматриваются лишь последние данные по динамическим условиям образования речных аккумулятивных форм и слагающих их аллювиальных отложений.

Русловые процессы представляют собой совокупность явлений, возникающих при взаимодействии руслового потока и грунтов, слагающих дно и берега рек (38). Они определяют развитие различных форм речных русел и руслового рельефа, а также режим их сезонных и многолетних изменений, обуславливающих размыты дна и берегов рек и осуществляющих транспорт и аккумуляцию наносов. В русловые процессы входят и русловые деформации, которые представляют собой непрерывные переформирования русла под действием текущей воды. Русловые деформации можно подразделить на 3 основные группы: 1) вертикальные, приводящие к трансформации продольного профиля реки (врезанию или аккумуляции) и изменению отметок дна русла; 2) горизонтальные, обусловленные перемещением русла в плане и размывами берегов и приводящие к расширению долин и формированию поймы; 3) движение различных аллювиальных гряд, приводящих к формированию перекатов, отмелей, кос и других аккумулятивных образований в русле.

Наиболее благоприятные динамические условия для формирования значительных по мощности толщ аллювия образуются при направленных, действующих длительное время вертикальных русловых деформациях. Вертикальные деформации вызываются изменениями транспортирующей способности потока, трансформацией его живого сечения и потерями напора, вызванными затратами энергии на движения воды, транспорт наносов и эрозию грунтов ложа. В тех случаях, когда вертикальные деформации определяются колебаниями базиса эрозии, климатическими изменениями или тектоническими движениями, происходит общее направленное развитие продольного профиля реки. В результате общих направленных вертикальных деформаций, про-

текающих, как правило, достаточно медленно (со скоростью несколько миллиметров в год), образуются речные долины с хорошо развитыми террасами, сложенными аллювиальными толщами. Могут образоваться и обширные аллювиальные аккумулятивные равнины с большой мощностью аллювия. Следует отметить, что общие направленные вертикальные деформации сопровождаются местными периодическими трансформациями продольного профиля, обусловленными эволюцией форм русла (38). Так, например, образование излучины русла приводит к его удлинению и увеличению потерь энергии, что вызывает аккумуляцию наносов в русле, распространяющуюся на какое-то расстояние вверх по течению. Спрявление излучины, наоборот, сопровождается увеличением кинематической энергии потока, что вызывает местное регрессивное врезание русла. Вертикальные деформации оказывают решающие воздействия на развитие форм русла. При прочих равных условиях разветвленного на рукава русла, перекаатов и других грядовых форм донного рельефа. В то же время для врезающихся русел характерны неразветвленные типы русла и преобладание плесовых глубоководных участков.

Для развития горизонтальных деформаций определяющим фактором является кинематическая структура потока, а именно: его скоростное поле, изменение живой силы, циркуляционные течения, а также устойчивость русла. Их интенсивность колеблется от нескольких сантиметров до нескольких сотен и даже тысяч метров в год. Горизонтальные деформации определяют образование и развитие основных типов формы русла — прямолинейных одорукавных, изгибающихся и разветвляющихся на рукава. От них зависит и переформирование различных типов русел, сопровождающееся размывами берегов и аккумуляцией наносов в тех участках русла, где живая сила потоков недостаточна для их транспорта. Для формирования хорошо развитых аллювиальных серий наиболее важными являются направленные изменения, приводящие в течение длительного времени к расширению дна долины и образованию хорошо развитой поймы. Кроме того, для горизонтальных деформаций весьма характерны периодические (знакопеременные) изменения, связанные со спрявлением излучин, перераспределением стока между рукавами и другими видами блуждания русла по дну долины. Горизонтальные русловые деформации отражаются в формировании различных типов слоистости аллювия и изменениях его гранулометрического состава.



К третьей группе русловых деформаций относится движение различных аллювиальных гряд, которое наиболее полно отражается, в строении и составе аллювия. Грядовое движение наносов является наиболее универсальным и широко распространенным видом русловых деформаций. Оно включает как горизонтальные, так и вертикальные деформации, протекающие одновременно и примерно с одинаковыми скоростями. Горизонтальные деформации вызывают изменения положения гряд в руслах, а вертикальные выражаются в смыве наносов с верхового склона гряд и их накоплении на низком откосе. Интенсивность деформаций настолько велика, что обычно измеряется изменениями параметров гряд в течение часов или суток. Наиболее крупные аккумулятивные формы, занимающие всю ширину прямолинейного русла, называются ленточными грядами и в низовьях Брахмапутры достигают в высоту 20 м при длине до 1 км. Более мелкие формы представлены песчаными волнами и дюнами, высота которых колеблется от 1-1,5 до 7-8 м. К микроформам, имеющим высоту от 5-10 до 30-40 см, относятся рифели и песчаная рябь. Необходимо отметить, что крупные аккумулятивные гряды, попадая в зоны замедления течения на излучинах или в узлах разветвления, в места приноса донных наносов поперечными циркуляционными течениями, замедляют свое движение, частично закрепляются растительностью и постепенно превращаются в пойму. При отсутствии крупных гряд происходит замедление горизонтальных деформаций и создаются предпосылки для формирования прямолинейного неразветвленного русла.

При перемещении твердого материала речным потоком процессы аккумуляции и эрозии тесно связаны между собой, так как в турбулентном потоке совершается непрерывный обмен между твердыми частицами, вовлеченными в движение, и частицами, слагающими ложе. Если на данном участке ложа суммарный объем частиц, переходящих в состояние движения, больше объема частиц, переходящих в состояние покоя, то происходит эрозия ложа, а в обратном случае — аккумуляция. Вследствие изменения водности речных потоков и некоторых других факторов, влияющих на эрозионно-аккумулятивные процессы, аккумуляция и эрозия могут чередоваться во времени. Продолжительность периодов преобладания того или иного процесса колеблется в широких пределах.

Как видно из вышеизложенного, русловые процессы, определяющие формирование аллювиальных отложений, сложны и разнообразны, что вызвано многочисленными влияющими на них фак-

торами. На русловые процессы решающее влияние оказывает кинетичность потока, характеризующаяся числом Фруда  $F = V^2/gH$ , где  $V$  — скорость движения;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $H$  — глубина потока. При числе Фруда больше единицы поток приобретает бурно турбулентный характер и переходит в категорию быстротоков с совершенно иными схемами внутренней поперечной и продольной циркуляции по сравнению с обычными турбулентными потоками. Бурные потоки характерны для горных рек, характеризующихся крутыми уклонами и высокими скоростями течения (до 2–3 и даже 6 м/с). Горные водотоки часто оказываются сверхбурными. Характерно, что однажды возникшая в таком потоке волна, перемещаясь вниз по руслу, не затухает, а увеличивается по амплитуде. В связи с этим горные реки обладают огромной транспортирующей способностью и могут перемешать не только галечный, но и крупновалунный материал. Содержание наносов в паводок на горных реках может достигать 50–60 кг/м<sup>3</sup>, когда они практически становятся селевыми потоками, а на реках равнинных с небурными потоками их содержание всего 1 кг/м<sup>3</sup>. Живая сила бурных потоков во много раз больше, чем обычных, и поэтому в руслах горных рек накапливаются не песчаные, а галечно-валунные отложения (53).

Таким образом, формирование аллювия может происходить в высокоэнергетических обстановках бурных горных потоков и в низкоэнергетических условиях равнинных рек. Высоко- и низкоэнергетические обстановки седиментации отражаются в формировании двух принципиально отличных типов аллювия — горного, сложенного грубым материалом, и равнинного, представленного мелкозернистыми отложениями.

С точки зрения гидродинамических условий седиментации аллювия можно выделить 5 основных обстановок, отражающихся в фациальном составе. К первой обстановке относятся русла с наиболее активными гидродинамическими условиями осадконакопления, в которых отложение влекомых наносов приводит к формированию грубого руслового аллювия. Гидродинамические обстановки осадконакопления существенно отличаются в разных типах русел — одорукавных прямолинейных, извилистых и разветвленных. В одорукавных прямолинейных руслах выделяются только 2 гидродинамические обстановки — стрежневая с наиболее высокими скоростями течения и максимальной крупностью перемещаемого материала и прибрежная, где течение вследствие шероховатости берегов замедляется, а средний диаметр влекомых наносов значительно

меньше. В этих обстановках формируются 2 основные фации руслового аллювия – стрежневая и прибрежная, резко отличающиеся по гранулометрическому составу. В горных реках крупность отложений стрежневой фации может быть в 2–5 раз больше прибрежной. В извилистых однорукавных руслах на излучинах возникает интенсивная одиночная поперечная циркуляция, при которой донное течение с влекомыми наносами направлено от вогнутого берега с большими глубинами к выпуклому берегу с меньшими глубинами. Это приводит к формированию плеса у вогнутого берега и прирусловой отмели (побочня), у выпуклого, где возникают новые гидродинамические обстановки, не характерные для прямолинейных русел. Самая активная гидродинамическая обстановка отмечается в плесах, где формируется плесовая фация, сложенная наиболее крупным обломочным материалом. Побочневая фация образуется при значительной роли поперечных течений, транспортирующая способность которых намного меньше продольных. Вследствие этого побочневая фация слагается значительно более мелким обломочным материалом. Фация перекатов, разделяющих плесы, является переходной между побочневой и плесовой. В разветвленных или многорукавных руслах имеют место наиболее сложные гидродинамические обстановки с многократными поперечными циркуляциями по ширине и вертикали. Разветвленные (или распластанные) русла при одном и том же расходе воды обладают наибольшей удельной кинетической энергией и транспортирующей способностью по сравнению с другими типами русел. Вследствие этого они характеризуются активным проявлением аккумулятивных процессов. Аллювий разветвленных русел подразделяется на фации главного русла, различных протоков, островов и кос (с субфациями головных и хвостовых частей), достаточно резко отличающихся по литологическому составу.

Вторая, значительно более спокойная гидродинамическая обстановка седиментации аллювия возникает на поймах рек, обычно покрытых травяным и древесно-кустарниковым покровом. Пойменный аллювий образуется за счет отложения тонких взвешенных наносов, форма движения которых качественно отличается от формы перемещения влекомых наносов руслового аллювия. Пойменному аллювию не свойственны аккумулятивные формы, возникающие при движении донных наносов в руслах, и он формируется в тихо- и застойноводных условиях. В связи с этим пойменный аллювий представлен обычно монолитными глинисто-алевритистыми осадками с горизонтальной слоистостью.

Третья гидродинамическая обстановка седиментации аллювия является переходной между русловой и пойменной. Она возникает в пойменных руслах, куда в максимум половодья поступают влекомые наносы, образующие мелкие русловые аккумулятивные формы, а на спаде половодья в спокойной гидродинамической обстановке отлагаются тонкие взвешенные наносы. Пойменно-русловый аллювий, наиболее широко развитый на горных и предгорных реках, характеризуется вследствие этого слоистым строением с чередованием относительно грубых высокоэнергетических русловых отложений и тонких типично пойменных осадков, отложенных в низкоэнергетической обстановке отмирающих пойменных разливов.

Вторая и третья обстановки седиментации аллювия образуются у перемычек, перегораживающих или суживающих речные долины, главным образом в пределах гор и предгорий. На равнинах перемычки встречаются крайне редко. Перемычки, в особенности перегораживающие или плотинные, вызывают на локальных участках резкие качественные изменения гидродинамического режима потоков. Перед ними часто образуются подпрудные озера различных размеров, и кривая подпора распространяется на значительные расстояния вверх по течению. Подпруженные перемычками участки горных и предгорных рек относятся к четвертой гидродинамической обстановке формирования аллювия. В застойной зоне непосредственно перед перемычкой за счет осаждения взвешенных наносов происходит накопление горизонтально-слоистых мелкозернистых отложений собственно подпрудной субфации. В это же время несколько выше по течению в зоне выклинивания подпора формируется аккумулятивная гряда (в узких долинах) или своеобразная подводная дельта (в широких долинах) из пестрых по гранулометрическому составу косослоистых галечниковых отложений. Отложения субфации зоны выклинивания подпора постепенно распространяются вверх и вниз по течению и, достигнув перемычки, перекрывают отложения собственно подпрудной субфации.

Пятая гидродинамическая обстановка образуется ниже перегораживающих перемычек, где наблюдается совершенно противоположная картина. Здесь происходит интенсивное врезание и формируется воронка размыва, в которой откладывается грубый обломочный материал, перекрываемый тонкими отложениями фации природных экранов (53).

Таким образом, изменение гидродинамики потоков четко отражается в литолого-фациальном составе аллювиальных от-



ложений. Наиболее существенные отличия гидродинамических условий формирования аллювия отмечаются в разобранных выше пяти обстановках, в которых образуются 3 основные группы аллювиальных фаций — русловых, пойменных и перемычек, резко отличающихся по гранулометрическому составу и характеру слоистости.

Динамика седиментации в условиях морских нерусловых течений и создаваемые ими аккумулятивные формы во многом сходны с перемещением и накоплением осадочного материала на прямолинейных участках крупных рек (30). Однако то, что обстановки аккумуляции осадков при действии течений реализуются в основном в морских условиях, придает формирующимся при этом отложениям (течениевым по Фролову В.Т. или торрентогенным по Леонтьеву О.К., черты, существенно отличающие их от аллювиальных отложений "стесненных" русловых потоков, ограниченных берегами. Теоретически в океане нет участков полностью застойных вод. Однако реальным динамическим фактором седиментации оказывается определенная группа течений, для которых характерны, во-первых, достаточно высокие скорости, а во-вторых — постоянное или периодическое воздействие потока на дно в данном районе океана. Такие условия накопления отложений течений наиболее характерны для материковых окраин и прежде всего для шельфов, а также в определенных ситуациях для материковых подножий.

Течения являются главным динамическим фактором седиментации на шельфах, особенно на широких океанских шельфах средних широт, таких как атлантический шельф Северной Америки, шельф Патагонии, Северной Европы и др. В этих штормовых широтах на шельфах периодически и достаточно часто действуют так называемые штормовые течения. Здесь возникает интенсивное перемещение водных масс над шельфом в направлении господствующих штормов, вызванное совокупным воздействием ветра и штормового волнения. Таким образом, это смешанный поток, представляющий собой комбинацию ветрового и волнового течений. Скорости движения воды у дна (до 50 см/с) при этом совершенно достаточны для того, чтобы перемещать песчаный материал волочением, а алевритовый — и сальтацией. По расчетам А.С. Девдариани и Н.С. Сперанского, придонные скорости штормовых течений на внешнем шельфе океанов могут достигать и больших значений (до 80 см/с).

Особенно мощным динамическим фактором перемещения и накопления осадочного материала на шельфах являются приливные течения, часто действующие совместно с штормовыми, как



это имеет место на шельфах Северной Атлантики. Максимальной силы и роли в осадконакоплении эти течения достигают в верхней, прилегающей к прибрежной волновой зоне части шельфа, на подходе к эстуариям и бухтам, в проливах, как это имеет место на шельфе вокруг Британских островов. Скорости приливных течений, например, в пределах Мезенского залива Белого моря, являющегося по существу открытой в Баренцево море акваторией, могут быть значительно выше — до 3 м/с, а в отдельных случаях превышать и эти значения, как это отмечалось над гребнем известной банки Джорджес на атлантическом шельфе США, где течение иногда достигало 10 м/с (24). Штормовые и тем более приливные течения являются примером периодически действующих течений. Это в общем группа довольно высокоскоростных и, как правило, сильно турбулизированных течений, обладающих большой наносодвижущей способностью. Поэтому в зоне действия таких течений на шельфе главным осадкообразующим материалом являются пески различной крупности, а нередко и более грубые осадки.

В последние 20–25 лет была выявлена значительная роль в динамической седиментации постоянных (непрерывно действующих) течений, относительно низкоэнергетических по сравнению с штормовыми и приливными. Главным фактором седиментации в этой группе динамических агентов является глобальная система (рис. 12) придонных течений Мирового океана (24). Эта система так называемых геострофических течений функционирует примерно в современном виде в течение большей части кайнозойской эры в результате постоянного опускания в приполярных областях океана холодных и более плотных вод с последующим растеканием их по дну океанов в сторону экватора. При этом в соответствии с рельефом дна образуется целый ряд струй-течений, формирующих упомянутую выше систему. Имеющие наибольшее осадкообразующее значение струи, идущие у подножия материковых склонов, получили название контурных (т.е. оконтуривающих, огибающих материки) течений. Особая осадкообразующая роль этих течений обусловлена поступлениями самыми разными путями на материковое подножие огромных масс осадочного материала прежде всего терригенного происхождения. Возникающие при этом массы взвеси в виде нефелоидных слоев и облаков, а также и просто суспензии малой плотности (десятые доли миллиграмма на 1 л) распространяются контурными течениями на огромные расстояния вдоль материковых склонов. Именно поэтому данные течения являются мощным динамическим фактором, хотя



Рис. 12. Глобальная схема геострофических придонных течений Мирового океана (24): 1 - районы зарождения донных абиссальных течений (ДАТ), 2 - ДАТ антарктического происхождения, 3 - ДАТ арктического и охотоморского происхождения, 4 - ДАТ, образуемые стоком избыточно соленых вод, 5 - обменные ДАТ, 6 - главные абиссальные проходы: I - Вима, II - Романш, III - Китовый, IV - Риу-Гранди, V - Фолкленд, VI - Сейшельский, VII - Уэйк, VIII - Хорайсн, IX - Самоа

скорости движения водной массы в придонном слое в зоне их действия обычно составляют от единиц до первых десятков (115) сантиметров в секунду, т.е. на порядок меньше, чем скорости штормовых и тем более приливных течений. В связи с этим и осадочный материал, и возникающие при этом отложения значительно тоньше; как правило, это в разной степени алевритистые илы и глины, в крайнем случае глинистые алевриты с небольшой примесью песчаных частиц.

Массовое выпадение взвеси и аккумуляция более крупных частиц происходят в районах огибания контурным течением каких-либо выступов континентальных блоков в нижней части материкового склона и на подножии. У самого такого выступа скорость течения возрастает (уменьшается его сечение), после же прохождения падает, и в этой зоне, как в волновой "тени" у берега, происходит накопление значительной части не-

сомого материала. Именно это и дало О.К. Леонтьеву повод называть возникающие при этом образования гигантскими аккумулятивными формами по аналогии с волновыми косами. Следует отметить, что несущий и большой аккумулирующий эффект контурных течений, несмотря на малые скорость и концентрацию взвеси, обеспечивается большой длительностью (десятки миллионов лет) их действия в одних и тех же районах материкового подножия океана. Следует подчеркнуть также, что описанные выше течения являются типично океанским образованием, так как порождены упомянутой глобальной системой придонных течений. Для внутренних и окраинных морей они не характерны.

Кроме описанных выше придонных плотностных течений в определенных условиях аккумулирующим эффектом могут обладать также постоянные, но поверхностные течения, имеющие широкое распространение в различных районах океана и внутренних морях и возникающие вследствие разных причин. В отличие от придонных течений аккумулярующий эффект поверхностных реализуется на шельфах в тех случаях, когда слабы штормовые и приливные составляющие общей системы перемещения надшельфовых водных масс, что имеет место на шельфах внутренних морей, например Черного и Средиземного, где имеются и соответствующие аккумулятивные образования.

Формой аккумуляции осадочного материала, накапливающегося в условиях действия течений, являются геологические тела, образующие ряд положительных элементов рельефа дна самых разных конфигурации и размера. По конфигурации их можно разделить на 2 большие группы: продольные, т.е. ориентированные своими длинными осями по направлению течения, и поперечные, вытянутые по нормали к этому направлению. К первым относятся песчаные гряды и песчаные полосы шельфа, а также гигантские аккумулятивные формы — осадочные хребты материковых подножий.

Песчаные гряды — наиболее распространенные формы теченияемого (торрентогенного) аккумулятивного мезорельефа на шельфе. Лучше всего изучен грядовый рельеф атлантических шельфов Северной Америки и Европы. Так, на шельфе вокруг Британских островов (по Лидеру М.) был очень детально исследован рельеф и установлено, что основной особенностью его являются ориентированные в определенных направлениях песчаные гряды длиной до первых десятков километров, высотой 10–15 м, которые представляют собой донные аккумулятивные формы, сложенные песками. Эти валы образованы совокупным

действием штормовых (шельф восточной части Англии), а в проливах (Ла-Манш) и эстуариях (Темза) в основном приливных течений и ориентированы в направлении главного переноса водных масс.

Изучение состава и условий залегания верхнего слоя песков атлантического шельфа США позволило К. Emery еще в 1963 г. сделать заключение, что в принципе подавляющая их часть является с генетической точки зрения реликтовыми отложениями. Вскоре он и E. Uchuri показали, что для всего этого шельфа, как и для участка на рис. 13, характерен грядовой рельеф. Эти песчаные гряды, достигающие высоты 10 м и более (над соседними ложбинами), длины в километры и ширины в десятки и первые сотни метров, имеют ориентировку и группируются в серии, примерно параллельные берегу, а иногда и подходящие к нему под углом.

Установлено (Д. Свифт, Дж. Стенли и Дж. Каррей), 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 приливо-отливные течения.

Ярко выраженным примером широкого платформенного шельфа умеренной зоны средних широт Южного полушария является патагонский шельф. Опубликованные в 1974 г. и изданные на русском языке в 1978 г. Урьеном и Юингом обширные материалы по этому шельфу, показывают, что здесь, как и на таких же шельфах Северной Атлантики, резко преобладают песчаные, главным образом терригенные осадки. Они являются результатом перемыва и переотложения в основном флювиальных рыхлых отложений плейстоцена, т.е. представляют собой фации реликтово-переотложенных или палимпсестовых осадков. 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. Следует отметить, что некоторые особенности рельефа патагонского шельфа, по-видимому, можно рассматривать как аналог созданных штормовыми течениями песчаных гряд атлантического шельфа Северной Америки.

В последние годы было показано широкое распространение сформированных течениями аккумулятивных гряд, сложенных главным образом реликтово-переотложенными, палимпсестовы-



Рис. 13. Песчаные аккумулятивные формы в районе острова Нантакет на Атлантическом шельфе Северной Америки (74): 1 - гряды; 2 - волны

ми песками на шельфе Юго-Восточной Африки (Флеминг Б.). На этом шельфе четко выделяется полоса прибрежных, очевидно, волновых песков, зона средней части шельфа с глубинами 30–50 м и более, где развиты разнообразные представленные песчаными фациями палимпсестовых осадков аккумулятивные формы "течениевого" рельефа, и, наконец, краевая зона шельфа, где распространены собственно реликтовые (остаточные фации) 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).

Такие же песчаные гряды изучены и детально классифицированы М. Филдом на примере соответствующих образований примыкающей к западной Аляске части шельфа Берингова моря. Здесь они выделяются как формы аккумулятивного рельефа первого порядка, вытянутые по направлению господствующего штормового течения сложенные в основном фациями полимиктовых средне- и мелкозернистых палимпсестовых песков, образующих гряды, имеющие размеры 10 на 3–5 км при высоте над межгрядовым промежутком дна порядка 15 м. В последнее время такие же гряды, сложенные палимпсестовыми песками, обнаружены в южной части залива Шелехова (Охотское море), где их формируют приливные течения. На дальневосточном шельфе Азии подобные формы описаны и для Корейского пролива (104).

Типичным примером течениевых отложений, слагающих очень крупные приливные гряды (длиной десятки километров,



высотой первые десятки метров), являются осадки так называемых "кошек" открытой части Белого моря.

По имеющимся данным биогенно-карбонатные фации реликтовых и палимпсестовых осадков 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. Говоря о бразильском шельфе, следует отметить, что в последние годы здесь в области уже сравнительно низких широт ( $30^{\circ}$  ю.ш.) обнаружены сложенные реликтивно-биогенным (в основном ракушечным) материалом штормовые песчаные гряды высотой до 10 м, шириной до 2 и длиной до 25 километров, являющиеся практически полным аналогом штормовых гряд описанных выше атлантического шельфа Северной Америки, Берингова моря и других районов. Результаты бурения показали, 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.

Описанные выше песчаные грядовые элементы "течениевого" рельефа являются наиболее распространенной формой динамической седиментации в условиях действия течений, как и в русловом процессе. Размеры и форма гряд определяются скоростями и в связи с этим степенью турбулизации жидкости в строении течения. Наиболее крупные гряды, например, "кошки" Белого моря, связаны с действием и наиболее мощных приливных течений. Подобные формы имеются и в других крупных заливах, проливах и эстуариях, где приливные течения не только особенно сильны, но и строже ориентированы. Штормовые гряды, как видно на примерах, приведенных выше, существенно меньше по размерам, так как формируются в условиях менее высокоэнергетических и турбулизированных течений.

К продольным мелким формам аккумуляции относятся песчаные полосы, примеры описания которых приводятся в последней книге М. Лидера. Это четко вытянутые в направлении господствующих штормов полосы песка шириной до 200 м, а мощностью всего первые десятки сантиметров (рис. 14), в то время как скопление полос прослеживается в длину на расстоянии до 20 км. Эти полосы залегают на сложенном крупным гравием маломощном покрове реликтовых остаточных осадков, лежащих на коренном субстрате. По-видимому, такие песчаные

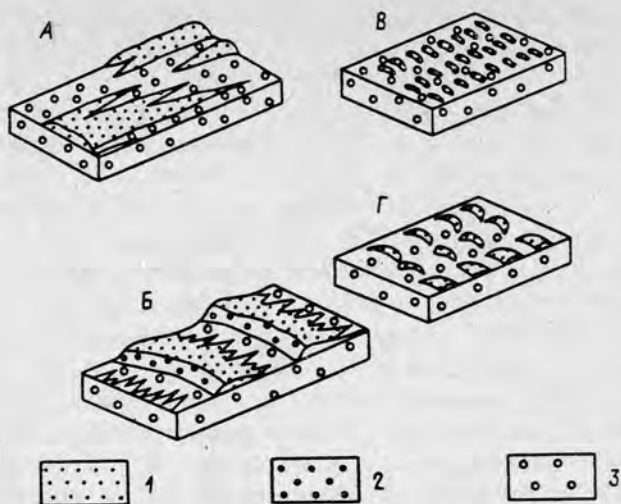


Рис. 14. Аккумулятивные формы на дне в зоне действия течений (24): А - песчаные полосы, Б - волны, В и Г - рифели; 1 - песок мелко- и среднезернистый, 2 - песок крупнозернистый, 3 - субстрат (коренное дно или толща более крупной аккумулятивной формы - гряды)

полосы формируются при недостатке песчаного материала, заносимого на коренной субстрат, так как скорости течения здесь достигают 1 м/с.

Хотя гигантские аккумулятивные формы, образуемые на материковом подножии контурными течениями, и являются, как и шельфовые гряды, продольными формами аккумуляции, они существенно от них отличаются, прежде всего размерами. Элементы рельефа, о которых идет речь, представляют собой аккумулятивные валы, имеющие протяженность сотни километров при высоте 1-1,5 км, ширине 100-200 км и общей мощности слагающей их кайнозойской осадочной толщи по данным сейсмопрофилирования 2-3 км. Сложены эти формы осадками, названными в свое время Б. Хизеном и Ч. Холлистером контуритами, которые представляют собой в целом алевроитово-глинистые или глинисто-алевритовые илы с характерной волнистой, реже косой слоистостью, обусловленной наличием в толще илов серий слоев алевроитового, реже тонкопесчаного материала. Этим, в частности, а также отсутствием либо очень ограниченным развитием градационной слоистости они отличаются от турбидитов внешних зон глубоководных конусов выноса.

Серия гигантских аккумулятивных форм выявлена на атлантическом материковом подножии Северной Америки. Это известные валы Нью-Фаундленд, Блейк-Багама (рис. 15) и Гаттерас, которые "привязаны" к соответствующим выступам материковых блоков на подножии и обязаны своим существованием Западному пограничному течению, идущему с севера на юг вдоль материковой окраины. Этим течением подхватывается весь материал, выносимый по каньонам (Лаврентия, Гудзон, Гаттерас и др.) и оказывающийся во взвеси в зоне его действия. Это может приводить к тому, что крупные линзы контуритов, какими являются валы, могут представлять собой как бы инородные тела среди полей пелагических осадков. Например, массы терригенных отложений, переносимых упомянутым выше течением, вдаются в область развития биогенно-карбонатных, нефелоидных пелагических отложений. На материковых подножиях контуриты могут латерально замещаться турбидитами, а также переслаиваться с ними в разрезе, так как турбидитный поток способен одно- или многократно вторгаться в зону действия контурного течения. Это течение в свою очередь аккумулирует материал в периоды затухания действия высокоплотностных потоков на внешних частях конуса выноса, например, во время глобальных межледниковых трансгрессий плейстоцена.

Уже упоминалось, что в ряде случаев осадкообразующими оказываются поверхностные постоянные течения. Такие условия, в частности, создаются на болгарском шельфе Черного моря (5). Здесь происходит заметное изменение режима циркуляционного течения западной части Черного моря, проходящего над болгарским шельфом с севера на юг. Это течение прежде всего подхватывает практически весь выносимый в море Дунаем взвешенный материал и несет его в сторону болгарского шельфа. Скорости этого течения достаточно велики, чтобы проносить этот алевроитово-глинистый материал южнее, почти не давая ему откладываться здесь, но и не размывая дно. В результате в голоценовое время после того как сформировался шельф Болгарии на нем образовался целиком аккумулятивный вал с мощностью только голоценовых осадков до 12 м при общей длине порядка 200 и ширине 20 км. По способу перемещения и накопления слагающего вал материала эти отложения по существу аналогичны образованным контурными течениями на континентальных подножиях океанов контуритам гигантских аккумулятивных форм. В соответствии с этим контуриты шельфа Болгарии обладают и типичными литологическими характерис-

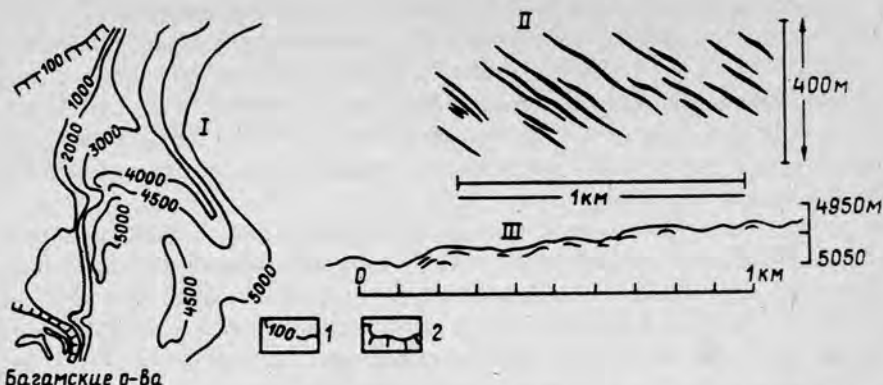


Рис. 15. Гигантская аккумулятивная форма материкового подножия, образованная контурным течением, и типичные формы мезорельефа на поверхности подобных образований: I - аккумулятивный вал Блейк-Багама (48), II - оси донных гряд на поверхности вала Блейк-Багама (48), III - подводные гряды, "дюны", "волны" на поверхности материкового подножия северо-западной части Африки (85); 1 - изобаты, м, 2 - край шельфа

тиками, такими как высокое содержание алеврита и специфическая волнисто-слоистая текстура.

К образующимся в зоне действия течений аккумулятивным формам, имеющим поперечную по отношению к направлению струи ориентировку, относятся прежде всего так называемые песчаные волны (рис. 13) и рифели (знаки ряби). Гряды - это формы макрорельефа (первый порядок), осложненные серией форм мезорельефа (78), к которым и относятся песчаные волны, ориентированные по нормали к господствующему направлению течения. Второй порядок - менее крупные, длиной до 2 км формы. Третий порядок - это образования длиной в десятки метров, а высотой и шириной в несколько метров. В свою очередь поверхность этих форм осложнена мелкими рифелями - элементами микрорельефа (Филд М.) - четвертый порядок. Такие же волны, но одиночные, были описаны для Ла-Манша D.N.Langhorn, который указывает, что это асимметричные валы высотой ~ 1, шириной 4-8 и длиной до 20 м. Широкое распространение песчаных волн отмечается и Б.Флемингом. Среди них он также выделяет достаточно крупные, "самостоятельные" песчаные волны; но есть и более мелкие формы, которые в основном осложняют поверхность песчаных

1271

гряд. Кроме того, иногда выделяются и скопления песка неопределенной формы, названные Б. Флемингом песчаными пятнами. Хотя он и не разбирает детально этот вопрос, но, по-видимому, эти аккумулятивные формы "течениевого" рельефа, как и описанные выше гряды, формируются на различных по своим структурным и скоростным параметрам участках главного течения.

Следует упомянуть о неразрывно связанных с собственно "течениевыми" палимпсестовыми песками своеобразных отложениях, названных реликтовыми. Это грубые, чаще всего песчано-гравийные осадки обычно терригенного, реже биогенного генезиса, широко развитые на океанских шельфах, особенно в их краевой зоне. Эти отложения формируются в результате вымывания течениями из пород субстрата, чаще всего рыхлых четвертичных, тонкой песчано-алевритово-глинистой составляющей. Более грубый остаточный материал и составляет собственно реликтовые осадки.

Таким образом, эти отложения, строго говоря, не являются результатом седиментации, а связаны с вымыванием и неотложением нового материала. Основной формой их залегания являются маломощные покровы облекания поверхности субаэрального рельефа, формировавшегося на шельфах в регрессивные периоды плейстоцена. Так, например, они образуют описанные Б. Флемингом реликтовые гравийники края шельфа Юго-Восточной Африки. В Мезенском заливе Белого моря (54), реже на прилегающем баренцевоморском шельфе (44) сложенные перетолженными палимпсестовыми, в основном среднезернистыми песками гряды разделены ложбинами, в которых залегают крупнозернистые пески и гравийные отложения, представляющие собой фации собственно реликтовых осадков, которые в рассматриваемом районе дна Белого моря представлены моренными и гляциомаринными суглинками. Это типичный пример залегания собственно реликтовых осадков на шельфе. Отличия в различных районах касаются в основном состава материала, когда, например, на приэкваториальных шельфах реликтовые гравийники могут быть представлены биогенно-карбонатным, ракушечно-кораллово-фораминиферовым, а не терригенным материалом.

Накопление осадочного материала в результате действия волн, которое вслед за Е.Н. Невесским можно назвать волновой аккумуляцией, осуществляется в процессе воздействия на дно в основном ветровых волн при их деформации и разрушении на мелководье. Механизм этих процессов детально изучен и описан в трудах В.П. Зенковича, О.К. Леонтьева, В.В. Лонгино-



ва и многих других отечественных и зарубежных исследователей, среди которых следует отметить опубликованные в самое последнее время монографии Ю.Д. Шуйского, С.М. Анцыферова и Р.Д. Косьяна, Ю.С. Долотова. Главным динамическим агентом прибрежной волновой зоны являются колебательные движения придонного слоя воды, обладающие характерной асимметрией, результатом которой при определенных уклонах мелководного дна и является перемещение вверх по склону и накопление осадочного материала песчаной и более крупной размерности в виде соответствующих аккумулятивных форм рельефа. Разнообразие рельефа дна на мелководьях и различие угла подхода волн к ним приводит к образованию широкого спектра таких форм: кос, пересыпей, баров, террас и других подобных аккумулятивных элементов рельефа, геоморфология которых хорошо известна. Однако общие закономерности строения толщи отложений каждой такой формы рельефа как геол. тела, связанные с процессами взаимодействия волн с дном, были менее изучены, поэтому данный вопрос рассматривается более подробно.

Волновые отложения накапливаются в трех различных динамических обстановках, для каждой из которых характерен свой тип взаимодействия охваченной волнением водной толщи с дном (71). По характеру трансформации энергии волнения на мелководье и рельефу в настоящее время принято выделять ряд подзон (рис. 16). Внешняя, морская по отношению к урезу 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 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 их способность взмучивать и перемешать рыхлый материал. При дальнейшем уменьшении глубины на меньших глубинах выделяется подзона начального разрушения (забурунивания) волн. Для зоны забурунивания характерны также вызванные волнением течения, связанные с нагоном, углом подхода волн и т.п. Однако собственно волнение остается все же главным фактором как переноса и накопления отложений, так и формирования аккумулятивного рельефа на мелководье. Наконец, выделяется подзона действия так называемого прибойного потока, формирующегося при полном разрушении волны на урезу. Здесь имеет место лишь колебатель-

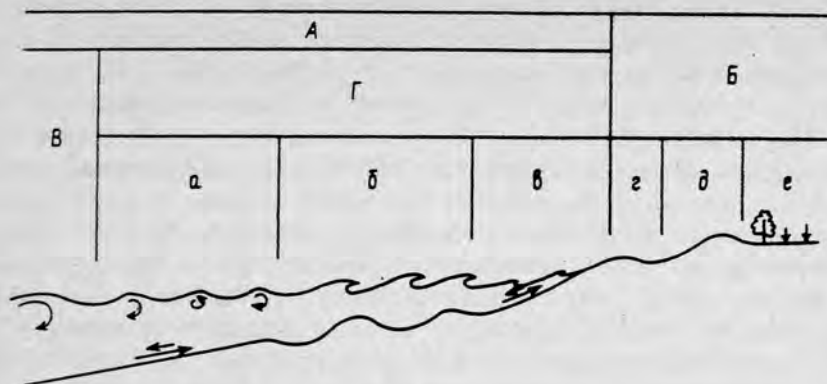


Рис. 16. Основные элементы рельефа и динамических обстановок седиментации в прибрежной зоне моря: А – шельф, Б – побережье (собственно берег), В – собственно шельф, Г – прибрежная зона волновой аккумуляции (подводный береговой склон); а – внешняя зона деформации волн на мелководье, б – зона разрушения волн и подводных береговых валов, в – зона прибойного потока и заплеска, г – тыловая зона заплеска, д – штормовой вал, е – морская аккумулятивная терраса

ное движение воды сначала вверх по откосу, а затем вниз (прямой и обратный прибойные потоки).

Наиболее интенсивное воздействие на дно происходит в зоне действия прибойного потока, несколько слабее оно в зоне забурунивания 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 условия накопления отложений в разных морфодинамических частях мелководья. Подавляющая часть этих отложений представлена песчаным материалом различного состава, поэтому естественно характеризовать основные разновидности их на примере прежде всего таких осадков.

Указанные выше гидродинамические зоны соответствуют строго определенному участку мелководья – пляжу и различным участкам подводного склона. Эти элементы являются составными частями каждой волновой аккумулятивной формы (ко-

сы, 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 и отличаются наибольшей крупностью. Не менее важно, что движения воды здесь имеют возвратно-поступательный характер вдоль наклонной плоскости, усиливая тем самым сортирующий эффект активных гидродинамических процессов. В этих условиях практически весь алеврит выносится в море. Это связано с тем, что средняя гидравлическая крупность алевритовых частиц дает им возможность в течение продолжительного времени находиться во взвешенном состоянии. В результате они выносятся обратным потоком воды по склону пляжа даже при волнении средней силы. Таким образом, не грубость пляжевого материала, а именно практическое отсутствие частиц менее 0,1 мм является наиболее характерной чертой этих отложений. Известно, что пляж — область распространения наиболее тяжелых и изометричных минералов (магнетит, циркон, гранат и др.). В береговых песках Северного Приазовья, например, поведение тяжелой фракции определяется тем, что значительную ее часть составляют особо тяжелые минералы — рудные с удельным весом более 4 г/см<sup>3</sup>, а также упомянутые выше. С этим связана концентрация их в песках пляжа и эоловых в отличие от осадков менее динамически активной зоны подводного берегового склона.

Большое значение в литологической характеристике пляжевых песков имеют текстурные признаки, прежде всего слоистость, отражающая динамику среды накопления. При этом наиболее четко выраженной слоистостью обладают именно пески пляжа — наиболее активной в гидродинамическом отношении зоны. Однако дело здесь не только в активности, но и в характере перемещения водной массы — возвратно-поступательном. В результате в песчаных осадках образуется характерный тип косой слоистости. Типичной чертой пляжевой слоистости является общий наклон всех слоев и целых серий слоев в одну сторону — к морю. В некоторых случаях слои могут быть и горизонтальными, но обычные углы наклона их 2–7°, реже наблюдаются уклоны в 16–20° и в исключительных случаях до 30° и более. 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 серии обычно срезают пачки слой-

ков. Серии объединяют чаще всего по 10–20 слоев, мощность которых может колебаться от первых сантиметров (и даже миллиметров) до 10–15 см.

Так, как описано выше, выглядит слоистость пляжевых песков в разрезе, перпендикулярном береговой линии. В разрезе, параллельном ей, обычно выделяются 9–10-м участки с горизонтальной и параллельной слоистостью, которые чаще всего резко прерываются небольшими участками коротких серий слабо наклоненных слоев. Такой характер слоистости связан с неровностями береговой линии, ее фестончатым характером. Этот тип слоистости характерен по существу для всех надводных береговых аккумулятивных форм. 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 часто развеваются ветром. Поэтому обычно на поверхности пляжевых отложений в зонах аккумуляции имеют место различной формы и размеров золотые накопления.

Подводный береговой склон начинается сразу ниже уреза воды и обычно разделяется на 2 части. Первая из них, ближайшая к урезу и соответствующая зоне забурунивания и начального разрушения волн, отличается тем, что здесь в процессе выработки профиля равновесия склона образуются характерные грядообразные формы рельефа – подвижные береговые валы. Они представляют собой осложненные системой рифелей 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, хотя и не так высокоэнергетичны, могут приближаться к пляжевым. 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 бы хватило для полного выноса его куда-либо за пределы зоны. Для песков подводного склона в тяжелой фракции более характерно преобладание относительно легких и плоских (например, роговой обманки) минералов, чем на пляже. Сказанное выше касается в первую очередь минералов, имеющих удельный вес  $\sim 3 \text{ г/см}^3$  и более. Для них форма является основным фактором

в процессе дифференциации волнением. Например, в прибрежных песках северного побережья Белого моря наиболее обогащенными оказываются именно 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 наблюдается 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 и часто уплощенный габитус делают этот минерал 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 еще большую роль играет форма зерен. Поэтому за пределами пляжа идет все большее увеличение значения этих минералов в составе песков.

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. Это часть подводного берегового склона, отвечающая зоне деформации волн, началу их взаимодействия с дном. Здесь происходит дальнейшее обеднение песков самыми тяжелыми минералами, увеличение в их составе кварца и слюд, а в тяжелой фракции — минералов с удельным весом  $\sim 3$  г/см<sup>3</sup>, особенно роговых обманок.

В основном отложения области волновой аккумуляции представлены песчаными осадками различной крупности. Рассмотренные процессы формирования фациальных комплексов береговых песков можно представить как модель явления механической дифференциации прибрежного материала другого генезиса. Экспериментальные исследования П.А. Волкова, проведенные еще в 50-60-х годах, показали, например, 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 с различными размерами, формой и удельным весом. Из такого материала образуются те же генетические типы прибрежных осадков, что и из песка. То же самое относится и к формированию прибрежных осадков галечного состава. Прежде всего следует отметить, что галька образует в основном группу фаций пляжевых отложений, формирующихся в зоне действия при-



бойного потока. Ниже уреза спокойной воды она распространяется при выработанном профиле равновесия (т.е. в основном на отмелях аккумулятивных берегах) обычно только до глубины действия этого потока. Глубже в таких условиях она сменяется песчаными отложениями.

Собственно пляжевая галечная толща обладает в принципе таким же строением, что и песчаный пляж. Здесь наблюдается такая же слоистость, как 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, описанная, например, Б.Блаком, причем наличие слоев обусловлено наклонной ориентировкой плоской гальки в плоскости напластования. В толще галечного пляжа, как и песчаного, обычно можно выделить серии косых слоев, срезающие друг друга. Особенно это срезание заметно на границах чисто галечных и крупнопесчаных или гравийных серий. Интересно отметить, что, по-видимому, в толще пляжевых галечников возможна в принципе такая же градиционная слоистость, как и в пляжевых песках. В основании пляжевой толщи лежит слой самой крупной гальки изометричной формы. Эта галька остается на пляже во время самых сильных штормов. Все остальное смещается вниз по склону к основанию зоны прибоя. Выше этот слой сменяется все более и более мелкой галькой, которая к тому же имеет уже иную, плоскую форму. Такие слои накапливаются при постепенно затухающем волнении. В условиях длительной аккумуляции при относительном опускании побережья можно представить себе ситуацию, когда образуется толща пляжевых галечников из нескольких описанных выше генераций элементарных пляжевых ритмов. Она будет обладать всеми признаками градиционной слоистости, только мощность отдельных слоев-ритмов будет измеряться не сантиметрами, как в песчаной пляжевой толще, а первыми метрами.

Ширина и глубина внешней границы прибрежной зоны волновой аккумуляции сильно варьирует. Определяются эти параметры уклонами дна, составом материала и особенно характеристиками волнения. Уже всего (десятки метров ширины и 1-2 м глубины) выделенные зоны в береговой полосе мелких внутренних шельфовых морей типа Азовского и Аральского. Обычно здесь формы подводного рельефа профиля равновесия выражены слабо, и может иметься всего один подводный вал, высота которого весьма невелика.

В Черном и Балтийском морях типично очень четкое и полное развитие зоны подводных береговых валов. Здесь обычно имеется целая система их с параметрами, указанными выше. В таких внутренних морях волнение как фактор осадко- и рельефообразования действует, как правило, до глубин 20–30 м. 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, а внешняя граница прибрежной волновой зоны смещается на глубины до 50 м и более.

Изучение строения толщи отложений, слагающих отдельные волновые 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 золотый. При этом, как было в свое время показано Ф.А. Шербаковым на примере кос Азовского моря, они залегают друг на друге 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 толщ неволновых отложений осадков или пород. 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 золотых отложений. Описанным 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.

Распределение масс осадочного материала в береговой зоне обычно крайне неравномерно. Как правило, они сосредоточены в так называемых зонах аккумуляции (70), 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.

Особенности динамики аккумуляции в прибрежной волновой зоне разных райсов обуславливают существенные различия в строении возникающих здесь волновых осадочных тел. Главные отличия можно отметить в строении аккумулятивных открытых океанских побережий и берегов внутренних морей. При этом привлекает внимание резкое преобладание на открытых побережьях океанов и окраинных морей таких береговых аккумулятивных форм, которые возникают в основном при поступлении материала со дна к берегу (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 существенные особенности распределения осадков, например, на подводном береговом склоне Берингова и Охотского морей. Для них характерно широкое распространение грубого реликтового материала на внешней части подводного берегового склона упомянутых бассейнов, связанное с процессом поперечного перемещения и выносом отсюда всего тонкодисперсного материала. Только в таких районах дальневосточных морей, как залив Петра Великого (Японское море), где количество приносимого в прибрежную зону глинисто-алевритового материала очень велико, тонкие осадки задерживаются на подводном береговом склоне.

Между тем в субарктическом, но внутреннем бассейне (Белое море) внешняя часть подводного берегового склона также покрыта глинистыми осадками, и здесь не замечается того погрубения отложений с глубиной, которое фиксируется на окраинных морях той же широтной зоны. Причина отмеченных выше особенностей заключается, видимо, в существенном различии гидродинамических условий прибрежной зоны, открытых и внутренних морей.

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 указанный выше разворот волн параллельно берегу, а следовательно, и вынос осадочного материала со дна реже являются главными факторами прибрежного рельефо- и осадкообразования. В этих бассейнах в питании большинства как пересыпей лагун, так и свободных береговых аккумулятивных форм более значительную роль играет вдольбереговое перемещение материала.

Таким образом, если волнение и особенности его взаимодействия с дном на мелководье выступает как главная причина возникновения соответствующих аккумулятивных форм рельефа прибрежной зоны, географическая зональность обуславливает специфику конкретной реализации этого фактора в конкретных физико-географических условиях. В результате описанного выше волнового аккумулятивного процесса в прибрежной зоне сформировалась (в основном за голоценовое время) толща волновых отложений, слагающая ныне надводные аккумулятивные формы и их подводный береговой склон. Возможность формирования толщи прибрежных отложений связана с условиями захоронения осадков данного генезиса и перехода их в ископаемое состояние. Эти условия во многом определяются динамическими 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 образованиями другого, чаще всего неволнового генезиса, т.е. более глубоководными нефелоидными осадками. При этом наиболее существенные различия фиксируются сейчас в строении толщ прибрежных отложений внутренних морей и океанов.

Классическим примером толщи прибрежных отложений, возникшей в условиях внутриконтинентального бассейна, являются соответствующие осадки Черного моря. Главной особенностью этой толщи, как показано Е.Н. Невеским, является сложнолинзовидное строение, хорошо видимое в классических разрезах отложений прибрежной зоны этого бассейна. 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, как указывалось выше, развивается лишь короткопериодное волнение, охватывающее сравнительно небольшой по мощности слой поверхностных вод. В результате в Черном море и других внутренних морях и создаются условия для накопления нефелоидного глинистого материала путем "спокойного" осаждения взвеси "частица за частицей" и захоронения прибрежных волновых осадков на мелководье в непосредственной близости от уреза.

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, описанных выше. 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 грубозернистых, часто несортированных осадков, которые протягиваются и далее на шельф. Как указывалось, эти осадки часто представляют собой в упомянутых бассейнах по существу уже не волновые прибрежные осадки, а реликтовые фации отложений, оставшиеся от перемыва подстилающих коренных пород или более древних прибрежно-морских отложений плейстоцена.

Подобное резкое выклинивание в сторону моря отложений часто довольно мощной современной береговой аккумулятивной формы и замещение их на подводном склоне тонким слоем реликтовых осадков характерно и для таких по существу океанских побережий, как европейское побережье Северного моря. Сходное строение имеют и типичные разрезы северной части прибрежной зоны атлантического побережья США.

#### Глава 4. ВЫСОКОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЭОЛОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Такие обстановки имеют место в зоне действия мощных воздушных потоков, выдувающих весь тонкий материал, который может перейти в состояние аэрозоля (65), и перемешающих оставшуюся массу песчаных частиц по поверхности Земли в основном путем сальтации (рис. 17). Как известно, в гло-



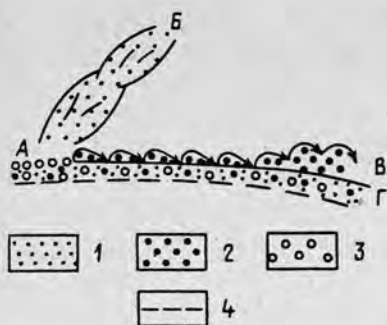


Рис. 17. Схема процессов золотого переноса осадочного материала (109): А - зона выдувания, Б - облака аэрозоля, В - покров материала, перемещаемого путем сальтации по поверхности, Г - субстрат; 1 - алевритовый и пелитовый материал взвеси, 2 - средне- и мелкозернистый песок, 3 - более грубый обломочный материал, 4 - уровень грунтовых вод

бальном масштабе золотые пески имеют широкое распространение в пределах собственно пустынь и на аккумулятивных побережьях различных водоемов, где они неразрывно связаны с волновыми отложениями, являясь результатом перевеивания последних. Золотое осадконакопление, по данным М. Лидера, идет на 30% площади континентов, относящейся к аридным и семиаридным зонам. Наиболее крупные поля распространения золотых песков располагаются в крупнейших пустынях мира (рис. 18). Такие поля в зарубежной литературе принято называть эргами, причем Р.К. Селли, М. Лидер и др. характеризуют их как песчаные моря - настолько они велики. Это очень крупные накопления песков, мощность которых (максимальная высота золотых аккумулятивных форм) превышает 100, а иногда достигает нескольких сот метров. В пределах этих полей различают обычно активно перевеиваемое песчаное центральное поле (активный эрг) с разнообразными грядовыми аккумулятивными формами рельефа. Активные эрги бывают окружены шлейфом в виде полого наклоненного песчаного покрова, являющегося переходной фазией к незолотым отложениям. В большинстве случаев такие песчаные золотые формы являются так называемыми навеянными аккумулятивными формами (43). Прибрежные золотые пески обычно располагаются на поверхности волновых береговых аккумулятивных форм. Прибрежно-морские золотые пески являются типично перевеиваемыми.

Как и для многих потоковых (особенно течениевых) образований основной формой аккумуляции золотых песков являются различного рода гряды. Залегание этих песков в виде ровных покровов встречается значительно реже. По-видимому, для золотых отложений в основном характерны поперечные по отношению к направлению ветра формы, в то время как для водных

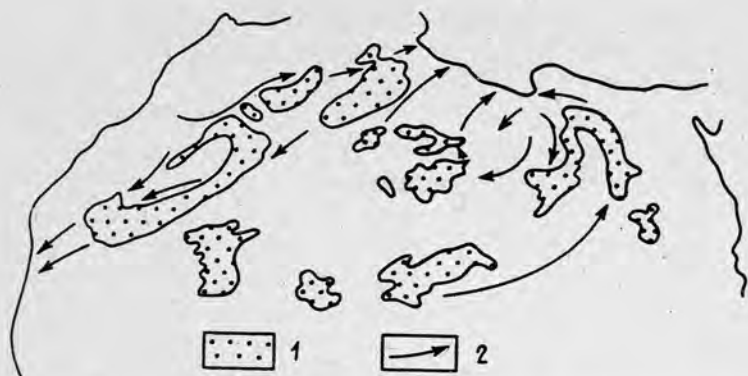


Рис. 18. Схема распределения крупнейших песчаных массивов в пустыне Сахара (122): 1 – эрги, 2 – направление движения воздушных масс

потоковых образований гряды чаще ориентированы по направлению течения. Однако все же специалистами различаются 2 основные группы форм аккумуляции эоловых песков – гряды, ориентированные по основному направлению ветров, и формы поперечной по отношению к этому направлению ориентации. Среди этих поперечных наиболее известны такие формы, как различные типы дюн (параболических, например) на морских аккумулятивных побережьях (этот термин в основном применяется для эоловых накоплений в таких обстановках). Высота этих форм достигает первых десятков метров (на берегах Балтийского и Северного морей). Среди подобных форм в пустынях наиболее известны барханы, отличающиеся правильностью своей конфигурации в плане (полумесяц). Нередко в пределах крупнейших эргов Сахары серия барханов образует более крупную аккумулятивную форму – холм высотой до 30 м, соизмеримый с самыми большими дюнами морских побережий. Такие формы отличаются, однако, часто сложной и неправильной конфигурацией, напоминающей прибрежные дюны. Большинство песчаных форм аккумулятивного эолового мезорельефа осложнено с поверхности системой рифелей (знаков ряби), во многом похожих на те, которые формируются на дне водных потоков. Однако отличие эоловых знаков ряби от водных заключается в том, что у первых более крупные частицы концентрируются на гребнях рифелей, а у вторых – в ложбинах.

Говоря о формах эоловой седиментации, вытянутых по направлению ветра, следует обратить внимание на то, что конфи-

гурация некоторых крупнейших песчаных полей-эргов в плане нередко оконтуривает вытянутое в общем таком направлении тело (рис. 18). Однако это лишь в самом общем плане. К собственно же продольным дюнам относят более мелкие песчаные гряды сейфы. В пустынях Австралии цепочки таких форм иногда прослеживаются на расстояние до 200 км, а отдельные холмы имеют высоту до 50 м. В плане такие песчаные полосы извилисты, расстояние между ними достигает 500 м (25).

Для внутреннего строения песчаных аккумулятивных тел эолового происхождения, как и вообще для всех потоковых отложений, характерна хорошо развитая косая слоистость. В толще песков наиболее крупных эоловых форм встречаются гигантские довольно круто падающие косые серии мощностью свыше 10 м. Между сериями хорошо выделяются протяженные поверхности срезания, отражающие стадии перемещения песчаного тела под действием ветра. Более мелкая косая слоистость характерна для более мелких эоловых форм. Во многих случаях для серий косых слойков в эоловых песках типичен общий наклон в одну сторону и субгоризонтальная или слабо наклонная поверхность срезания.

## Глава 5. СЕДИМЕНТАЦИЯ В ЗОНАХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАЗЛИЧНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Главной зоной взаимодействия различных динамических процессов седиментации является граница между сушей и морем. Если на суше в целом преобладают эрозионно-денудационные процессы, то в морях и океанах, являющихся конечными бассейнами седиментации, доминирует уже аккумуляция различных генетических типов осадков. Процессы размыва и подводной эрозии, хотя и достаточно широко развиты на морском дне, все же резко уступают по своему значению аккумулятивным процессам. Наиболее интересное взаимодействие между морскими гидродинамическими (волнением, приливами, течениями и т.п.) и флювиальными или речными процессами на границе суши и моря, примерно совпадающей с побережьем, происходит в дельтах и эстуариях, являющихся своеобразными седиментационными ловушками.

Дельты и эстуарии формируются в местах впадения рек в морские водоемы и могут занимать до одной трети протяженности береговой линии, что имеет место на побережье СССР.

На границе река-море в пределах дельт и эстуариев происходят быстрые и существенные изменения динамических, физико-химических и биологических свойств водных масс, а также мощная аккумуляция наносов. По особенностям гидродинамических условий осадконакопления можно выделить следующие характерные участки: 1) приустьевой участок реки, где на обычный гидрологический режим русловых водных потоков начинают воздействовать колебания уровня приемного бассейна, вызываемые приливами и ветровыми нагонами; 2) устьевой участок реки — собственно дельта или эстуарий, где динамику вод и наносов определяет взаимодействие водных масс реки и приемного бассейна, но речные факторы имеют преобладающее значение; 3) предустьевое взморье или авандельта, где происходит обмеление моря за счет поступления речных наносов, но ведущими уже являются морские факторы (рис. 19). Эти участки характеризуются специфическими процессами осадконакопления, обусловленными постепенным переходом гидрологического режима реки в гидродинамический режим приемного бассейна. Для них характерны как элементы речного режима (русловые процессы, изменчивость стока воды и наносов и т.п.), так и элементы морского режима (ветровое волнение, соленость вод, вдольбереговой поток наносов и т.д.).

На приустьевом участке реки накапливаются значительные по мощности толщи типичного аллювия с характерными пойменными и русловыми фациями. Наиболее интенсивное осадконакопление сосредоточено в пределах дельт, причем оно существенно отличается в их надводных и подводных частях. Подводную часть дельты часто называют предустьевым взморьем или авандельтой. Здесь отлагается сложный комплекс устьевых отложений, формирующихся под воздействием как речных, так и морских факторов. Около 65% растворенного органического вещества, выносимого с суши, осаждается в дельтах и эстуариях.

На приустьевых участках рек ведущим фактором осадконакопления является деятельность русловых потоков, формирующих разнообразное аллювиальное отложения, хотя и сказывается влияние приливов и нагонов. Здесь четко выделяются 2 типа аллювиальных отложений — аллювий меандрирующих рек и аллювий рек с русловой и пойменной многорукавностью. Формирование аллювия меандрирующих рек прекрасно разобрано Е.В. Шанцером, и к его схеме добавить практически нечего. Намного хуже изучены особенности формирования аллювия на реках с русловой и пойменной многорукавностью, и поэтому на

этом следует остановиться более подробно. Типичной рекой с многорукавным руслом является Брахмапутра, которая изучалась в пределах Республики Бангладеш. В русловом аллювии Брахмапутры можно выделить 6 основных фаций, соответствующих донным аккумулятивным формам. К первой фации относятся отложения максимальных по размерам песчаных ленточных гряд, достигающих в высоту 15–17 м и в длину до 1000 м. Они формируются в паводковых руслах при максимальных руслоформирующих расходах. Отложения фации ленточных гряд представлены грубозернистыми кварцево-слюдистыми песками с крупной, сильно наклонной (до  $15-20^{\circ}$ ) косой слоистостью, нередко нарушенной подводным оползанием или размывами при резких увеличениях турбулентных течений. Вторая фация также формируется в максимум половодья, но уже не при грядовой, а гладкой фазе перемещения наносов на участках с ровной поверхностью дна. Они представлены крупнозернистыми кварцево-слюдистыми песками с горизонтальной макрослоистостью. Однако при детальном рассмотрении видно, что эти горизонтальные слои песков состоят из очень мелких косых серий микроформ дна.

Третья фация также представлена горизонтально-слоистыми песками, но уже тонкозернистыми и обычно в несколько раз более мощными по сравнению со второй фацией. Эта фация

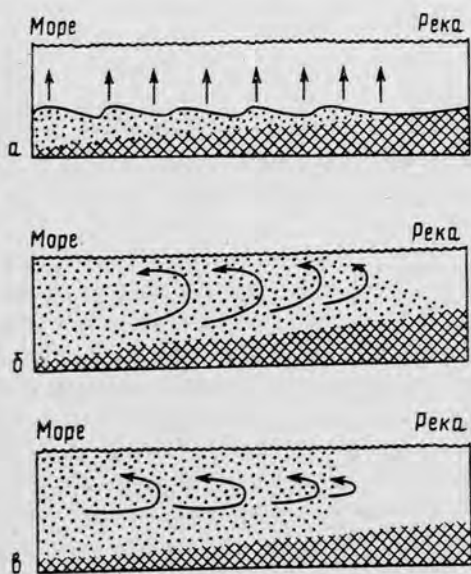


Рис. 19. Основные типы режима вод в экстуариях (101): а - с придонным галоклином, б - частично смешанные, в - вертикально однородные



формируется уже в совершенно иной гидродинамической обстановке при резком (часто почти до нулевых значений) уменьшении скоростей и даже обратных течений в условиях гидравлического подпора. Участки с замедленным течением и даже стоячей водой образуются под воздействием крупных водоворотов, а на Тисте и Ганге — в результате их подпора водами Брахмапутры, паводок на которой осуществляется при малых расходах, когда перемещение влекомых наносов происходит в виде мелких аккумулятивных форм. Четвертая фация представлена мелко-реже среднезернистыми кварцево-слюдистыми песками с мелкой косой и линзовидно-волнистой слоистостью. Эта фация близка к фации прирусловой отмели, выделяемой на равнинных реках умеренного пояса. Пятая фация представлена тонкопесчаными и алевритистыми осадками с мелкой волнистой и горизонтальной слоистостью. Они выпадают главным образом из взвешенных наносов, выполняя понижения между песчаными грядами при минимальных меженных расходах, когда крупные аккумулятивные донные формы прекращают свое движение. Эту фацию в какой-то мере можно сопоставить с осадками заиленных плесов, выделяемых А.А. Лазеренко. Шестая фация представлена отложениями широких пойменных паводковых потоков, накапливающимися в достаточно спокойной гидродинамической обстановке из влекомых наносов, перемещающихся слоем волочения, а на спаде паводка — и из взвешенных наносов. Эта фация, которую предполагается называть пойменно-русловой, представлена пестрыми по составу, чередующимися между собой мелкозернистыми песками, супесями и суглинками с мелкой волнистой и линзовидной слоистостью.

В разрезах высокой поймы Брахмапутры выделяются и типичные пойменные отложения, представленные суглинками и глинами, скорость накопления которых оценивается в 2 — 3 см/год.

Мощности руслового песчаного аллювия, отложенного Брахмапутрой при ее миграции к западу от старого русла у города Ислампур с 1830 по 1967 г., колеблются от 20 до 40 м.

Таким образом, осадконакопление на приустьевых участках рек приводит к формированию типичных аллювиальных отложений преимущественно песчаного состава, обладающих прекрасными коллекторскими свойствами. Воздействие приливов и ветровых нагонов практически не сказывается на динамике речных потоков и формировании аллювия. Однако они могут вызывать на короткие промежутки времени некоторые замедления течения, что будет способствовать отложению более мелких

фракций речных наносов. Вследствие этого по мере приближения к устьевому участку происходит достаточно быстрое и неуклонное уменьшение крупности как руслового, так и пойменного аллювия. Эту закономерность можно использовать для выделения дельтовых участков при палеогеографических реконструкциях.

В пределах устьевого участка реки или собственно дельты преобладают флювиальные среды осадконакопления. Однако на русловые процессы здесь уже весьма существенно влияют приливно-отливные и сгонно-нагонные колебания уровня приемного водоема. Это заметно сказывается на формировании аллювиальных фаций. В пределах наземных дельт происходит весьма интенсивное осадконакопление и достаточно мощная аккумуляция осадочного материала, так как по имеющимся подсчетам здесь отлагается примерно половина приносимых реками наносов. В эстуариях динамика осадконакопления резко отличается от дельт и поэтому она будет рассмотрена отдельно.

Распределение стока наносов по поверхности дельты полностью зависит от характера строения ее гидрографической сети. Русловая сеть дельт обычно характеризуется разветвлением и слиянием водотоков, обусловленными различными причинами. Одиночные русла без бифуркаций и слияний встречаются редко. Для главных дельтовых рукавов характерен гидродинамический режим разветвленных, реже меандрирующих русел с соответствующими фациями аллювия, о которых было сказано выше. Однако в узлах разветвления дельтовых рукавов образуются весьма специфические гидродинамические условия, которые отражаются в накоплении наносов и формировании аккумулятивных форм в виде дополнительных кос. Главной характерной особенностью распределения донных отложений и наносов в узлах разветвления является то, что ниже по течению в разделившихся рукавах их крупность существенно уменьшается.

Активная аккумуляция и прорывы вод через прирусловые валы приводят к частым перестройкам гидрографической сети дельты с отмиранием старых рукавов и проток и возникновением новых. В отмирающем дельтовом рукаве преобладают необратимые аккумулятивные деформации русла, приводящие к разрастанию и закреплению растительностью побочней, гряд и осередков. При активном процессе отмирания рукав может полностью заилиться вплоть до гребней прирусловых валов, и тогда образуется типичный разрез дельтового аллювия с постепенным уменьшением крупности материала вверх по разрезу.

Для дельтовых рукавов характерны предустьевые переуглубления, образующиеся вследствие местных размывов дна, возникающих в результате резкого возрастания донных скоростей в паводок, когда в устье происходит спад водной поверхности с увеличением уклона. Кроме того, они часто бывают приурочены к изгибам русел или участкам контакта трудно размываемых грунтов с легко размываемыми. Отложения предустьевых углублений (предустьевых ям) обычно представлены песчано-алевритовыми осадками с горизонтальной слоистостью, отражающей паводковый (крупнозернистые пески) и межennyй (илистые, мелкозернистые пески и алевриты) режимы стока. Они резко отличаются от вмещающего их руслового аллювия и могут быть выделены в самостоятельную фацию предустьевых углублений.

Большое влияние на осадконакопление в дельтах оказывают периодические изменения уровня приемного бассейна, обусловленные приливами и отливами и в меньшей степени сгонами и нагонами. Воздействие приливов вызывает прежде всего подпор речного течения, а при проникновении морской воды в устье сначала в виде придонного клина, а потом и по всему сечению к изменению внутренней структуры течения. В максимум приливов в рукавах на какое-то время формируются подпорные участки, где течение вообще отсутствует. Под воздействием галоклина речная струя теряет контакт с дном, и в этом створе начинается массовое осаждение частиц наносов. Наиболее ярким примером влияния приливов на процессы дельтового осадконакопления является формирование весьма специфической фации приливного подпора. Так, в Бенгальской дельте, в зоне, где кончается воздействие приливных течений, поймы часто почти целиком сложены тонкозернистыми, местами сильно илистыми песками с четкой горизонтальной слоистостью озерного облика, которые и можно отнести к фации приливного подпора или галоклина. Отложение фации гидравлического подпора известен также в дельте Меконга, Миссисипи и других местах.

Дельтовый русловой процесс характеризуется ослаблением меандрирования и в связи с этим ограниченным развитием побочной фации. Если в Бенгальской дельте прирусловые валы развиты спорадически, то в других дельтах они часто имеют широкое распространение и представляют собой достаточно крупные аккумулятивные образования. Кроме аллювиальных для дельт весьма характерны и озерные среды осадконакопления. Озерные фации имеют достаточно широкое распространение в дельтовых отложениях и характеризуются рядом специ-

фических особенностей. Во влажном, особенно тропическом климате в озерах часто происходит накопление торфов, а в аридных областях – красноцветных соленосных отложений, нередко фашиально переходящих в эоловые.

Таким образом, в пределах устьевого участка реки или собственно дельты основное осадконакопление происходит в процессе возникновения, развития и отмирания отдельных рукавов и целых систем рукавов, по которым осуществляется сток речных наносов. В дельтовых водотоках формируются разнообразные фации руслового аллювия, а при переливах их вод на пойму во время паводков – пойменные фации. Воздействие колебаний уровня приемного бассейна отражается в формировании специфической фации приливного подпора, а также в общем уменьшении крупности обломочного материала на приливных участках дельты.

Предустьевое взморье является зоной, где заканчивается переход гидрологического режима реки в гидродинамический режим приемного бассейна. Здесь происходит отложение основной массы речных наносов, которые образуют специфические аккумулятивные формы в виде устьевых баров. Устьевой бар представляет собой сложное аккумулятивное образование, формирующееся при взаимодействии вод реки и моря (34). Основной причиной образования устьевого бара является резкое уменьшение скорости речного потока вследствие растекания при выходе его на взморье. Изменение гидравлической структуры потока и характера влекомых наносов приводит к тому, что донная подвижная аккумулятивная форма переходит в менее подвижную и более распластанную гряду – отмель. Рост этой отмели, являющейся основой устьевого бара, происходит до тех пор, пока она не достигнет оптимальных размеров, при которых новая гидравлическая структура потока будет обеспечивать дальнейший транзит наносов. Перенос и отложение наносов, формирующих устьевой бар, находятся в строгом соответствии с распределением скоростей и глубин в растекающейся струе. В продольном разрезе устьевой бар представляет собой аккумулятивную гряду с крутым лобовым откосом, постепенно перемещающимся в сторону моря. Устьевые бары чаще всего слагаются средне- и мелкозернистыми песками, которые в стороны от бара быстро замешаются тонкими иловатыми отложениями. Это происходит потому, что за гребнем бара поток сильно расширяется, течение его еще больше замедляется, и он уже транспортирует только наносы алеврито-



вой и глинистой фракций, которые отлагаются в периферической части бара и на продельте.

В зависимости от сочетания морских и речных процессов в формировании устьевых баров можно выделить несколько их типов. Крайними типами являются бары, созданные под воздействием только речных или только морских факторов. В первом случае формируется аккумулятивный язык речных наносов, параллельный потоку и нормальный к общему направлению береговой линии. Во втором образуется барьер из морских наносов, отгораживающий устье от моря и представляющий собой типичный морской бар. Между этими крайними типами имеются и многочисленные переходные с различными сочетаниями речных и морских факторов.

Мористее устьевых баров располагается зона интенсивного смешения пресных и соленых морских вод, часто совпадающая на открытом устьевом взморье со свалом глубин. Свал глубин является границей распространения влекомых наносов в виде аккумулятивных форм и обычно слагается пестрыми отложениями, отражающими сезонные колебания стока и характеризующимися крутой наклонной слоистостью. В зоне смешения пресных и соленых вод происходит коагуляция и накопление тонких взвешенных наносов, что приводит к обогащению фации свала глубин глинистым материалом.

На приустьевом взморье речной поток разделяется на отдельные струи, часто формирующие подводные русловые бороздины. Фация русловых бороздин обычно представлена супесями и песками. Между бороздинами создаются зоны завихрения, где накапливаются уже только тонкие осадки. Весьма своеобразные преимущественно застойные условия осадконакопления существуют в дельтовых заливах, большей частью представляющих собой отмершие рукава. Фация дельтовых заливов представлена тонкими илистыми отложениями, иногда с примесью песчаного материала.

На характер распространения, степень развития и преобладание тех или иных дельтовых фаций большое влияние оказывает соотношение между основными дельтообразующими процессами. При всем своем многообразии дельты подразделяются на 3 главных типа: с преобладанием речных, волновых и приливо-отливных процессов. Дельты, где преобладают речные процессы, быстро растут в сторону моря за счет отложения влекомых речных наносов, формирующих устьевые бары. В результате такого типа осадконакопления образуется разрез с общим поглубением материала вверх по разрезу. В дельтах с преоб-



ладанием волновых процессов преобладают фации береговой зоны моря, и только в верхах появляются отложения дельтовых рукавов. Для дельт с преобладанием приливных процессов характерны фации, связанные с приливо-отливными течениями. В отличие от двух других типов дельт здесь формируется разрез с общим поглубением материала на вверх, а вниз по разрезу.

Эстуарий — это полузамкнутый водоем, имеющий открытую связь с морем. С гидрологической точки зрения эстуарий представляет собой тело воды, открытое в океан с одной стороны и соединяющееся с рекой — с другой. В эстуариях морские воды постепенно разбавляются пресной водой, поступающей с речным стоком с суши. Границей эстуария вверх по течению реки является район, где соленость падает ниже 0,01‰. Соотношение основных растворенных ионов в водах эстуариев резко изменяется по сравнению с их соотношением в морской воде. Разбавление морских вод в эстуариях существенно меняется в зависимости от изменения объема поступления пресных речных вод. С океанографической точки зрения эстуарий характеризуется нестабильной средой. Для эстуариев характерны периодические подъемы уровня воды во время приливов и понижения во время отливов. Это изменяет динамику речных вод и их химический состав. Высота приливов в эстуариях меняется от 1–3 до 22 м (Северная Англия). Живые организмы в эстуариях должны быть адаптированы к значительным изменениям солености, а в средних широтах — и к существенным колебаниям температуры воды.

Эстуарии широко развиты на морских побережьях, особенно в областях с гумидным климатом. Так, например, на берегах США насчитывается ~900 эстуариев, занимающих площадь ~68 тыс. км<sup>2</sup>. По происхождению выделяются эстуарии подтопленных прибрежных частей речных долин, ледниковых трогов в северных широтах и зон тектонических разрывных нарушений, обычно представляющих собой грабенообразные понижения. Большинство современных эстуариев возникло в результате фландрской трансгрессии, эффект которой во многих районах усиливался изостатическими опусканиями.

Главной отличительной чертой эстуариев является присутствие в них пресных вод (плотность 1 г/см<sup>3</sup>) и соленых морских (плотность 1,025 г/см<sup>3</sup>). Вследствие различия в плотностях эти 2 жидкости стремятся выделиться как самостоятельные водные массы с более плотной морской водой у дна, перекрываемой сверху пресными водами. При отсутствии течений

смешение этих двух водных масс будет ограничено движением вверх соленой воды процессами диффузии. Кроме того, на резкой границе между двумя разноплотностными водными массами образуются направленные вверх внутренние волны, вызывающие вертикальную адвекцию соленых вод. Если в эстуарии возникают какие-то течения (ветровые и т.п.), процессы перемешивания пресных и соленых вод протекают гораздо энергичнее.

По преобладающей роли процессов адвекции и диффузии в смешении вод выделяются 3 основных типа эстуариев. К первому типу относятся эстуарии с четко выраженным клином соленых вод (галоклином). Для этого стратифицированного типа характерно преобладание речного стока, а приливный эффект играет незначительную роль в эстуарной циркуляции. Вследствие более низкой плотности пресная речная вода течет по поверхности более плотной соленой воды, растекаясь в виде слоя, который постепенно утончается в сторону моря. Слой пресной воды подстилает клинообразное тело морских вод, которое постепенно выклинивается вверх по реке. Граница между двумя водными массами характеризуется достаточно резким контрастом плотностей, что приводит к формированию внутренних волн. Возникает вертикальная адвекция, которая перемещает массы соленой воды в верхний пресноводный слой. Вследствие этого соленость верхнего слоя по направлению к морю постепенно увеличивается. По дну эстуариев стратифицированного типа происходит медленное перемещение соленых вод в сторону суши (рис. 20а).

Ко второму типу относятся частично смешанные эстуарии. В них приливное воздействие увеличивается до такой степени, что речной сток уже не преобладает в эстуарной циркуляции (рис. 20б). В результате активного взаимодействия пресных и соленых вод возникают турбулентные течения, интенсивно перемешивающие пресные и соленые воды по их границе. По сравнению с первым стратифицированным типом граница становится значительно менее резкой.

Третий тип представлен вертикально однородными или гомогенными эстуариями. В такого типа эстуариях скорости приливных течений настолько велики и перемешивание настолько интенсивно, что граница между пресными и солеными эстуарными водами не образуется. Соленость воды по вертикали одинакова и уменьшается вверх по течению реки.

Таким образом, эстуарии, как и дельты, являются зонами активного взаимодействия морских и речных процессов. Поэтому

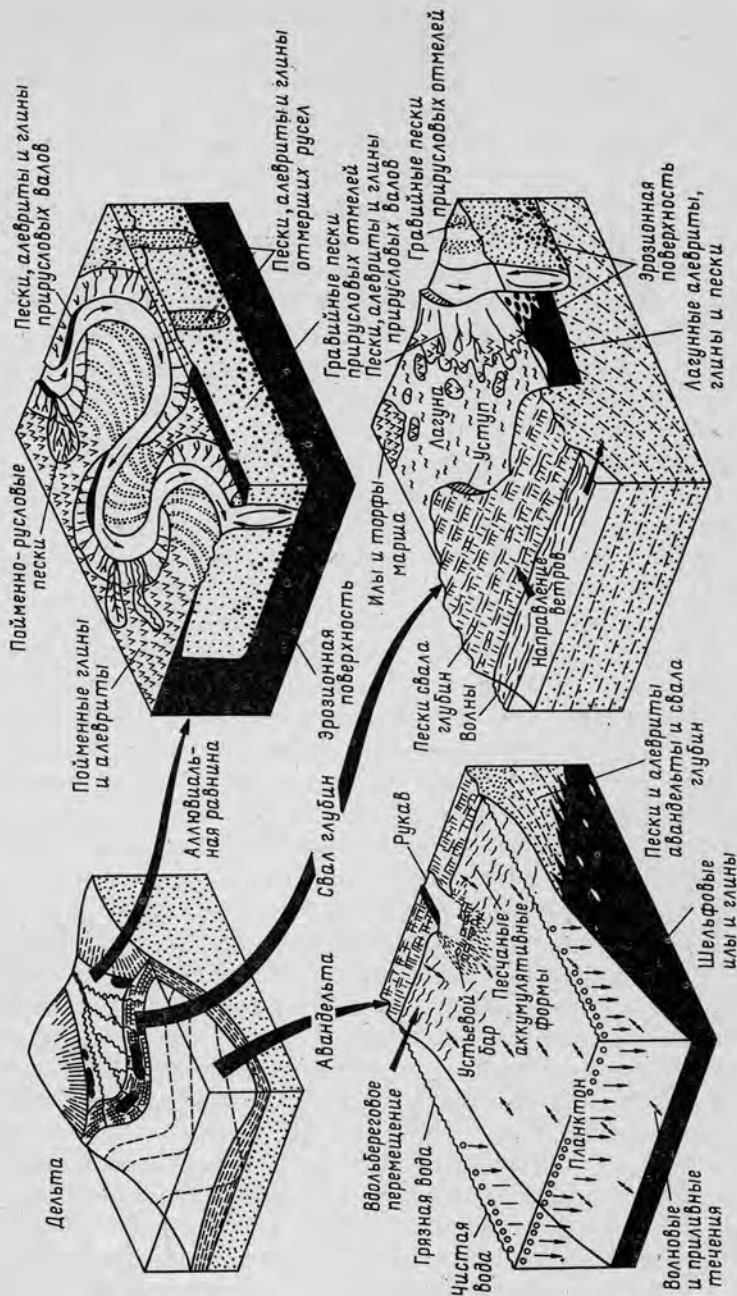


Рис. 20. Блок-диаграмма строения речной дельты (75)

му в эстуариях процессы осадконакопления определяются следующими гидродинамическими факторами: 1) морским волнением; 2) приливными колебаниями уровня воды и индуцированными ими течениями; 3) речным стоком; 4) плотностной стратификацией вод; 5) ветровыми течениями; 6) внутренними волнами; 7) действием силы Кориолиса (42).

На характер осадконакопления в эстуариях большое влияние оказывает высота приливов. Так, в микроприливных эстуариях с высотой приливов 0–2 м основными процессами, перемещающими осадки, являются ветровые и штормовые волны, а также течения. В эстуариях этого типа наиболее грубые песчаные осадки приурочены к дельтовым конусам и устьевым барам, а алевриты и глины отлагаются в более глубоких центральных частях и проделятах. В мезоприливных эстуариях (высота приливов 2–4 м) скорости приливных течений значительно возрастают, и осадконакопление в основном определяется приливо-отливными течениями. В такого типа эстуариях широко развиты меандрирующие приливные русла с прирусловыми валами, сложенными в основном песками. Такие алевриты и глины приурочены к илистым приливному равнинам и соленым маршам. Для макроприливных эстуариев с высотой приливов более 4 м характерно почти полное преобладание приливных течений, которые и определяют накопление осадков. Для эстуариев этого типа характерна воронкообразная форма. Песчаные отложения образуют в центральных частях эстуариев вытянутые узкие приливные гряды, ориентированные параллельно преобладающим течениям. Алевриты и глины отлагаются вблизи берегов и на приливных равнинах и маршах.

В эстуариях рек, впадающих в приливные моря, скорость приливо-отливных течений, как правило, на порядок превышает скорость средних непривливых течений. Поэтому приливные эстуарии характеризуются наиболее активной гидродинамической обстановкой накопления. Общей чертой гидрологии эстуариев является исключительно высокая проточность их вод.

В придонном слое большинства эстуариев существует довольно протяженная зона встречного движения воды в сторону суши, тогда как на поверхности преобладает сток в море. В верхнем слое при существовании плотностной стратификации происходит устойчивое удаление взвеси из эстуария в морской бассейн. Придонные перемещения наносов вверх по эстуарию возникают вследствие асимметрии скоростей приливных течений с преобладанием у дна приливных скоростей над отливными. Так, в пресных водах Амазонки морские диатомовые найдены в сот-

нях километров вверх по реке от границы проникновения морской воды.

При совпадении экстремальных значений стока речных наносов и воздействия сизигийных приливов возникает возможность для частичной транспортировки наносов из эстуария и в придонном слое. Однако наиболее реален и обеспечен гидродинамическими условиями транспорт в поверхностном горизонте. Естественно, что чем меньше гидравлическая крупность частиц, тем они подвижнее и тем вероятнее их транспортировка в сторону моря. Напротив, существует большая вероятность задержки в эстуарии относительно крупных частиц.

В момент наиболее высокого прилива вода в эстуарии застойная, практически без течений на 8-10 ч, что очень характерно для эстуарной седиментации. Затем начинается очень слабое поверхностное течение к устью эстуария. Сначала приходит в движение очень тонкий слой, но постепенно его мощность увеличивается, а скорость возрастает до 1 м/с. Водный поток становится стратифицированным. Соленость верхнего слоя может варьировать от 2 до 4‰, но на глубине 2 м она обычно увеличивается до 13-15‰, оставаясь практически без изменений до самого дна. Только тонкие взвешенные частицы, как уже отмечалось, перемешаются в поверхностном слое над линзой застойных соленых вод и могут достичь морского бассейна. Более грубые частицы перемешаются в средней части потока, так как небольшая его скорость не позволяет их транспортировать. Наиболее грубые влекомые наносы, перемешаемые по дну перекачиванием и сальтацией, отмечаются по краям линзы застойных соленых вод, совпадающим с линией нулевых скоростей, вдоль которой происходит схождение речного течения, направленного к морю, и морского, направленного вверх по течению. Зона равновесия между речными и морскими водами может занимать разные положения в эстуарии, что имеет большое значение для осаждения осадков. Взвешенные наносы речных вод обычно изменяют свои электрические свойства и флокулируют, отлагаясь в эстуарии, когда входят в контакт с соленой морской водой. Поэтому у галоклина в эстуарии формируется турбидитный максимум, или максимум мутности. Быстрое уменьшение скорости течения в эстуарии выше клина соленых морских вод вызывает интенсивную аккумуляцию наносов.

Седиментологический цикл в эстуариях включает в себя следующие процессы. Сначала тонкие осадки взмываются со дна, происходит их диффузия и дисперсия. Осадки остаются во взве-



си до тех пор, пока не попадают в условия, благоприятные для флокуляции и агрегирования. Обычно это происходит на контакте пресных и соленых вод. Укрупнение частиц вызывает их осаждение на дно, где происходит их накопление и уплотнение. Накопившийся слой осадков сохраняется на дне до следующего эрозионного эпизода.

Благодаря специфическим гидрологическим процессам с периодическим возникновением застойных условий эстуарии являются эффективными седиментационными ловушками с высокими скоростями осадконакопления (0,4–7 мм/год). Осадки поступают в эстуарии из рек в виде влекомых и взвешенных речных наносов, за счет абразионного и эрозионного размыва берегов, из моря вследствие вдольберегового перемещения морских наносов, эоловым путем из атмосферы, а также за счет активной биопродуктивности самих эстуариев, являющихся весьма благоприятными местами для обитания животного и растительного мира. В масштабе геологического времени эстуарии представляют собой эфемерные образования, так как быстро выполняются осадками. Время существования эстуариев измеряется тысячами, редко несколькими десятками тысяч лет.

Обычно эстуарии заполняются осадками от их головных частей к устью и краям. Эстуарная дельта формируется в голове эстуария и растет в сторону моря. Латеральная аккумуляция за счет разрастания маршей и приливных равнин также играет значительную роль. В некоторых эстуариях весьма важным является отложение морских осадков в их устьях. После выполнения эстуария осадками река втекает в море уже по аккумулятивной равнине и формирует дельту выдвигения.

В эстуариях отлагается  $\sim 2/3$  стока речных наносов. Вследствие коагуляции в них осаждаются от 60 до 80% растворенных в пресных водах гуминовых кислот и железа, а с ними и многие другие элементы. Интересно отметить, что в составе речных вод больше развиты элементы во взвешенном состоянии, а после барьера на границе с солеными морскими водами резко преобладает растворенная форма. Таким образом, в осадки эстуариев поступает много элементов в реакционно-способной форме, что обеспечивает возможность образования минералов за счет поступающих растворов. Разнообразие веществ в эстуариях очень благоприятно для широкого распространения организмов, которые образуют своеобразный биологический барьер (42). Растительные и животные сообщества обладают не только фильтрующими и коллекторскими функциями, но и вследствие своей высокой продуктивности способны произ-

водить дополнительно большие массы вещества, что значительно увеличивает суммарную скорость осадконакопления.

Однако в большинстве эстуариев преобладающими источниками поступления осадков являются речные наносы, основная масса которых поступает в короткие паводковые периоды. Морские течения могут заносить песками устье эстуариев и приливных русел на расстояние до 10 км и более. В отдельных эстуариях, правда, достаточно редко, со стороны моря приносится и взвесь. Так, клин соленой воды со взвесью в юго-западном рукаве Миссисипи во время прилива проникает на 135 миль.

Попавшие тем или иным образом в эстуарий наносы перемещаются главным образом в суспензии, а также волочением по дну. Взвешенные наносы представляют собой материал, перемещающийся как суспензия, в которой отложенные частицы поддерживаются в жидкости вертикальной составляющей турбулентности. Концентрация взвешенных наносов весьма высока и колеблется от нескольких до нескольких десятков мг/л. Во время крупных паводков и сильных штормов концентрация может достигать сотен и даже тысяч мг/л. Взвешенные наносы, перемещающиеся в основном в верхнем пресноводном слое, постепенно переходят в нижний соленый и осаждаются главным образом у верхнего края галоклина, где часто формируется турбидитный максимум. Наибольшая концентрация взвеси крупнее 62 мкм наблюдается у дна и уменьшается вверх. Алевриты и глины с размером частиц менее 62 мкм имеют вертикальную концентрацию, которая примерно одинакова от дна к поверхности воды. Концентрация взвешенных наносов постепенно уменьшается в сторону моря.

Влекомые наносы представлены более грубым, в основном песчано-алевритовым материалом, перемещающимся по дну в виде подвижных аккумулятивных форм разных размеров. Четкой границы между влекомыми и взвешенными наносами в эстуариях провести нельзя, так как между ними все время происходит интенсивный обмен. Без влекомых не существует и взвешенных наносов. Влекомые наносы, как и взвешенные, в основном отлагаются около верхнего края клина морских соленых вод, где течение резко замедляется, а максимум прилива падает до нуля.

В эстуариях можно выделить 3 основные среды осадконакопления: 1) дно русел, где формируются русловые фации; 2) прибрежные и межрусловые участки пойм, заливаемые во время приливов и паводков, на которых отлагаются осадки пойменного облика; 3) мелководные бухты и межустьевые участки

приливной равнины. Русловые фации эстуариев, образующиеся в достаточно высокоэнергетической обстановке, представлены песками, часто грубозернистыми с большим количеством раковин, галек и кусков древесины. Характерна разнонаправленная косая слоистость, образующаяся под воздействием приливных и отливных течений. Осадки пойм представлены слоистыми глинами и алевроитами, которые разделяются неслоистыми пачками мощностью от 1 до 10 см. В бухтах в зависимости от источника поступления осадков и энергии волнения могут накапливаться илы или пески. Для них характерна интенсивная биотурбация, которая слабо развита в слоистых осадках пойм и приливных равнин.

Осадки эстуариев представлены терригенными минеральными зеркалами, аутигенными минералами и биогенными остатками. Биогенные обломки в основном представлены известковыми раковинами, которые местами образуют значительные скопления и даже вызывают отмостку русел. Однако в целом в эстуариях преобладают частицы неорганического происхождения.

В низкоэнергетических эстуариях осадки обычно имеют черную, коричневую, зеленую или серую окраску. Часто встречается полосчатая окраска, вызванная чередованием слоев различных оттенков. Черная окраска вызвана гидротроиллитом ( $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), который со временем переходит в пирит. Вследствие этого окраска меняется от черной к серой или зеленой. На поверхности вода-осадок и выше существуют окислительные условия, в которых преобладающий цвет осадков коричневый или серый. Ниже этой границы окислительные условия меняются на восстановительные, а окраска — на зеленую и черную. В целом отложения эстуариев представлены монотонными глинами и алевроитами с прослоями песков мощностью до 1–10 см с характерной линзовидной слоистостью. Весьма характерны знаки ряби течения, текстуры размыва и выполнения.

## Глава 6. ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ НА ДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ

Динамические обстановки седиментации определяются двумя главными факторами — рельефом земной поверхности (энергией рельефа) и климатом (широтной и вертикальной климатической зональностью). Рельеф зависит от геологического строения и новейших тектонических движений, которые и определяют вы-

соту и расчлененность рельефа. Чем больше глубина расчленения рельефа, так активнее протекают гравитационные и русловые процессы, что приводит к погребению обломочных отложений. На стадии зрелости рельефа при спокойном тектоническом режиме активность динамических седиментационных процессов ослабевает и накапливается уже спектр значительно более мелких отложений. Ритмичное строение мощных конгломератовых толщ отражает эти явления. Неотектонические движения определяют уклоны продольного профиля рек и тем самым транспортирующую способность водных потоков и крупность формируемых аллювиальных отложений.

С точки зрения динамической седиментологии влияние климата наиболее ярко проявляется в процессах выветривания и формирования речного стока, играющего решающую роль в транспортировке обломочного материала по поверхности суши. В гумидном, в особенности тропическом и субтропическом климате резко преобладают процессы химического выветривания, которые поставляют в полноводные реки тонкий пелитовый материал. Основная масса этого материала, за исключением пойменного аллювия, транспортируется в морские осадочные бассейны, где он отлагается в дельтах, эстуариях и на континентальных окраинах. Небольшая его часть достигает во взвеси и абиссальных равнин.

В аридных областях больше развиты процессы физического выветривания, при которых формируется в основном более грубый материал преимущественно песчаной и гравийной размерности. Этот материал подвергается активной эоловой переработке, а также переотложению и транспортировке сезонными временными водотоками, которые способны переносить как крупные, так и мелкие обломки в больших количествах. Однако в целом аридные области характеризуются более слабым развитием гидрогенных русловых процессов по сравнению с гумидными, и здесь обычно (за исключением транзитных рек) не формируются аллювиальные серии с полным набором русловых и пойменных фаций. В аридных предгорьях в условиях свободного растекания временных водотоков широкое распространение получают пролювиальные отложения многочисленных конусов выноса, часто образующих сплошные предгорные шлейфы.

Активные эоловые процессы аридной зоны поставляют в атмосферу огромное количество пылеватых частиц, которые под воздействием стратосферных струйных потоков (в особенности на 30° с.ш.) переносят пыль до центральных частей океана.

1271

Так, по данным А.Г. Кузнецова, в центральной части Тихого океана установлены эпелагические глины, которые содержат до 70% тонкодисперсного аэрозольного материала дальнего разноса, представленного калиевыми слюдами, кварцем и полевыми штатами.

Таким образом, многолетние изменения климата, приводящие к смене холодных, засушливых эпох влажными и теплыми, отражаются в развитии тех или иных динамических седиментационных процессов, а следовательно, и в смене генетических типов отложений. Наиболее ярко это выражено в разрезах отложений плиоцен-четвертичного возраста, когда происходило чередование холодных ледниковых и теплых межледниковых эпох.

На развитие динамических процессов седиментации оказывают существенное влияние и сезонные изменения климата. Наиболее ярко они отражаются в русловых процессах, которые имеют максимальную активность во время паводков, а в межень их деятельность резко ослабевает. Только в паводки происходит затопление поймы и на ней формируется пойменный и пойменно-русловый аллювий. В паводковые периоды в основных руслах при максимальных расходах воды и наивысших скоростях течения образуются самые крупные аккумулятивные грядовые формы, сложенные наиболее грубозернистым аллювием.

Таким образом, сезонные и многолетние климатические изменения отражаются в динамике процессов осадконакопления на суше, что и приводит к циклическому строению континентальных отложений.

Климатические изменения и тектонические движения приводят к колебаниям уровня моря с чередованием так называемых трансгрессивных и регрессивных эпох. Морские трансгрессии и регрессии очень четко отражаются в режиме и динамике осадконакопления в морских и океанских бассейнах. Наиболее ярко они проявляются на подводных окраинах материков, где особенности осадконакопления существенно зависят от положения уровня моря по отношению к краю шельфа. Положение уровня моря является важнейшим фактором, определяющим фациальную обстановку в данной зоне дна океана (99), как это, например, показано для атлантической окраины США. Значение этого фактора проявляется прежде всего в резких изменениях интенсивности и характера литодинамических процессов в зоне контакта океана и литосферы. Наиболее яркие примеры таких изменений относятся к динамическим обстановкам седи-



ментации в плейстоцене, характеризовавшемся целой серией гляциоэвстатических колебаний уровня моря (5). При этом обширные пространства осушенного шельфа низких, приэкваториальных и умеренных средних широт как в океанах, так и во внутренних морях представляли собой в период регрессии в основном аллювиальные прибрежные морские равнины, одной из которых являлся северо-западный шельф Черного моря (58). Значительная часть приполярных шельфов была покрыта льдом или являлась обширной перигляциальной областью у края такого ледника.

Во время трансгрессии, как это имеет место сейчас на открытых шельфах океанов, господствуют переувлажнение и переотложение аллювиальных, гляциальных и других толщ, накопившихся ранее, и формирование так называемых реликтовых и палимпсестовых (реликтово-переотложенных) отложений. На океанских шельфах в штормовых средних широтах, где наиболее высока активность штормового волнения и волн зыби, а также приливных и штормовых течений, эти процессы и соответствующие отложения пользуются сплошным распространением. Накопление терригенных и планктоногенных нефеловидных отложений происходит прежде всего на шельфах внутренних морей, а также на океанских шельфах в приэкваториальной и приполярной зонах, т.е. прежде всего в областях, где суммарная гидродинамическая активность надшельфовых вод понижена.

На материковом склоне и подножии главные особенности палеогеографических обстановок также решающим образом зависят от положения уровня моря по отношению к краю шельфа. Во время регрессии, когда береговая линия располагается у этого края, в пределах таких областей дна резко активизируются все склоновые процессы и вообще снос терригенного материала с прилегающей суши. Во всех подводных каньонах интенсивно функционируют потоки вещества высокой плотности, а в зонах их разгрузки на континентальном подножии идет формирование широкого спектра фаций отложений глубоководных конусов выноса в результате накопления мощных толщ самых разнообразных подводно-склоновых осадков. Вне же системы каньон - глубоководный конус выноса происходит интенсивное отложение существенно терригенных нефеловидных илов. В результате формируется мощная пачка регрессивных, терригенных в основном подводно-склоновых отложений.

Во время трансгрессий, при отступании береговой линии от края шельфа в сторону суши и повышении базиса эрозии, дей-

ствие всех склоновых процессов ослабевает или совсем прекращается, существенно уменьшается поступление терригенного материала с суши, господствующим литодинамическим процессом становится нефелоседиментация (спокойное гравитационное осаждение взвеси малой плотности). В результате резко уменьшаются 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. Примером может служить новейшая история Дунайского глубоководного конуса выноса на западе Черного моря (58), который активно развивался в периоды регрессий плейстоцена и консервировался во время трансгрессий.

В соответствии с указанными особенностями осадочного процесса для материковых склонов и подножий во время регрессий плейстоцена характерно, с одной стороны, мощное выравнивание первично структурных поверхностей, а с другой — формирование положительных геологических тел в виде глубоководных конусов выноса. Трансгрессивные эпохи плейстоцена характеризуются относительным ослаблением темпа осадконакопления данной зоны дна (особенно терригенного) и соответствующего рельефообразования при заметном повышении роли биогенного осадкообразования в соответствующих климатических зонах.

Быстрые, но сравнительно малоамплитудные изменения уровня моря, характерные для всего плейстоцена, видимо, свойственны и позднему плиоцену. Скорее всего они имели место и во время более ранних оледенений. Это значит, что по крайней мере в данный период осадконакопление и динамическая седиментация в пределах материковых окраин проходили в условиях непрерывных колебаний уровня моря. В соответствии с этим следует считать эти колебания важнейшим и специфическим фактором формирования толщ новейших отложений и палеогеографических обстановок на подводных окраинах материков. Непрерывные колебания уровня моря по существу обуславливают теснейшую связь между различными седиментационными зонами. В зависимости от положения уровня эта связь или резко возрастает (во время регрессий), или ослабевает (во время трансгрессий).

Изменение характера и интенсивности динамических процессов во времени (а отчасти и вещественного состава осадков), связанное с положением уровня моря, приводит к тому, что раз-

рез формирующихся в условиях непрерывных колебаний этого уровня отложений, приобретает в целом слоисто-ритмичное строение, являющееся характернейшей чертой осадочных толщ материковых окраин. На шельфах это переслаивание морских и континентальных образований, а на склоне и его подножии — чередование мощных чисто терригенных толщ, носящих все признаки активного действия подводно-склоновых процессов, со сравнительно маломощными горизонтами с преобладанием "нормально-осадочных" нефелоидных отложений, в которых часто заметную роль играют различные биохемотренные компоненты.

Колебания уровня моря очень четко отражаются в динамике процессов седиментации дельт и эстуариев. Подтопление устьевых участков речных долин во время трансгрессий приводит к смене русловых процессов на волновые и течениевые, а следовательно, и к замещению аллювиальных фаций на прибрежные и морские. Во время трансгрессий аллювиальные и дельтовые песчано-алевритовые отложения, являющиеся хорошими коллекторами для углеводородов, могут быть перекрыты морскими глинами, образующими покрывки. Все это весьма благоприятно для формирования месторождений нефти и газа.

Выявление динамических обстановок осадконакопления кроме оценки перспектив нефтегазоносности совершенно необходимо при поисках россыпей различного генезиса и месторождений строительных материалов. Это весьма важно и при палеогеографических реконструкциях.

Динамическая седиментология делает свои первые шаги и ее дальнейшее развитие является одной из важнейших задач современной литологии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 324 с.
2. Айнемер А.И., Коншин Г.И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982. 231 с.
3. Аксенов А.А., Ионин А.С., Дунаев Н.Н., Калинин В.В., Павлидис Ю.Ю., Медведев В.С. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время., М.: Наука, 1988, 250 с.

4. Алабян А.М., Сидорчук А.Ю. Метод расчета переформирований русел разветвленных на рукаве рек при изменении гидрологического режима. "Метеорол. и гидрология", 1987, № 10, 82-88.
5. Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Шербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. М.: Недра, 1986. 241 с.
6. Анщферов С.М., Косьян Р.Д. Взвешенные наносы в верхней части шельфа. М.: Наука, 1986. 224 с.
7. Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю., Шербаков Ф.А. и др. Физико-механические свойства донных осадков Черного моря. Киев: Наук. думка, 1981. 212 с.
8. Балабанов И.П., Квирквелия Б.Д., Островский А.Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пицунда. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 200 с.
9. Биогеохимия океана. Ред. А.С. Монин, А.П. Лисицын. М. Наука, 1983. 365 с.
10. Венгерски П.Дж. Цикл органического углерода в океане. "Экология моря". Вып. 24. Киев. Наук. думка, 1986, 3-24
11. Виноградова Н.Н. О роли побочной и осередков в транспорте наносов горных рек. "Вестн. МГУ. Геогр.", 1987, № 6, 98-102
12. Витюк Д.М. Взвешенное вещество и его биогенные компоненты. Киев: Наук. думка, 1983. 210 с.
13. Грани гидрологии. Ред. Родд Джон К. Перев. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 535 с.
14. Долотов Ю.С. Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М.: Наука, 1988. 256 с.
15. Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана (органическое вещество и фосфор). М.: Наука, 1979. 220 с.
16. Есин Н.В., Захаров В.Е., Исмагилов Д.Ф., Шлезингер А.Е. Плоскостная подводная эрозия палеосклонов Черноморского бассейна. "Докл. АН СССР", 1987, 293, № 6, 1145-1148
17. Зайцев А.А., Савцова Т.М. Формирование разветвленного русла как отражение процесса выравнивания транспортирующей способности потока. "Геоморфология", 1986, № 4, 69-75

18. Кеннет Дж. Морская геология. Т. 1. М.: Мир, 1987. 396 с.
19. Кириченко О.Н., Педан Л.С., Попов В.Ф. Основные черты геологического строения Ялтинской бухты и литолого-минералогическая характеристика слагающих ее осадков. "Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд". Киев: Наук. думка, 1976, 60-69
20. Конюхов А.И. Фациальная 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.
21. Косьян Р.Д. Некоторые закономерности распределения донных песчаных микроформ в береговой зоне моря. "Литол. и полезн. ископ.", 1988, № 1, 21-28
22. Кузнецов А.Г. Золотые пелагические глины северной части Тихого океана. "Литол. и полезн. ископ.", 1988, № 3, 122-129
23. Леонтьев О.К. О гигантских аккумулятивных формах абиссальных областей дна Мирового океана. "Океанология", 1975, XV, вып. 6, 1979-1087
24. Леонтьев О.К. Донные абиссальные течения как геологический фактор. "Геоморфология", 1987, № 1, 3-16
25. Лидер М. Седиментология. М.: Мир, 1986, 452 с.
26. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 503 с.
27. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988, 309 с.
28. Лисицын А.П., Баренблатт И.М. Гидродинамика и осадкообразование. М.: Наука, 1983. 231 с.
29. Лодина Р.В., Рашутин Д.В., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Изменения морфологии русла и руслообразующих наносов от истока до устья (на примере Терека). "Геоморфология", 1987, № 1, 86-94
30. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 201 с.
31. Матвеев Б.В. Процесс меандрирования и развитие речных долин. "Геоморфология", 1988, № 1, 63-69
32. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1987. 175 с.



33. Махинов А.Н., Поздняков А.В., Ушаков А.В., Механизм формирования подвижных островов в руслах рек (на примере Амура). "География и природн. ресурсы", 1986, № 4, 25-30
34. Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А. Речные дельты (гидролого-морфологические процессы). Л.: Гидрометеоздат, 1986, 280 с.
35. Монастырская Т.А., Гутковский В.Н. Изучение связи оползневых процессов северо-западного Причерноморья с энергетическим балансом рельефа. "Инженерная геол.", 1987, № 2, 56-65.
36. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: "Наука", 1987. 302 с.
37. Попов В.И., Запрометов В.Ю. Генетическое учение и геологических формациях. М.: Недра, 1986. 455 с.
38. Работа водных потоков. Ред. Чалов Р.С. М.: МГУ, 1987. 194 с.
39. Романенко В.М. Месторождения шельфа Южного Крыма. "Геология шельфа УССР, твердые полезные ископаемые". Киев: Наук. думка, 1983, 50-54
40. Савенко В.С. Роль эолового терригенного материала в осадкообразовании. "Литол. и полезн. ископ.", 1988, № 1, 29-40
41. Сапожников В.В., Пастернак А.Ф. Исследование разложения фокальных пеллет при имитации их погружения в водной толще. "Океанология", 1988, XXVIII, вып. 2, 316-321
42. Сафьянов Г.А. Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 188 с.
43. Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.
44. Сорокин А.Л. Ландшафты шельфа Кольского полуострова: геолого-геоморфологические основы формирования. Мурманск: Мурманск. книжн. изд-во, 1987. 125 с.
45. Справочник по литологии. Ред. Вассоевич Н.Б., Либров В.Л., Логвиненко Н.В., Марченко В.И. М.: Недра, 1983. 509 с.
46. Тамбнев С.А., Люцарев С.В., Авдонин А.С., Коржикова Л.И. Состав свободно осаждающегося материала, собранного седиментационной ловушкой в глубинных водах Черного моря. "Докл. АН СССР", 1988, 248, № 3, 724-728
47. Тарасов Г.А. Влияние эолового сноса на осадкообразование в Баренцевом море. "Докл. АН СССР". 1979, 244, № 3, 728-730

48. Флудд Р., Холлистер Ч. Контролируемый течениями рельеф на континентальной окраине востока США. "Геология континентальных окраин". Т. 1. М.: Мир, 1978. 222-231
49. Фролов В.Т. Основы генетической типизации морских отложений. М.: Недра, 1980. 241 с.
50. Хайлов К.М. Концептуальная эволюция модели морского биоценоза и обмена веществ в нем. "Экология моря". Вып. 24. Киев: Наук. думка, 1986, 25-33
51. Хрусталеv Ю.И., Грудинова Л.Я., Серова В.В., Жмурко В.Я. Роль эолового материала в морском седиментогенезе аридной зоны (на примере Азовского моря). "Литол. и полезн. ископ.", 1988, № 2, 55-64
52. Черкасов А.В. К вопросу о роли течений в процессах океанической седиментации. "Тр. ВНИИ гидрометеорол. инф. Миров. центр данных", 1986, № 130, 81-86
53. Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978, 287 с.
54. Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Современные представления о генетической классификации морских четвертичных отложений и возможности ее использования при геокартировании дна материковых окраин. "Морская геол. и геофиз. Обз. инф." М.: ВИЭМС, 1983. 57 с.
55. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне моря. Л.: Гидрометеориздат, 1986. 240 с.
56. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978, 210 с.
57. Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1983. 212 с.
58. Щербаков Ф.А., Чистяков А.А. Геоморфология и четвертичная палеогеография подводной материковой окраины в западной части Черного моря. "Геоморфология", 1987, № 3, 85-91
59. Щербаков Ф.А. О роли организмов в мобилизации осадочного материала на литорали Белого моря. "Океанология", 1988, XXVIII, вып. 6, 976-980
60. Ямада Э. Подводные пирокластические потоки; развитие и отложения. "Геология окраинных бассейнов". М.: Мир, 1987, 52-64
61. Alam Mahmood. Late Quaternary plume, nepheloid and turbidite sedimentation and effect of the Gulf Stream near the bank of the Grand Banks, Newfoundland. "Mar. Geol.", 1979, 74, № 3-4, 277-290

62. Aliotta S., Perillo M.E. A sand wave field in the entrance to Bahia Blanca estuary. "Mar. Geol.", 1987, 76, № 1-2, 1-14
63. Allen J.K.L. Principles of physical sedimentology. London: George Allen and Union, 1985. 272 p.
64. Aloisi Y.-Cl., Monaco A., Thommeret J., Thommeret Y. Evolution paleogeographique du plateau continental Langedocion dans le carde du Lion: Analyse comparee des donnees, sedimentologiques et radiometriques concentrant le Quaternaire recent. "Rev. geogr. phys. et geol. dyn.", 1975, 17, fasc. 1, 327-343
65. Anderson R.S. Eolian sediment transport as a stochastic process: The effect of a fluctuating wind on particle trajectories. "J. Geol.", 1987, 95, № 4, 97-512
66. Biggs R.B. Estuaries, The encyclopedia of beaches and coastal environments. Stroudsburg: Hutchinson Ross Publ. Comp. 1982, 393-402
67. Bouma A.H. Megaturbidite: An acceptable term? "Geo-Mar. Lett.", 1987, 7, № 2, 63-67
68. Brunner C.A., Leabetter M.M. Sedimentological and micropaleontological detection of turbidite muds in hemipelagic sequences: an example from the late Pleistocene levee of Monterey fan, central California continental margin. "Mar. Micropaleontol.", 1987, 12, № 3, 222-239
69. Carter L., Carter R.M. Late Quaternary development of leftbank-dominant levees in the Bounty Trough, New Zealand. "Mar. Geol.", 1988, 78, № 3/4, 185-199
70. Chorley R.J., Sckumm S.A., Sugden D.E. Geomorphology. London: Methuen and Co. Ltd, 1984. 607 p.
71. Coastal Sedimentary Environments. 2nd ed Ed. R.A. Davis, Jr. New York: Springer, 1985. 716 p.
72. Dyer K.R. Coastal and Estuarine sediment dynamics. Chichester: Wiley, 1986. 342 p.
73. Eisma D. Flocculation of suspended matter in coastal waters. "Particle flux in the ocean". Eds E.T. Degens, E. Izdar, S. Honjo. "Mitt. Geol.-Paleontol. Inst. Univ. Hamburg", 1982, Heft 62, 259-268
74. Emery K.O., Uchupi E. Western North Atlantic Ocean: topography, rocks, structure, water, life and sediments. Tulsa: Okla, 1972
75. Elliot T. Deltas. Sedimentary environment and facies. Oxford c.a., 1986, 113-154.
76. Eolian sediments. "Sediment. Geol.", 1988, 55, № 1-2, 1-184
77. Eyles N., Clark B., Clagne J.J. Coarse-grained sediment gravity Flow facies in a large supraglacial lake. "Sedimentology", 1987, 34, № 2, 193-216

78. Field M.E., Nelson C.H., Cacchiorve D.A., Drake D.E. Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering Sea. "Mar. Geol. Geol.", 1981, 42, № 1/4, 233-258
79. Fisher R.V. Flow transformations in sediment gravity flows. "Geology", 1983, 11, № 5, 273-274
80. Flood R.D. Side Echoes from a sinuous fan channel obscure the structure of Submarine fan channel / levee. Systems, Amazon fan. "Geo-Mar. Lett.", 1987, 7, № 1, 15-22
81. Gardner J.V., Kidd R.B. Sedimentary process on the northwestern Iberian continental margin viewed by long-range sidescan Sonar and Seismic data. "J. Sediment Petrol.", 1987, 57, № 3, 397-407
82. Gideen A. Mass transport on the continental slope of Israel. "Geo-Mar. Lett.", 1986, 6, № 1, 29-34
83. Glennie K.W. Desert sedimentary environments. Amsterdam: Elsevier, 1970. 352 p.
84. Heussker S., Monaco A., Fowler S.W. Characterization and Vertical Transport of Settling Biogenic Particles in the North western Mediterranean. "Particle Flux in the Ocean". Eds E.T. Degens, E. Izdar, S. Honjo". Mitt. Geol.-palaontol. Inst. Univ. Hamburg", 1987, Heft 62, Juli, 127-147
85. Jacobs R.D. Sedimentary waves on the Moroccan continental rise". "Mar. Geol.", 1975, 19, № 5, 61-67
86. Jacobs M.B. Nepheloid sediments and nephelometry. The Encyclopedia of Sedimentology. Eds: Fairbridge R.W., Bourgeois J. Dowden. Stroudsburg: Hutchinson and Ross Inc., 1978, 562-564
87. Jansen Eystein. Large submarine slides on the Norwegian continental Margin: sediments, transport and timing. "Mar. Geol.", 1987, 78, № 1-2, 77-107
88. Jhonson L.R. The transport mechanism of clay and fine silt in the north Irish Sea. "Mar. Geol.", 1983, 52, № 1/2, 33-41
89. Kearney M.S., Ward L.G. Accretion rates in brackish marshes of Chesapeake Bay estuarine tributary. "Geo-Mar. Lett.", 1986, 6, № 1, 41-49
90. Keiler G.H., Prior O.B. Sediment dynamics of the Huanghe (Yellon River) delta and neighboring Gulf of Bohai, Peoples Rep. of China: project overview. "Geo-Mar. Lett.", 1986, 6, № 2, 63-66
91. Kenyon N.H. Mass-wasting features on the continental slope of northwest Europe. "Mar. Geol.", 1987, 74, № 1-2, 57-77
92. Kolla V., Gonnes F. Morphology, Internal Structure, Seismic stratigraphy and Sedimentation, of Indus Fan. "AAPG Bull.", 1987, 71, № 6, 650-677

93. Krank K. Sediment deposition from flocculated suspension. "Sedimentology", 22, № 2, 1975, 111-123
94. Lancaster N. The development of large aeolian bedforms. "Sediment. Geol.", 1988, 55, № 1-2, 69-89
95. Langhorn D.N. A study of the dynamics of a marine sand wave. "Sedimentology", 1983, № 2, 571-594
96. Lash G.G. Sedimentology and possible paleoceanographic significance of mudstone (turbidites) and associated deposits of the Pen Argyl Member, Martinsburg, formation (Upper Ordovician), Eastern Pennsylvania. "Sediment. Geol.", 1987, 54, № 1/2, 113-136
97. Lowe D.R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. "SEMP", Spec. Publ., 1979, № 27, 75-82
98. Mantoura R., Fauzi C. Organic films at the halocline. "Nature", 1987, 328, № 6131, 579-580
99. Matteucci T.D., Hine A.C. Evolution of the Cape Fear terrace: a complex interaction between the Gulf Stream and a paleoshelf data. "Mar. Geol.", 1987, 77, № 3/4, 185-205
100. Mc Cave I.N., Hollister C.D. Sedimentation under deep-sea current systems: Pre-HEBBLE ideas. "Mar. Geol.", 1985, 66, № 1/4, 13-25
101. Mc Dowell D.M., O'Connor B.A. Hydraulic behavior estuaries. New York: J. Wiley and Sons press, 1977. 292 p.
102. 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
103. Normark W.R., Mutti E., Bouma A.H. Problems in turbidite research.: A need for COMFAN. "Geo-Mar. Lett.", 1983-1984, 3, № 2-4, 53-56
104. Park S.C., Yoo D.G. Depositional history of Quaternary sediments on the continental shelf off the southeastern coast of Korea (Korea strait). "Mar. Geol.", 1988, 79, № 1/2, 65-76.
105. Reading H.G. Fashions and models in sedimentology: a personal perspective. "Sedimentology", 1987, 34, № 1, p. 319
106. Reed D.L., Meyer A.W., Silver E.A. Contourite sedimentation in an intraoceanic forearc system: Eastern Sunda Arc, Indonesia. "Mar. Geol.", 1987, 76, № 3/4, 223-241
107. Reynolds S. A recent turbidity current event, Hueneme fan California: reconstruction of flow properties. "Sedimentology", 1987, 34, № 1, 129-137
108. Scarlatos P.D. Numerical simulation of fine sediment motion in estuaries. "Hydrosoft 86: Hydraul. Eng. Software: Proc. 2nd



- Int. Conf., Southampton, Sept., 1986.", 1986, 52-68
109. Schwan J. The structure and genesis of Weikselian to early Holocene aeolian sand sheet in western Europe. "Sediment. Geol.", 1988, 55, № 3/4, 197-232
  110. Sedimentary environments and facies. Ed. Reading H. G. 2nd ed. Oxford c.a.: Beackwell, 1986. xii, 616 p.
  111. Sedimentary dynamics of the continental shelves of the world. "Mar. Geol.", Spec. issna, 1981, № 1-3, p. 215
  112. Sedimentation on submarine fans, cones and trenches. Eds: Stanley J., Kelling D. Dowden. Stroudsburg: Hutchinson and Ross Inc. 1978. 452 p.
  113. Selley R.C. Ancient sedimentary environments. 3rd ed. London: Chapman and Hall, 1985. 317 p.
  114. Stow Dorrik A.V. Sedimentary, tectonic and sea-level controls. Submarine Fans and Related Turbidite Syst. New York, 1985, 86-94
  115. Stow D.A.V., Lovell J.P.B. Contourites: their Recognition in modern and ancient Sediments. "Earth-Sci. Revs", 1979, 14, 251-291
  116. Stride A.H. Incications of long term episodic suspension transport of sand across the Norpholk banks, North Sea." "Mar. Geol.", 1988, 79, № 1/2, 55-64
  117. Submarine Fans and related. Turbidite Systems (Frontiers in Sedimentary Geology). Eds A.H. Bomma, W.R. Normark and N.E. Bames. New York: Springer Verlag, 1985, 351 p.
  118. Thorton S.E. Origin of mass flow sedimentary structures in hemipelagic basin deposits: Santa Barbara basin. "Geo-Mar. Lett", 1986, 6, № 1, 15-19
  119. Tsoar H., Pyc K. Dust transport and the question of desert loess formation. "Sedimentology", 1987, 34, № 1, 139-153
  120. Walsh J. J. On the nature of continental shelves. New York: Academic Press, 1987. 515 p.
  121. Wetrel A. Sedimentological significance of strain and sonic velocity anisotropy in fine-grained turbiditic and hemipelagic deep-sea sediments. An example from the Mississippi fan. "Mar. Geol.", 1987, 74, № 3/4, 191-208
  122. Wilson I.G. Desert sand flow basins and a model for the development of ergs. "Geogr. J.", 1971, 137, 180-199
  123. Zabawa C.F. Microstructure of suspended sediments in Northern Chesapeake Bay Estuary. "Science", 1978, 202, № 1, 45-51

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	3
Глава 1. Высокоэнергетические гравитационные процессы и формируемые ими аккумулятивные тела . . . . .	9
Глава 2. Процессы низкоэнергетического гравитационного оседания взвеси малой плотности (нефелоседиментация) . . . . .	29
Глава 3. Гидрогенные процессы и связанные с ними формы аккумуляции . . . . .	51
Глава 4. Высокоэнергетические процессы эоловой седиментации . . . . .	78
Глава 5. Седиментация в зонах взаимодействия различных динамических процессов . . . . .	81
Глава 6. Влияние тектонических движений и колебаний уровня моря на динамические обстановки седиментации . . . . .	96
Литература . . . . .	101

Технический редактор Н.Ю. Сорокина Корректор Н.П. Оберемок

Сдано в набор 20.02.89

Подписано в печать 13.02.89 Т - 02137

Формат 60×90 1/16 Бум. офс. № 2 Печать офсетная

Усл.печ.л. 7,0 Усл.-кр.отт. 7,19 Уч.-изд.л. 6,67

Тир. 300 экз. Зак. 1271 Цена 1р.05к.

Адрес редакции: 125219, Москва; А-210, ул. Усиевича, 20

Тел. 152-58-88

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ

140010, Люберцы 10, Московской обл.,

Октябрьский проспект, 403

А.А. Чистяков, Ф.А. Шербаков. Проблемы динамической седиментологии (Итоги науки и техники), 1989, 26, 1- 112

Рассматривается комплекс вопросов, связанных с разработкой одного из главных разделов литологии-процессов (способов) перехода в осадок материала самого разного состава и генезиса, обусловленных динамикой среды накопления. Рассматриваются также определяемые указанными процессами особенности форм накопления и строения формируемых осадочных геологических тел. Основное внимание уделяется новым данным о процессах и формах динамической седиментации в морях и океанах, в познании которых совершается в последние годы качественный скачок.

# ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

ВИНИТИ издает

## КАТАЛОГ ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ЦЕНТРАМИ ГАСНТИ

Выпуск третий исправленный и дополненный.

Ориентировочная цена 30 коп.

Каталог содержит основные сведения о наиболее распространенных программных средствах, применяемых в центрах ГАСНТИ для решения различных задач обработки всех видов научно-технической информации.

Включенные в настоящий выпуск сведения явились результатами инвентаризации программных средств информационных центров ГАСНТИ, проведенной Отделом координации НИР по созданию и развитию ГАСНТИ в 1987 г.

В выпуске даны: общая номенклатура, характеристики распределения функционирующих и разрабатываемых программных средств, реализованных на всех имеющихся в нашей стране классах ЭВМ — ЕС, СМ, мини- и микро-ЭВМ. Кроме того, в выпуске приводится краткий анализ основной тенденции проектирования программных средств, ориентированных на решение задач обработки научно-технической информации.

Каталог предназначен для работников информационных органов и научно-технических библиотек, специалистов научно-исследовательских, опытно-конструкторских, промышленных и других организаций, занимающихся проектированием программного обеспечения различных систем автоматизированной обработки научно-технической информации.

Каталог высылается наложенным платежом.

Заказы от организаций и индивидуальных подписчиков направлять по адресу: 140010, Люберцы, 10, Московской обл., Октябрьский просп., 403. Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ, отдел распространения: Телефон 553-56-29.

### О П Е Ч А Т К И

к ИНТ «Общая геология», том 26  
«Проблемы динамической седиментологии»

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
17	16-я сверху	флюидизированные	флюидизированные
18	18-я сверху	Воита	Боума
18	10-я снизу	Воита	Боума
80	7-я снизу	осложненного	осложненного
95	15-я сверху	кау	как
96	14-я сверху	зеркалами	зернами
104	7-я снизу	Тамбнев	Тамбиев
104	19-я снизу	фокальных	фекальных
105	10-я сверху	Хрусталев Ю. И.	Хрусталев Ю. П.

Зак. 1271